



**HAL**  
open science

# Humidite de la troposphere libre africaine: Elaboration d'une archive METEOSAT, Analyse climatique et Evaluation de modeles

Hélène Brogniez

► **To cite this version:**

Hélène Brogniez. Humidite de la troposphere libre africaine: Elaboration d'une archive METEOSAT, Analyse climatique et Evaluation de modeles. Physique [physics]. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2004. Français. NNT : . tel-00008052

**HAL Id: tel-00008052**

**<https://theses.hal.science/tel-00008052>**

Submitted on 13 Jan 2005

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

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

UNIVERSITÉ PARIS VI - PIERRE ET MARIE CURIE

## **Thèse**

Pour obtenir le grade de  
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ PARIS VI

Spécialité :  
Méthodes Physiques en Télédétection

présentée et soutenue par

**Hélène BROGNIEZ**

le 19 novembre 2004

# **HUMIDITÉ DE LA TROPOSPHÈRE LIBRE AFRICAINE : ÉLABORATION D'UNE ARCHIVE METEOSAT, ANALYSE CLIMATIQUE ET ÉVALUATION DE MODÈLES**

Devant le jury composé de :

Pr Katia Laval	Présidente du Jury
Pr Raymond T. Pierrehumbert	Rapporteur
Dr Jean-Noël Thépaut	Rapporteur
Dr François-Marie Bréon	Examineur
Pr Laurence Picon	Directrice de thèse
Dr Rémy Roca	Co-directeur de thèse
Dr Michèle Vesperini	Invitée

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Météorologie Dynamique, CNRS/IPSL  
(Ecole Polytechnique, Palaiseau)



*A mes parents,  
A Philippe et Stéphane*



# Remerciements

Je voudrais tout d'abord remercier Hervé LeTreur, directeur du Laboratoire de Météorologie Dynamique, pour m'avoir accueillie au sein de son laboratoire, ainsi que François Vial, directeur adjoint, pour sa disponibilité et ses nombreux conseils.

Mes remerciements vont bien sûr également à Michel Desbois qui m'a acceptée dans son équipe du Cycle de l'Eau dans les Tropiques, dès le stage de DEA en avril 2001.

J'adresse toute ma reconnaissance à Laurence Picon et Rémy Roca qui m'ont tous deux encadrée pendant ces 3 ans de thèse. Le sujet de thèse qu'ils m'ont mis initialement entre mes mains était passionnant et il s'est progressivement transformé pour le devenir encore plus ! Malgré un emploi du temps très chargé, Laurence a toujours prêté une oreille attentive aux questions que j'ai pu me poser au cours de ces 3 années. Je la remercie ici non seulement pour m'avoir guidée, mais également pour m'avoir aidée à gérer mes périodes de stress. Rémy m'a suivie presque au jour le jour pendant cette thèse, et les nombreuses discussions, souvent animées, que nous avons eues m'ont toujours permis d'avancer et de progresser. Il m'a fait découvrir de nombreuses facettes de la Recherche, et j'ai pu apprécier sa disponibilité et son enthousiasme pour tous les aspects que j'ai dû aborder, depuis le problème du transfert radiatif à  $6,3\mu\text{m}$  jusqu'à l'interprétation des biais des modèles de climat.

Je souhaite exprimer toute ma gratitude à Katia Laval qui m'a fait l'honneur de participer à mon jury de thèse et d'en accepter la présidence. Elle m'a suivi depuis le début de mon inscription en DEA MPT et sa présence dans le jury m'a beaucoup touchée.

Je voudrais remercier aussi Ray Pierrehumbert, qui a accepté le dur travail de rapporteur (d'autant plus dur que le teste était en français !) et qui a fait le déplacement depuis Chicago pour assister à la soutenance. Je suis très sensible à l'enthousiasme qu'il a montré concernant les résultats de ce travail et leurs perspectives ! De même, je remercie Jean-Noël Thépaut d'avoir accepté de rapporter sur mon travail, d'avoir montré autant d'intérêt et d'avoir fait le déplacement depuis le Centre Européen de Reading.

Je remercie également François-Marie Bréon (LSCE/CEA) pour avoir accepté d'examiner ce travail, bien qu'éloigné de ses thèmes de recherche actuels, et Michèle Vesperini (LOA) qui a accepté mon invitation, un peu tardive, à participer au jury de ma thèse.

Je remercie chaleureusement Geneviève Sèze (LMD) pour son aide précieuse lors de la lecture subtile des DX, ainsi que Frédéric Chevallier (LSCE) pour ses explications sur le modèle RTTOV et l'utilisation des jacobiens dans les modèles d'assimilation. Leur présence à tous les deux lors de la soutenance m'a fait réellement plaisir. Je remercie également Jean-Louis Monge pour avoir facilité l'accès aux différents jeux de données que j'ai utilisé et pour m'avoir accordé les Gigas de mémoire que j'ai pu saturer !

Alain Chédin, Noëlle Scott et Claudia Stubenrauch, du groupe ARA, m'ont fait sentir leur amitié tout au long de ce périple, et je les en remercie.

Je voudrais également exprimer ma gratitude à Marie-Claire Lanceau, qui m'a aidé à trouver de vieilles références (et aussi des récentes !), Stéphane Sportouch, Martine Roux et Eliane Rier pour leurs accueils chaleureux et leurs aides, concernant les missions, les problèmes d'appartement ou encore les vacances... Et aussi Marie-Christine Roos qui a facilité mes nombreux passages à l'ENS.

Ces trois ans de thèse ont été partagés avec un monitorat à Jussieu, et je souhaite remercier ici François Gendron, qui m'a conseillée pendant les deux dernières années, et qui m'a témoigné de son soutien.

Je remercie aussi Joëlle Ovarlez qui m'a éclairée sur la mesure *in situ* de la vapeur d'eau. Merci également aux membres du Bureau d'Etudes, et à tous ceux des groupes Lidar et SIRTa. Ma brève participation à la campagne de mesure VAPIC m'aura ainsi permis de découvrir les différents aspects du lancement d'un ballon de radiosondage.

Je n'oublie pas mes collègues du préfa, les "exilés", et surtout pas TaiFeng Yang, mon collègue de bureau, qui m'a fait découvrir certains aspects des traditions taiwanaises ; Karim Ramage, ma "référence informatique" qui m'a toujours écouté, même à des heures indécentes, et qui m'a aidée à résoudre pas mal de problèmes de programmation ; Sophie Cloché-Bouffies pour son aide précieuse avec les données ERA-40 ; Patrick Raberanto et Christophe Boitel (qui n'est pas au préfa, mais c'est tout comme...) qui m'ont tous les deux aidée lorsque j'avais des petits soucis de réseau et autres difficultés informatiques ; Olivier Chomette, qui a contribué à rendre plus facile mon intégration dans cet environnement particulier qu'est le préfa ; Michel Capderou, pour sa connaissance illimitée du monde des satellites ; Flore Mounier pour son infatigable bonne humeur et son amitié ; et enfin Chantal Claud, Robert Kandel, André Szantái, Isabelle Jobard, Franck Chopin, Pierre de Félice et Alain Viltard pour leurs conseils et leur gentillesse. Je n'oublie pas non plus Serge Janicot et Benjamin Sultan qui m'ont aidée sur certains aspects statistiques et qui, malgré leur départ du LMD, m'ont témoigné de leur soutien jusqu'au bout.

Je pense aussi à ceux qui ont partagé avec moi les repas du midi et les séances thé-café : par ordre alphabétique, Raymond Armante (je n'oublie pas les discussions "radiatives") ; Gilles Bannerot ("oui chef ! je vais à la piscine chef !") ; Bernard Bonnet (pour son accent chantant du sud) ; Cyril Crevoisier (je suis sûre qu'on trouvera de bon restaurants outre-Atlantique) ; Fadoua Eddounia (chère amie de galère : je visiterai le Maroc un jour, promis ! ) ; Bertrand Gaubicher (et sa passion du jonglage, de l'escalade et des pays scandinaves) ; Sylvain Heilliette (toujours dispo pour m'aider sur le transfert radiatif) ; Henri Ovarlez (et les discussions "Ch'ti" qui m'ont rappelé le plat pays...) ; Clémence Pierangelo (et sa passion de la Chine) ; Gaby Rädél (pour ses expressions rigolotes en allemand) ; Soumia Serrar (et ses dictionnaires, toujours à portée de main...).

J'ai une pensée particulière pour Annie, Alexandre, Magalie et mes "beaux-grands-parents" qui m'ont "adoptée" dans leur petit cercle et qui m'accueillent toujours avec plaisir.

Je pense également à ce qu'ont vécu mes parents et mon frère pendant ces 3 dernières années, et plus particulièrement pendant les derniers mois... Je sais que je n'ai pas été de tout repos, et j'ai aimé leur soutien, les week-end de détente, leurs conseils, leurs blagues, leurs p'tits plats...tout quoi ! Je remercie aussi le "reste" de ma famille, grands-parents, oncles, tantes, cousin(e)s, pour leur soutien et l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail.

Enfin, je remercie Mathieu, qui m'a supportée (dans tous les sens du terme) et qui a subi les retours de "journées catastrophes", les périodes de doutes, mes bavardages insupportables sur certains sujets, les nombreuses répétitions, etc. Pour faire court, je le remercie parce qu'il a été et qu'il est là.

# Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>7</b>
1.1	La vapeur d'eau dans le bilan radiatif . . . . .	7
1.2	Les mesures de la vapeur d'eau atmosphérique . . . . .	11
1.3	Modélisation du climat et du cycle hydrologique . . . . .	13
1.4	Organisation de la thèse . . . . .	14
<b>2</b>	<b>Interprétation du rayonnement dans la bande 5,7-7,1<math>\mu</math>m</b>	<b>17</b>
2.1	Introduction . . . . .	17
2.2	Absorption par la vapeur d'eau . . . . .	18
2.3	Un modèle simplifié de transfert radiatif . . . . .	20
2.3.1	Calcul de la transmission dans la bande "Vapeur d'Eau" . . . . .	20
2.3.2	Expression analytique de la radiance "VE" : un profil idéalisé . . . . .	27
2.4	Interprétation géophysique des $T_B$ "Vapeur d'Eau" . . . . .	31
2.4.1	Relation entre la $T_B$ "Vapeur d'Eau" et l'humidité relative d'une couche . . . . .	31
2.4.2	Fonction de poids . . . . .	32
2.4.3	Fonction de sensibilité de la $T_B$ . . . . .	35
2.5	Résumé des principaux résultats . . . . .	39
<b>3</b>	<b>Construction d'un algorithme d'inversion pour METEOSAT "VE"</b>	<b>41</b>
3.1	Introduction . . . . .	41

3.2	Données utilisées . . . . .	42
3.3	L'humidité de la troposphère libre pour les régions tropicales . . . . .	43
3.4	Revue de la méthode d'inversion . . . . .	44
3.4.1	Historique de la méthode . . . . .	44
3.4.2	Utilisation d'une fonction de sensibilité idéalisée . . . . .	47
3.5	Construction de l'algorithme d'inversion des $T_B$ pour les Tropiques . . . . .	49
3.5.1	Les paramètres de l'algorithme d'inversion . . . . .	50
3.5.2	Un opérateur local de moyenne verticale : le jacobien $\mathcal{K}(RH)$ . . . . .	53
3.5.3	Performances théoriques de l'algorithme d'inversion . . . . .	57
3.5.4	Finalisation de l'algorithme d'inversion des $T_B$ "VE" . . . . .	61
3.5.5	Résumé . . . . .	65
3.6	Méthode alternative : une approche locale de l'inversion . . . . .	66
3.6.1	Introduction . . . . .	66
3.6.2	Principe . . . . .	67
3.6.3	Evaluation de la méthode . . . . .	69
3.7	Bilan . . . . .	71
<b>4</b>	<b>Ajustement de l'étalonnage du canal "Vapeur d'Eau"</b>	<b>73</b>
4.1	Présentation du problème . . . . .	73
4.2	Evaluation de l'étalonnage opérationnel . . . . .	75
4.2.1	Effet d'un biais d'étalonnage sur l'imagerie "VE" . . . . .	75
4.2.2	Analyses par inter-étalonnage . . . . .	77
4.2.3	Diagnostics de contrôle des radiances "VE" dans le système 4D-VAR . . . . .	80
4.2.4	Résumé et sources possibles du biais . . . . .	81
4.3	La base de données homogènes METEOSAT-5 : de juillet 1983 à février 1997 . . . . .	82
4.4	Ajustement de l'étalonnage "VE" . . . . .	83
4.4.1	Etude de la variabilité temporelle du coefficient d'étalonnage . . . . .	85

4.4.2	Etude du biais d'étalonnage et description de la méthode d'ajustement . . . . .	87
4.4.3	Application à la période juillet 1983 - février 1997 . . . . .	92
4.5	Conclusions . . . . .	93
<b>5</b>	<b>Clarification des observations "Vapeur d'Eau"</b>	<b>97</b>
5.1	Introduction . . . . .	97
5.2	Influence des nuages dans le canal "Vapeur d'Eau" . . . . .	98
5.2.1	Description des algorithmes de détection des nuages . . . . .	98
5.2.2	Caractéristiques de la fonction de poids "Vapeur d'Eau" . . . . .	99
5.2.3	Estimation de l'influence d'un nuage épais sur la $T_B$ dans un cas idéalisé . . . . .	101
5.3	La détection ISCCP dans les régions tropicales . . . . .	104
5.3.1	Validation de la climatologie ISCCP . . . . .	105
5.3.2	Un point faible de la détection : les cirrus fins . . . . .	106
5.4	Evaluation de la méthode de clarification sur un cas d'étude . . . . .	110
5.4.1	Description de la méthode et projection des données . . . . .	110
5.4.2	Estimation du biais dû à la sélection des cirrus fins . . . . .	112
5.4.3	Influence des scènes de nuages bas sur les moyennes temporelles . . . . .	115
5.4.4	Apport de l'échantillonnage des nuages bas . . . . .	117
5.5	Clarification des images "VE" MET-5 : la base de données FTH . . . . .	120
5.5.1	Application sur la période juillet 1983 - février 1997 . . . . .	120
5.5.2	Conclusions . . . . .	122
<b>6</b>	<b>Etude climatologique de la FTH</b>	<b>125</b>
6.1	Présentation du climat des régions inter-tropicales . . . . .	125
6.1.1	Bref rappel sur la circulation moyenne . . . . .	125
6.1.2	Moussons d'été et Anticyclones subtropicaux . . . . .	128
6.2	La FTH de juillet 1983 à février 1997 . . . . .	132

6.2.1	Caractéristiques des données UTH de HIRS-12 1978-1998 . . . . .	132
6.2.2	Etude du cycle saisonnier moyen . . . . .	133
6.2.3	Etude de la variabilité interannuelle . . . . .	136
6.2.4	Résumé . . . . .	144
6.3	Variabilité intrasaisonnière de la période juillet-août . . . . .	146
6.3.1	Région de l'Est de la Méditerranée . . . . .	146
6.3.2	Région de l'anticyclone de S <sup>te</sup> Hélène . . . . .	148
6.3.3	Région Sahélienne . . . . .	150
6.3.4	Résumé des analyses . . . . .	151
6.4	Dynamique de la FTH de l'Est de la Méditerranée . . . . .	153
6.4.1	Bref rappel sur le transport de la vapeur d'eau . . . . .	153
6.4.2	Caractéristiques du modèle de transport utilisé et mise en oeuvre . . . . .	154
6.4.3	Température de dernière saturation . . . . .	155
6.4.4	Reconstruction du champ d'humidité relative . . . . .	156
6.4.5	Interprétation dynamique de la variabilité intrasaisonnière . . . . .	159
6.4.6	Résumé des analyses . . . . .	166
6.5	Conclusions . . . . .	167
<b>7</b>	<b>Représentation de la FTH par les modèles climatiques</b>	<b>169</b>
7.1	Introduction . . . . .	169
7.2	Le cycle de l'eau dans les Modèles de Circulation Générale . . . . .	170
7.2.1	Principes de base de la modélisation du climat . . . . .	170
7.2.2	Modélisation du cycle de l'eau dans l'atmosphère . . . . .	171
7.3	La FTH par les Modèles de Circulation Générale . . . . .	174
7.3.1	Les projets d'intercomparaison AMIP-I et AMIP-II . . . . .	174
7.3.2	Méthodologie de l'évaluation de la FTH . . . . .	176
7.4	Comparaison des climatologies observées et simulées . . . . .	181

7.4.1	Le cycle saisonnier moyen . . . . .	181
7.4.2	La variabilité interannuelle . . . . .	188
7.5	Discussions . . . . .	195
<b>8</b>	<b>Conclusions et Perspectives</b>	<b>197</b>
8.1	Résumé des travaux entrepris . . . . .	197
8.2	Perspectives . . . . .	200
<b>A</b>	<b>Mesure satellitale dans la bande "Vapeur d'Eau" et description des satellites METEOSAT 205</b>	
A.1	La mesure satellitale dans l'infrarouge thermique . . . . .	205
A.2	Radiance satellitale et fonction de filtre . . . . .	207
A.3	Les satellites METEOSAT : de 1977 à nos jours . . . . .	208
A.3.1	Satellites du Programme de Transition . . . . .	208
A.3.2	Satellites de Seconde Génération . . . . .	210
<b>B</b>	<b>Outils de travail</b>	<b>213</b>
B.1	Le modèle de transfert radiatif RTTOV-7 . . . . .	213
B.1.1	Principe du modèle rapide . . . . .	213
B.1.2	Traitement de l'absorption des nuages . . . . .	216
B.2	Les ré-analyses ERA-40 . . . . .	219
B.3	La climatologie ISCCP . . . . .	221
B.3.1	Description du projet et de la méthode d'analyse . . . . .	221
B.3.2	Description des produits . . . . .	223
<b>C</b>	<b>Description des méthodes d'étalonnage du canal "VE" de METEOSAT</b>	<b>227</b>
C.1	Gain et coefficient d'étalonnage . . . . .	227
C.2	Satellites MET-2 à 6 : méthode statistique . . . . .	228
C.2.1	Description de la méthode et mises à jour . . . . .	228

C.2.2	Problème des éclipses . . . . .	230
C.3	Satellites MET-7 et MET-8 : Utilisation d'un corps noir . . . . .	232
	<b>Liste des acronymes</b>	<b>234</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>237</b>

# Chapitre 1

## Introduction

L'eau, sous toutes ses formes, est une composante essentielle de notre environnement. La compréhension du cycle hydrologique global passe par la connaissance de la distribution spatiale et temporelle de l'eau dans l'atmosphère. Ainsi, sous sa forme gazeuse, l'eau agit comme un gaz à effet de serre efficace ; les transitions de phases mettant en jeu de grandes quantités de chaleur, elle affecte le bilan énergétique global lors de la formation et de la dissipation des nuages, qui participent par ailleurs également à l'effet de serre. La combinaison des observations et des modèles de climat permet d'appréhender toute la complexité du cycle de l'eau dans l'atmosphère, amenant à mieux connaître les mécanismes en jeu, qu'ils soient radiatifs ou dynamiques (comme la convection ou l'advection). Dans cette introduction, nous présentons le contexte scientifique de ce travail de thèse qui concerne l'analyse, à partir d'observations satellitales, de la variation spatiale et temporelle de la vapeur d'eau troposphérique et de sa représentation dans les modèles numériques de climat.

### 1.1 La vapeur d'eau dans le bilan radiatif

La notion d'"effet de serre" intervient lorsque l'on considère les échanges d'énergie entre la Terre et l'espace proche environnant. La principale source d'énergie reçue par la Terre provient du Soleil sous la forme d'un rayonnement électromagnétique de courtes longueurs d'onde. La Terre est en équilibre radiatif avec l'espace, c'est-à-dire qu'elle émet autant d'énergie qu'elle en reçoit. Une partie de l'énergie reçue par le système terre-océan-atmosphère est renvoyée vers l'espace, tandis que le reste contribue au chauffage du système. A la suite de ce chauffage, la surface et certains composants de l'atmosphère émettent du rayonnement montant, aux grandes longueurs d'onde (dans l'infrarouge -IR- thermique). L'"effet de serre" correspond au piégeage de ce rayonnement IR par l'atmosphère (certains gaz, les nuages et les aérosols) et à sa réémission vers la surface, conduisant ainsi à un réchauffement supplémentaire des basses couches.

En terme de concentration, la vapeur d'eau est le gaz à effet de serre le plus important dans l'atmosphère terrestre. Elle occupe, en moyenne, environ 1% du volume des gaz atmosphériques et cette

concentration est très variable spatialement et temporellement (par comparaison, la concentration du gaz carbonique ( $\text{CO}_2$ ) dans l'atmosphère est d'environ 0,1% et cette quantité est plus stable). Dans la troposphère, la majeure partie du rayonnement IR émis vers l'espace (refroidissement radiatif) est due à la vapeur d'eau, et c'est ce gaz qui absorbe, en atmosphère claire, la plus grande partie du rayonnement solaire incident (dans le domaine du visible). L'effet radiatif de la vapeur d'eau est moindre dans la stratosphère : c'est le  $\text{CO}_2$  et l'ozone ( $\text{O}_3$ ) qui dominent en terme d'émission de rayonnement IR, tandis que l'absorption du rayonnement solaire est essentiellement contrôlée par la concentration en  $\text{O}_3$  [e.g. Harries, 1997].

Dans le cadre du réchauffement global de la planète, la vapeur d'eau troposphérique est impliquée dans un mécanisme de rétroaction climatique dont le signe est sujet à de nombreux débats. La plupart des études scientifiques tend à conclure à une rétroaction *positive* [Manabe et Wetherald, 1967 ; Stephens et Tjemkes, 1993 ; Hall et Manabe, 1999 ; Held et Soden, 2000 ; etc.]. L'augmentation de la température de surface, liée à une augmentation des gaz d'origine anthropique comme le  $\text{CO}_2$ , autorise l'atmosphère à contenir plus de vapeur d'eau (loi de Clausius-Clapeyron). Cet accroissement de la température de surface de la mer conduit également à une augmentation de l'évaporation. Ainsi, l'eau évaporée reste en phase vapeur et la concentration en vapeur d'eau augmente. Dans ce processus, la plus grande quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère absorberait donc plus de rayonnement et réchaufferait encore plus la surface... C'est ce qu'on appelle l'"emballement" de l'effet de serre.

La sensibilité de la température de surface à des changements des conditions thermodynamiques de la troposphère a été évaluée par des modèles simples 1-D, tel le modèle radiatif-convectif développé par Manabe et Wetherald [1967]. Dans ce modèle de référence, l'équilibre radiatif de la Terre évoqué précédemment est conservé (flux entrant = flux sortant) par l'intermédiaire d'un ajustement du gradient vertical de température qui n'excède pas  $6,5^\circ\text{C}/\text{km}$  et d'une distribution verticale de l'humidité relative fixée. Dans ce schéma, l'ajustement du gradient vertical de température est réalisé par le biais de la convection qui redistribue la chaleur sur la verticale. L'effet radiatif de l'augmentation de la température de surface est donc redistribué par la convection. Sur ces hypothèses, Manabe et Wetherald [1967] montrent que la température de surface (et ainsi troposphérique) est 1,8 fois plus sensible à des changements de facteurs de rayonnement ( $\text{CO}_2$ , albédo de surface, nébulosité, constante solaire) dans le cas d'une humidité relative constante ( $\simeq 2,3^\circ\text{C}$ ), que dans le cas d'une distribution constante de l'humidité spécifique ( $\simeq 1,3^\circ\text{C}$ ). Ce type de modèle a été repris par la suite et des résultats similaires ont été obtenus par Ramanathan et Coakley [1978] ainsi que par Cess [1989].

Cet "emballement" de l'effet de serre de la vapeur d'eau doit en fait être pondéré par l'influence du réchauffement de la surface (apport anthropique de  $\text{CO}_2$ ) sur les nuages convectifs des régions tropicales. Cette théorie a notamment été développée par Lindzen [1990]. L'idée de base est que le réchauffement est associé à une augmentation du développement vertical des nuages de convection profonde (cumulonimbus). L'augmentation de la convection impliquerait des précipitations plus intenses dans les couches pluvieuses et ainsi, par détrainement de masses d'air sèches au sommet des tours convectives, un assèchement de la haute troposphère. L'advection de ces masses d'air sec, depuis les zones tropicales vers les régions de subsidence subtropicales dépourvues de nuages hauts où l'effet de serre gazeux prédomine, apporterait ainsi moins de vapeur d'eau et diminuerait l'absorption du rayonnement : le refroidissement

radiatif dominerait alors le bilan global. Dans ce cas, la boucle de rétroaction de la vapeur d'eau ne serait plus positive mais *négative*.

Récemment, Lindzen *et al.* [2001] ont complété ce schéma en suggérant que, dans la haute troposphère, la couverture nuageuse et l'humidité agissent comme l'iris d'un oeil : la diminution de l'étendue des cirrus tropicaux pondérerait, de par leur effet d'albédo, les modifications de la température de surface par un refroidissement radiatif plus ou moins important (*iris effect*). Cette étude est actuellement un sujet de controverse : d'une part la contraction des enclumes des sommets des tours convectives ne présenterait pas de lien direct avec l'augmentation de la température de surface de la mer [Hartmann et Michelsen, 2002] ; d'autre part, les paramètres de rétroaction des nuages ainsi que le calcul de l'albédo des cirrus estimés par Lindzen *et al.* [2001] ont été réévalués par Fu *et al.* [2002] et diminués par deux, ce qui réduirait l'effet d'iris proposé par Lindzen et ses collaborateurs. Toute la discussion repose en fait sur l'estimation de l'albédo des différents types de nuages, et plus particulièrement des cirrus tropicaux mis en cause.

L'effet de serre dû à la vapeur d'eau comporte de nombreuses incertitudes [e.g. Stephens et Tjemkes, 1993 ; Harries, 1996]. L'influence de la vapeur d'eau sur le bilan radiatif de la Terre nécessite en effet de connaître sa distribution spatio-temporelle dans la troposphère libre et son transport. D'autre part, la distribution de la vapeur d'eau est très variable du fait des changements de phase lors de la formation et la dissipation des nuages, et une compréhension approfondie des sources ou des puits de la vapeur d'eau nécessite une analyse des phénomènes nuageux souvent très complexes [e.g. Stephens et Greenwald, 1991(a) et 1991(b)]. Enfin, les propriétés spectroscopiques du continuum d'absorption dans les régions de raies faibles sont encore mal connues, malgré les nombreuses études effectuées sur ce sujet [e.g. Clough *et al.*, 1989 ; voir aussi le chapitre 2].

Dans ce mécanisme complexe, les régions sèches subtropicales jouent un rôle primordial dans l'équilibre énergétique du système. La sensibilité du flux sortant répond de façon non-linéaire à des modifications de la concentration en vapeur d'eau troposphérique [Spencer et Braswell, 1997 ; Schneider *et al.*, 1999 ; Pierrehumbert, 1999 ; Held et Soden, 2000 ; etc.]. La modification absolue ou relative de la concentration en vapeur d'eau de la troposphère permet de révéler de façon plus ou moins forte le rôle des régions sèches : un apport fixe de molécule d'eau dans un environnement sec aura en effet plus d'impact sur le rayonnement sortant que ce même apport dans une région plus humide. En appliquant des perturbations additives sur le profil d'humidité relative, Spencer et Braswell [1997] montrent que des petites perturbations sur un profil sec, caractérisé par 10% d'humidité relative dans la troposphère libre, auront 3 fois plus d'impact sur le rayonnement ondes longues de ciel clair, sortant au sommet de l'atmosphère, que cette même perturbation appliquée sur un profil à 90% d'humidité relative. De façon complémentaire, Pierrehumbert [1999] met en évidence une diminution absolue significative de  $25\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$  du rayonnement sortant lorsque l'on multiplie par 10 l'humidité spécifique de la troposphère libre (de  $10^{-5}\text{kg/kg}$  à  $10^{-4}\text{kg/kg}$ ). La méthode utilisée afin de déterminer l'importance relative des régions de l'atmosphère, pour le bilan énergétique du système, est un sujet à discussion à l'heure actuelle. On pourra par exemple se référer à Held et Soden [2000] pour une revue des méthodes (humidité relative ou humidité spécifique ; perturbations absolues ou relatives). Cependant, dans tous les cas les zones sèches de la troposphère libre contribuent de façon non-négligeable à la détermination de la quantité d'énergie IR sortant du système. De plus, il a été montré que les régions de ciel clair sont les plus importantes pour l'étude de la rétroac-

tion de la vapeur d'eau [e.g. Stephens et Greenwald, 1991(a) ; Pierrehumbert, 1995]. Ainsi, la sécheresse des régions subtropicales, rarement couvertes de nuages, constitue un puits d'énergie radiative important qui permet d'évacuer la chaleur emmagasinée dans les régions tropicales où la convection prédomine (on parle de "thermostat"). En plus des cellules de circulation, type Hadley, l'activité transitoire de la circulation joue également un rôle dans le transport de l'humidité depuis les régions tropicales vers les régions sèches subtropicales [e.g. Emanuel et Pierrehumbert, 1996 ; Pierrehumbert, 1998 ; Pierrehumbert et Roca, 1998]

La figure 1.1 illustre la distribution moyenne de l'humidité relative de la haute troposphère, pour juillet-août 1983-1996, estimée à partir de mesures satellitales (instrument HIRS -High Resolution Infra-Red Sounder-). Cette figure met en avant la forte variabilité spatiale de la vapeur d'eau troposphérique, et souligne le fort gradient d'humidité entre les régions tropicales (>45%) et les régions subtropicales (<15%).

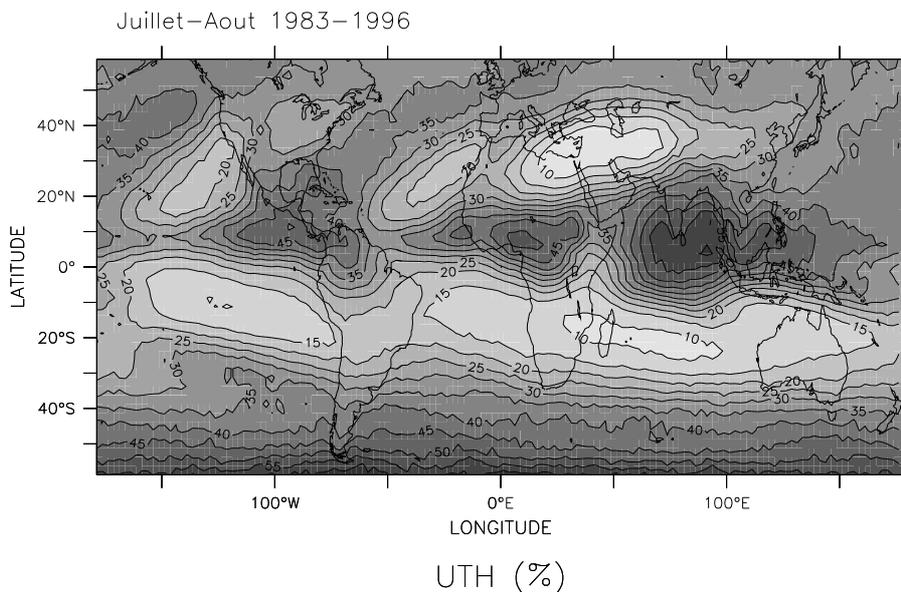


FIG. 1.1 – Humidité relative de la haute troposphère (en %) en moyenne sur la saison juillet-août pour la période 1983-1996. L'intervalle est de 5%. Données UTH d'après [Jackson et Bates, 2001].

Le cycle hydrologique est une composante clef du climat de notre Terre et sa compréhension repose à la fois sur les observations et sur les simulations de processus. La distribution de la vapeur d'eau dans la troposphère et sa variabilité restent encore mal maîtrisées [e.g. Chahine, 1992]. Les mesures *in situ* de l'humidité et de la température de cette région de l'atmosphère, par exemple à l'aide de réseaux de radiosondages, procurent ainsi un outil d'étude de la variabilité de la vapeur d'eau et de ses tendances à long-terme [e.g. Gaffen *et al.*, 1991 ; Gaffen *et al.*, 1992 ; Ross et Elliott, 2001]. Avec l'avènement des satellites météorologiques (lancement de TIROS-I en 1960), on commence à avoir accès à de longues séries temporelles de mesures globales de la vapeur d'eau de la troposphère, permettant de compléter les mesures issues de radiosondages, dont la couverture spatiale est limitée [e.g. Bates et Jackson, 2001(a)].

## 1.2 Les mesures de la vapeur d'eau atmosphérique

Depuis quelques années, les programmes actuels de recherche du WCRP (World Climate Research Programme) tels SPARC et GEWEX-GVaP (Stratospheric Processes and their Role in Climate ; Global Energy and Water Cycle Experiment Water Vapour Project) mettent leurs efforts en commun afin d'accéder à des observations globales de la vapeur d'eau atmosphérique permettant d'étudier des climatologies validées (par collocations) et ainsi de mieux comprendre et d'identifier les mécanismes impliqués dans le cycle hydrologique [Chahine, 1997].

### Mesures au sol ou aéroportées

La variation spatio-temporelle de la répartition de la vapeur d'eau dans l'atmosphère peut être appréhendée par divers systèmes de mesures depuis le sol ou aéroportés : par des *observations in situ* de radiosondages utilisant des capteurs d'humidité étalonnés [Gaffen *et al.*, 1991 ; Miloshevich *et al.*, 2001] ; par des instruments de *télédéttection active* comme le lidar de type Raman ou le système satellitaire Global Positioning System (GPS) qui permettent de quantifier respectivement les profils de vapeur d'eau (analyse du signal rétrodiffusé) et le contenu intégré en vapeur d'eau (délai sur la propagation de l'onde radio induit par la vapeur d'eau) [e.g. Soden *et al.*, 2004 ; Doerflinger, 2001] ; par des instruments de *télédéttection passive* tels les photomètres solaires ou les spectromètres infrarouge estimant le contenu intégré en eau de l'atmosphère soit par mesure du flux solaire incident, soit par mesure de la signature spectrale de la molécule d'eau [e.g. Schmid *et al.*, 2003].

Les mesures de ces instruments sont généralement combinées lors des expériences d'observation du cycle hydrologique et des effets radiatifs de la vapeur d'eau. On peut ainsi nommer le programme Atmospheric Radiation Measurement (ARM) dont le but est de caractériser les capacités actuelles de mesures de la vapeur d'eau atmosphérique et de ses effets radiatifs, et de proposer des améliorations des systèmes de mesures [e.g. Revercomb *et al.*, 2003 ; Soden *et al.*, 2004], associant mesures au sol et aéroportées et observations satellitaires collocalisées. De façon similaire, le projet VAPIC d'observation de la vapeur d'eau, dont la campagne de mesure intensive a eu lieu en mai 2004 au LMD (Site Instrumental de Recherche par Télédéttection Atmosphérique -SIRTA-), a pour but de mieux connaître les limitations des techniques de mesures de la vapeur d'eau (télédéttection au sol ou satellitale) et de constituer une méthodologie d'exploitation de mesures d'humidité en préparation au programme AMMA (Analyse Multi-disciplinaire de la Mousson Africaine).

Les données météorologiques des hautes couches de l'atmosphère ont longtemps été utilisées à des fins exclusivement prévisionnelles [Elliott et Gaffen, 1991]. Ces archives météorologiques provenant de mesures par radiosondages sont devenues depuis quelques années des outils d'intérêt scientifique pour des études climatologiques de l'humidité atmosphérique. Il faut noter ici que l'analyse, sur le long-terme, de ces archives de mesures de l'humidité des hautes couches de la troposphère présente de nombreux problèmes : en effet, non seulement les procédures de contrôle de qualité des instruments ont évolué au cours du temps [Elliott et Gaffen, 1991], mais il existe également des biais dus aux différentes technologies des capteurs [e.g. Soden et Lanzante, 1996]. Enfin, la précision et la fiabilité des mesures d'humidité *in situ*

décroît avec la diminution de la concentration en vapeur d'eau, la température et la pression [e.g. Gaffen *et al.*, 1991].

Les instruments que nous venons d'évoquer offrent des mesures de la vapeur d'eau troposphérique limitées dans le temps et dans l'espace. La couverture spatiale est essentiellement continentale, et restreinte géographiquement à l'hémisphère Nord du globe. De plus, les observations depuis le sol limitent la portée des instruments bien que, dans les cas favorables (ciel clair), la portée des instruments puisse atteindre 20-30km (radiosondages, lidar). Dans tous les cas, les mesures de la vapeur d'eau sont restreintes aux moyennes et basses couches de la troposphère. L'intérêt des mesures satellitales est de procurer une vision d'ensemble de l'atmosphère planétaire et d'accéder aux plus hautes couches.

### Les mesures satellitales

Il existe plusieurs types de satellites météorologiques : les satellites défilants, évoluant à basse altitude et offrant des observations globales du système, et les satellites géostationnaires procurant des mesures plus fréquentes pour une observation unique d'un quart de la surface terrestre.

La vapeur d'eau atmosphérique peut être estimée à l'aide de deux types d'instruments : les *sondeurs*, tels HIRS (High Resolution Infrared Radiation Sounder), le récent AIRS (Atmospheric Infrared Sounder) pour les mesures dans l'infrarouge thermique, et, dans les microondes (autour de 183,3GHz [Waters *et al.*, 1980]) les instruments SSM/T-2 (Special Sensor Microwave/Temperature) et AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit), et les *imageurs* comme METEOSAT (Meteorological Satellite), GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) ou SSM/I à bord de la plateforme américaine DMSP (Special Sensor Microwave/Imager - Defense Meteorological Satellite Program). On peut également évoquer le projet WALES (Water Vapour Lidar Experiment in Space) financé par l'Agence Spatiale Européenne et prévu pour 2010 [Gérard *et al.*, 2004], dont l'objectif est d'associer la qualité des mesures par lidar (précision et haute résolution verticale) avec la vision globale de l'atmosphère depuis le satellite.

Dans l'infrarouge, l'estimation de la vapeur d'eau troposphérique est réalisée en utilisant des mesures spectrales dans la bande de forte absorption de la vapeur d'eau, autour de 6-7 $\mu$ m. Dès 1961, Möller a démontré l'intérêt des mesures de rayonnement dans cette région spectrale, en interprétant ce rayonnement comme un indicateur de l'humidité relative moyenne de la troposphère. Dans cette bande spectrale, la vapeur d'eau est considérée comme un traceur de la dynamique atmosphérique, à l'instar de Rodgers *et al.* [1976] qui ont utilisé les mesures 6-7 $\mu$ m de l'instrument THIR (Temperature-Humidity Infrared Radiometer) à bord de Nimbus-4 de la NASA dans le but d'analyser les structures de vapeur d'eau à 500hPa.

L'imagerie METEOSAT de la bande spectrale 5,7-7,1 $\mu$ m, ou bande "Vapeur d'Eau" ("VE"), est depuis longtemps considérée comme un outil d'analyse des mouvements de circulation de grande échelle ayant lieu dans la moyenne et la haute troposphère [e.g. Morel, 1978]. Ainsi, dans les régions tropicales, les signaux "VE" élevés sont reliés aux mouvements de subsidence dans la moyenne troposphère (500hPa), à une divergence des masses d'air près de la surface, et à un flux convergent dans la haute troposphère [Picon et Desbois, 1990]. Les propriétés dynamiques de ce canal permettent, par corréla-

tion d'images successives, d'analyser le déplacement de ce traceur atmosphérique, puis d'extraire des estimations quantitatives du champ de vent à l'altitude représentative du traceur : c'est-à-dire dans la moyenne troposphère [Laurent, 1993]. Ces données constituent une source importante d'observations globales des vents atmosphériques. Les mesures "VE" de satellites géostationnaires, tels METEOSAT et GOES, sont par ailleurs assimilées de façon opérationnelle dans le système de prévision numérique 4D-VAR du Centre Européen. En plus de fournir des indications sur la dynamique de la moyenne et haute troposphère, la haute résolution temporelle des observations "VE" depuis des satellites géostationnaires permet également de suivre l'évolution temporelle de la vapeur d'eau de cette région de l'atmosphère [e.g. Munro *et al.*, 2000].

### 1.3 Modélisation du climat et du cycle hydrologique

Une représentation précise des différents aspects du cycle hydrologique, tels les interactions nuages / rayonnement ou vapeur d'eau / rayonnement, le transport ou les changements de phase de l'eau, constitue un enjeu primordial pour les modèles de climat, qu'ils incluent ou non un couplage avec l'océan, car elle permettra de mieux comprendre les mécanismes de rétroaction qui lui sont associés (nuages et vapeur d'eau) [Chahine, 1992].

Que ce soit dans les modèles couplés Océan-Atmosphère ou dans les modèles purement atmosphériques forcés par une climatologie de température de surface de la mer, la réponse de la vapeur d'eau intégrée du modèle est dirigée par le lien physique étroit entre la température et la pression de vapeur saturante mis en équation par la loi de Clausius-Clapeyron. De par le couplage prononcé entre la température de surface de la mer et les basses couches de l'atmosphère [Stephens, 1990], les modèles de climat reproduisent généralement correctement la réponse du contenu intégré en vapeur d'eau à une température de surface de la mer imposée comme conditions aux limites [e.g. Soden, 2000]. Néanmoins, des études ont mis en évidence le fait que, malgré une représentation réaliste des variations saisonnières et interannuelles du contenu intégré en vapeur d'eau, les modèles atmosphériques présentent des difficultés à reproduire de façon fiable l'humidité des plus hautes couches de l'atmosphère et plus particulièrement celle des régions subtropicales, puits d'énergie essentiel dans le système climatique [e.g. Soden et Bretherton, 1994 ; Chen *et al.*, 1996 ; Gaffen *et al.*, 1997].

Le rôle des projets d'intercomparaison AMIP et CMIP (Atmospheric / Coupled Models Intercomparison Project) est de mettre à jour l'état de l'art de la modélisation du climat actuel, permettant par la suite de faire des projections fiables vers le futur [IPCC, 2001]. Pour les simulations CMIP, les conditions initiales sont imposées, et les modèles couplés évoluent librement de façon à ce que le système complet (atmosphère-océan-glace de mer) s'ajuste sur des concentrations en CO<sub>2</sub> atmosphérique prescrites (observations ou scénarios "catastrophes" d'évolution) [e.g. Covey *et al.*, 2003].

Dans le cadre AMIP, les conditions aux limites (températures de surface de la mer et concentration en CO<sub>2</sub> atmosphériques) sont imposées tout au long des simulations. L'objectif des projets AMIP est de cerner et de comprendre les biais *systématiques* produits par l'ensemble des modèles d'atmosphère participant, ayant chacun des architectures différentes (résolution, schémas sous-maille, etc.), et qui se retrouvent forcément lors du couplage avec les autres composantes du système (océan, biosphère, chi-

mie, etc.). Un point à noter ici est que les évaluations AMIP sont réalisées sur une simulation standard ne permettant pas d'avoir une information sur la variabilité interne du modèle. Le rôle des simulations d'ensemble est d'évaluer cette variabilité interne [e.g. Sperber et Palmer, 1996]. Ainsi, la dispersion de l'ensemble des simulations, pourtant forcées par la même climatologie, permet d'évaluer le bruit inhérent lié au modèle. Si la dispersion de l'ensemble est faible devant les fluctuations interannuelles de la moyenne, alors les conditions aux limites ont un effet sur la circulation générale qui est reproductible par le modèle. *A contrario*, dans le cas où la dispersion de l'ensemble est importante, alors la variabilité interne du modèle interagit de façon chaotique avec la dynamique atmosphérique et inhibe les variations forcées de la climatologie de températures de surface de la mer. Ainsi, les évaluations de modèles climatiques sont de plus en plus fréquemment réalisées par l'intermédiaire de ces simulations d'ensemble [e.g. Allan *et al.*, 2003 ; Iacono *et al.*, 2003].

## 1.4 Organisation de la thèse

Cette thèse est construite autour de l'élaboration d'une archive de mesures "VE" des satellites géostationnaires METEOSAT afin d'étudier la variabilité spatiale de l'humidité de la troposphère libre des régions tropicales et d'utiliser les caractéristiques climatologiques de ces mesures pour évaluer les modèles de climat.

Dans le second chapitre de ce manuscrit, nous détaillons la théorie radiative simplifiée qui permet d'interpréter les observations "VE". Ainsi, les observations en ciel clair des régions tropicales et subtropicales de la bande à  $6,3\mu\text{m}$  de METEOSAT sont reliées à une humidité relative moyenne d'une couche de la troposphère. Cette couche, variant avec les caractéristiques de l'atmosphère observée, est décrite précisément par la fonction verticale jacobien d'humidité relative, reflétant la sensibilité de la mesure "VE" à des perturbations locales du profil d'humidité relative.

L'objet du troisième chapitre est de construire l'algorithme d'inversion des données METEOSAT en s'appuyant sur une base d'apprentissage composée de profils représentatifs des régions tropicales et subtropicales considérées ici. L'inversion des données est bâtie sur la détermination des coefficients de l'algorithme et sur l'utilisation d'information *a priori* sur la structure thermique des scènes observées.

Dans un quatrième chapitre, nous présentons une méthode d'ajustement de l'étalonnage des mesures "VE" de METEOSAT pour lequel un biais a été révélé par comparaison avec d'autres instruments mais dont l'origine reste encore mal expliquée. Cet ajustement de l'étalonnage est réalisé en se basant sur des calculs utilisant l'instrument HIRS-12 comme référence d'étalonnage stable. Le ré-étalonnage des mesures "VE" est mené sur une base de données "VE" homogénéisée, construite au LMD et offrant une couverture de la région Afrique/Océan Atlantique et possédant une haute résolution spatiale et temporelle.

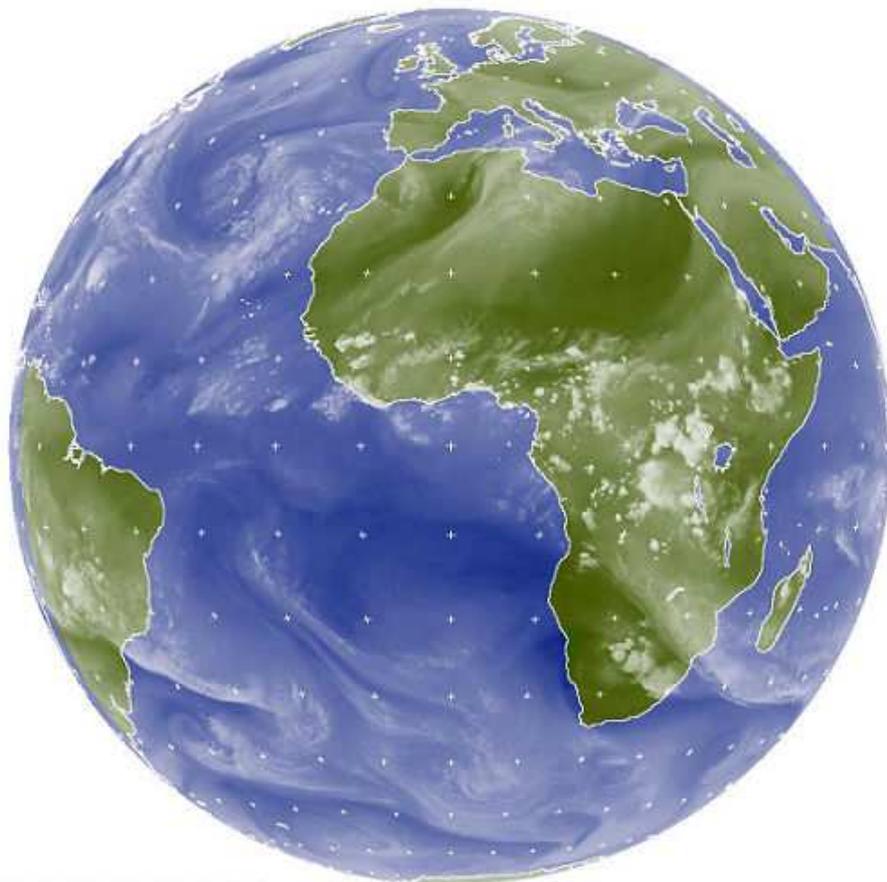
L'interprétation en terme d'humidité relative moyenne étant valable pour les régions de ciel clair, nous avons mis en oeuvre une méthode de sélection des scènes de ciel clair ou "vues" comme claires par le canal "VE". En effet, les nuages des bas niveaux de l'atmosphère affectent peu le rayonnement de

la bande "VE" et sont conservés pour la constitution de la base de données de ciel clair. Le cinquième chapitre présente cette méthode de clarification de l'imagerie "VE", utilisant les informations sur la nébulosité fournie par un programme international de climatologie nuageuse.

La base de données ayant été ajustée sur les mesures HIRS-12 et clarifiée des scènes de nuages de haute et moyenne altitude, l'inversion en humidité est réalisée sur la totalité de la période couverte : juillet 1983 - février 1997. Dans le chapitre 6 de cette thèse, nous présentons les caractéristiques climatologiques de cette base de données d'humidité. Le cycle saisonnier moyen, et les variabilités interannuelles et intrasaisonnières de la base de données sont détaillées, avec une attention particulière portée sur les régions sèches subtropicales. Ces analyses climatologiques sont approfondies en utilisant les résultats d'un modèle de transport dont les sources et puits d'humidité sont spécifiés de manière simple.

Dans le dernier chapitre, l'approche "modèle-vers-satellite" est utilisée afin d'évaluer la représentation de l'humidité de la troposphère libre issue des simulations de modèles. Cet exercice d'évaluation est réalisé dans le contexte du projet international AMIP-2. Les cycles saisonniers moyens et les évolutions interannuelles des humidités simulées des régions de subsidence sont ainsi comparés aux observations analysées dans le chapitre précédent.

Enfin, les conclusions générales de ce travail et les perspectives sont détaillées et discutées dans une dernière partie.



NETB 11 OCT 2004 1500 MV-062-0

FIG. 1.2 – Image du canal "VE" à  $6,2\mu\text{m}$  prise par MSG-1 le 11 octobre 2004 à 15TU.

## Chapitre 2

# Interprétation du rayonnement dans la bande 5,7-7,1 $\mu\text{m}$

### 2.1 Introduction

Les mesures de rayonnement dans les bandes spectrales "Vapeur d'Eau" ("VE") constituent des indicateurs de l'humidité relative moyenne de la troposphère et permettent ainsi le suivi de ce traceur atmosphérique qu'est la vapeur d'eau. L'exploitation des mesures "VE" offre donc un outil d'analyse de la dynamique atmosphérique à toutes les échelles de temps et d'espace. Depuis le développement des radiomètres "VE" observant la Terre depuis l'espace, l'interprétation de leurs mesures en terme d'humidité relative moyenne s'est de plus en plus précisée.

Dans le cadre d'une analyse des interactions dynamiques entre les régions des moyennes latitudes (étude du courant jet polaire) et les régions tropicales et subtropicales, Ramond *et al.* [1981] ont été amenés à interpréter analytiquement, et pour la première fois, la mesure radiométrique "VE" de METEOSAT. Dans les régions tropicales et subtropicales, les observations "VE" ont ainsi été reliées à la température d'une surface isostère, définie comme une surface d'égal volume spécifique<sup>1</sup>.

En parallèle à ces considérations, Poc *et al.* [1980] ont relié de manière empirique la mesure "VE" en ciel clair des régions des moyennes latitudes (Europe et bassin Méditerranéen) et la masse de vapeur d'eau de la couche 600-300hPa. Sur cette base, les études successives de Schmetz et Turpeinen [1988] et de Turpeinen et Schmetz [1989] introduisent la notion d'humidité relative de la haute troposphère (terme d'UTH) et produisent cette variable de manière opérationnelle à l'agence Eumetsat, à partir des observations "VE".

Les études suivantes d'inversion des données issues de l'observation "Vapeur d'Eau" sont directement issues des travaux de Ramond *et al.* et de Poc *et al.*. Ainsi Soden et Bretherton [1993] ont déterminé de façon analytique la relation entre la mesure "VE" et l'humidité relative moyenne d'une couche épaisse de la troposphère. Cette relation analytique, développée sur la base d'une théorie radiative simplifiée,

---

<sup>1</sup>Une surface isostère est aussi nécessairement une surface isopycne, i.e. de même densité de l'air

amène une interprétation géophysique simple de l'imagerie "VE", pour tous les radiomètres observant la Terre dans cette bande spectrale, à bord de satellites défilants ou géostationnaires, et donc, en particulier pour METEOSAT.

Ce chapitre est consacré à la description détaillée de la théorie radiative simplifiée introduite par Soden et Bretherton [1993] dans le but d'interpréter les mesures "VE" de METEOSAT en une variable d'humidité relative moyenne. La valeur de cette humidité relative moyenne repose sur la détermination de l'altitude des observations "VE", qui peut être estimée à partir de fonctions verticales spécifiques au radiomètre. Dans une dernière partie, nous détaillerons ces différentes fonctions conduisant à une interprétation de la mesure "VE".

## 2.2 Absorption par la vapeur d'eau

**Le spectre d'absorption** de différents constituants de l'atmosphère, tels que  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$  ou  $\text{O}_3$ , est représenté sur la figure 2.1, calculé à l'aide du modèle raie-par-raie LOWTRAN-7 (LOW resolution TRANsmittance) [Kneizys *et al.*, 1988]. La molécule d'eau  $\text{H}_2\text{O}$  est une molécule triatomique qui possède 3 modes fondamentaux de vibrations associés à 3 modes de rotations autour des 3 axes de la molécule [e.g. Stephens, 1994]. Les 3 modes fondamentaux de vibration sont représentés sur la figure 2.2.

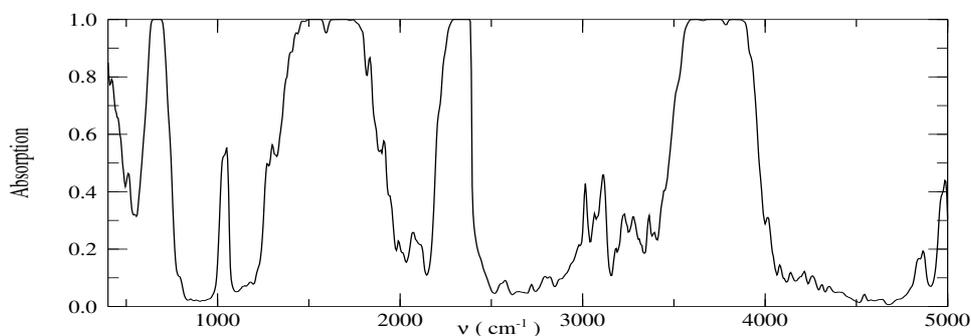


FIG. 2.1 – Spectre d'absorption d'une atmosphère standard. D'après Kneizys *et al.* [1988] (modèle LOWTRAN-7).

L'association des multiples transitions de rotation-vibration produit un spectre d'absorption particulièrement riche dans l'infrarouge (noté IR dans la suite) composé de milliers de raies. Le mode de vibration  $\nu_2$  constitue la bande d'absorption la plus forte : elle est centrée à  $1595\text{ cm}^{-1}$  ( $6,29\mu\text{m}$ ) et ses ailes s'étendent vers  $1100\text{ cm}^{-1}$  ( $9\mu\text{m}$ ) et  $2000\text{ cm}^{-1}$  ( $5\mu\text{m}$ ) (figure 2.1). Compte tenu des températures d'émission des différents constituants de l'atmosphère terrestre, le rayonnement émis par la Terre au sommet de l'atmosphère est dans la gamme spectrale de l'IR thermique : il est donc potentiellement absorbé par la vapeur d'eau atmosphérique. Dans la bande "VE" de forte absorption de la vapeur d'eau,

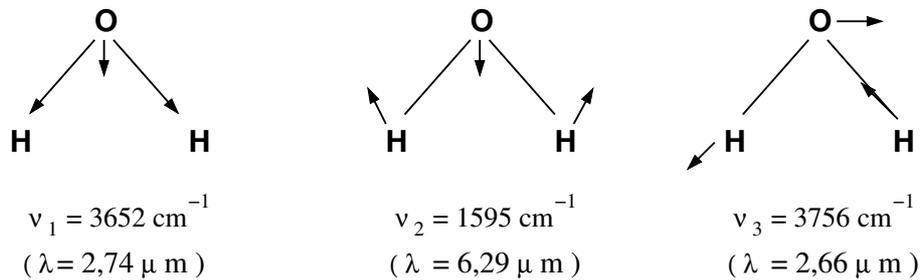


FIG. 2.2 – Modes fondamentaux de vibration de la molécule  $\text{H}_2\text{O}$ . D'après Stephens [1994].

bien que la majeure partie du rayonnement IR absorbé le soit par la vapeur d'eau, on peut observer des contributions mineures à l'absorption du rayonnement par les molécules d'oxygène ( $\text{O}_2$ ) et de méthane ( $\text{CH}_4$ ) [e.g. Poc *et al.*, 1980 ; Salathé et Smith, 1996]. Ces contributions sont cependant négligées et la vapeur d'eau est considérée dans la suite comme étant le seul absorbant.

**Le continuum d'absorption de la vapeur d'eau** a été mis en évidence par la comparaison des valeurs théoriques (description des formes des raies) et des observations (en laboratoire ou dans l'atmosphère) [e.g. Morcrette, 1984 ; Clough *et al.*, 1989 ; Liou, 1992]. Ce continuum résulterait de l'accumulation de l'absorption de la vapeur d'eau due aux ailes des raies de l'IR lointain. La présence du continuum de la vapeur d'eau a pour effet de diminuer la quantité de rayonnement émise par l'atmosphère en direction de l'espace.

Dans l'IR, la modélisation du continuum de la vapeur d'eau a longtemps été réalisée dans les régions transparentes au rayonnement, que l'on appelle les *fenêtres atmosphériques* :  $800\text{-}1200\text{cm}^{-1}$  et  $2000\text{-}3000\text{cm}^{-1}$  (i.e.  $8,3\text{-}12,5\mu\text{m}$  et  $3\text{-}5\mu\text{m}$ ). Dans ces fenêtres atmosphériques, le continuum d'absorption de la vapeur d'eau est dû aux collisions entre molécules absorbantes semblables ( $\text{H}_2\text{O}\text{-H}_2\text{O}$  ; "self-broadening") et il est proportionnel à la racine carrée de la quantité de vapeur d'eau [Roberts *et al.*, 1976].

Dans les régions spectrales de forte absorption de la vapeur d'eau, le continuum d'absorption est induit par les collisions entre molécules différentes (e.g.  $\text{H}_2\text{O}\text{-N}_2$  ; "foreign-broadening") et est linéairement proportionnel à la quantité de vapeur d'eau. En fait, l'importance de l'absorption individuelle des milliers de raies qui constituent la bande d'absorption "VE" a longtemps conduit à négliger le continuum d'absorption de type "foreign-broadening" [e.g. Weinreb *et al.*, 1981]. Cependant, il a été mis en évidence, par simulations, que l'effet radiatif de ce type de continuum est loin d'être négligeable dans la bande d'absorption "VE", induisant des biais dans les calculs du même ordre de grandeur que les incertitudes d'étalonnage des instruments [Stephens *et al.*, 1996 ; Soden *et al.*, 2000]. Dès lors, la prise en compte du continuum de type "foreign-broadening" dans les modèles de transfert radiatif pour traiter le rayonnement dans la bande spectrale "VE" est primordiale.

Ces deux types de continuum peuvent être traités de manière semi-empirique en considérant, par exemple, des raies dont seules les ailes sont définies [e.g. modèle Clough-Kneizys-Davis (CKD), Clough *et al.*, 1989]. Le modèle de transfert radiatif RTTOV-7, utilisé dans ce travail de thèse, tient compte des

deux types de continuum d'absorption de la vapeur d'eau selon le modèle CKD (version 2.2) [Matricardi *et al.*, 2001] (Annexe B, § B.1).

La partie suivante est consacrée à la description du modèle de transfert radiatif simplifié introduit par Soden et Bretherton [1993] dans le but d'interpréter les mesures "VE" à l'aide d'une relation analytique.

## 2.3 Un modèle simplifié de transfert radiatif

### 2.3.1 Calcul de la transmission dans la bande "Vapeur d'Eau"

#### 2.3.1.1 Contexte général

Ainsi que nous l'avons introduit au début de ce chapitre, les mesures de rayonnement dans la bande "VE" peuvent être interprétées en terme d'humidité relative d'une couche de la troposphère. Dans le but d'établir de façon analytique la relation entre cette humidité et la radiance "VE", Soden et Bretherton [1993] ont développé un modèle radiatif simplifié, modèle repris dans la suite par Stephens *et al.* [1996].

Pour la région spectrale considérée, l'absorption par la vapeur d'eau troposphérique est telle que la contribution de la surface au rayonnement mesuré au sommet de l'atmosphère est généralement négligeable. La théorie radiative simplifiée de Soden et Bretherton est basée sur la résolution de l'équation de transfert radiatif monochromatique (nombre d'onde  $\nu$ ), exprimée en coordonnées pression selon la direction de propagation  $\mu = \cos\theta$  (Annexe A, § A.1) :

$$R_\nu(\mu) = \int_0^\infty e^{-\frac{\tau_\nu(p)}{\mu}} \frac{dB_\nu}{dp} dp = \int_0^\infty t_\nu(p, \mu) \frac{dB_\nu}{dp} dp \quad (2.1)$$

Dans cette équation, les variables qui interviennent sont la radiance spectrale  $R_\nu$ , la fonction de Planck  $B_\nu$  (qui s'expriment toutes deux en  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}/\text{cm}^{-1}$ ) et la transmission  $t_\nu$ , fonction de l'épaisseur optique  $\tau_\nu$  (sans dimension).

L'épaisseur optique  $\tau_\nu$  caractérise l'atténuation du rayonnement entre la surface et le sommet de l'atmosphère par les constituants atmosphériques, situés sur le trajet et susceptibles de diffuser ou d'absorber ce rayonnement. L'épaisseur optique est définie par le coefficient d'absorption  $k_\nu$  et par la quantité d'absorbants  $u$  intégrés sur la verticale. De cette façon, la transmission au nombre d'onde  $\nu$  entre un niveau  $p$  et le sommet de l'atmosphère s'écrit [e.g. Liou, 1992] :

$$t_\nu(p, \mu) = e^{-\frac{\tau_\nu(p)}{\mu}} = \exp\left\{-\int_0^p k_\nu \frac{du}{\mu}\right\} = \exp\left\{-\int_0^p k_\nu dw\right\} \quad (2.2)$$

$dw$  étant la masse élémentaire de vapeur d'eau par unité de surface dans la couche d'épaisseur  $dp$ , selon la direction  $\mu$ .

Dans la troposphère, les collisions moléculaires dominent et augmentent avec la pression (phénomène dit de *pressure broadening*). Ces collisions constituent la source principale de l'élargissement des raies.

Si l'on considère une raie d'absorption isolée  $i$ , d'intensité  $s_i$ , de largeur à mi-hauteur  $\alpha_i$  centrée sur le nombre d'onde  $\nu_0$ , alors le coefficient d'absorption  $k_\nu$  de cette raie est représenté par un profil de Lorentz :

$$\Rightarrow t_\nu(p, \mu) = e^{-\frac{\tau_\nu(p)}{\mu}} = \exp \left\{ - \int_0^p s_i f(\nu - \nu_0) dw \right\} \quad (2.3)$$

et la fonction  $f(\nu - \nu_0)$  représente le profil de Lorentz de la raie  $i$  :

$$f(\nu - \nu_0) = \frac{1}{\pi} \frac{\alpha_i}{\alpha_i^2 + (\nu - \nu_0)^2} \quad (2.4)$$

définie pour être normalisée ( $\int_{-\infty}^{+\infty} f(\nu - \nu_0) d\nu = 1$ ).

La largeur à mi-hauteur de la raie  $\alpha_i$  correspond à la fréquence de déplacement des molécules entre les collisions. La théorie cinétique des gaz (voir Goody [1964] ou Liou [1992]) permet d'exprimer la largeur à mi-hauteur  $\alpha_i$  en fonction des conditions de température et de pression dans laquelle se trouve la molécule  $H_2O$  :

$$\alpha_i \approx \alpha_s \frac{p}{p_s} \left( \frac{T_s}{T} \right)^{1/2} \quad (2.5)$$

où  $\alpha_s$  est la largeur à mi-hauteur de la raie aux conditions standards de température ( $T_s=273K$ ) et de pression ( $p_s=1013hPa$ ). Pour la plupart des gaz considérés dans l'IR thermique,  $\alpha_s$  est comprise entre 0,1 et 0,01 $cm^{-1}$ . La figure 2.3 est une illustration de l'évolution de la largeur des raies d'absorption avec la pression, avec la forte absorption au nombre d'onde central  $\nu_0$  et la décroissance monotone des ailes de raie vers 0, de part et d'autre de ce maximum.

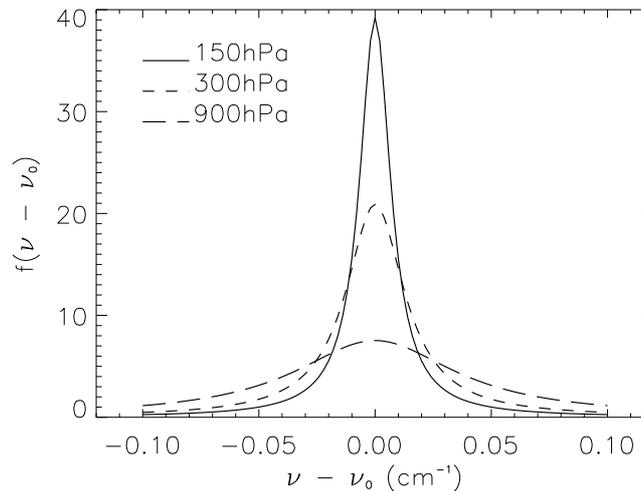


FIG. 2.3 – Profils de Lorentz pour 3 niveaux de pression : 150hPa (trait plein), 300hPa (tirets) et 900hPa (tirets longs).

A partir de la définition de l'humidité spécifique d'une parcelle d'air, nous pouvons déterminer la masse de vapeur d'eau contenue dans un volume élémentaire. L'humidité spécifique  $q$  d'une parcelle

d'air humide de masse  $m$  contenant une masse  $m_v$  de vapeur d'eau est définie par  $q = m_v/m = \rho_v/\rho$  ( $\rho_v$  et  $\rho$  sont les masses volumiques de la vapeur d'eau et de l'air humide). Si l'humidité relative de cette parcelle d'air est RH, sa température est  $T$  et sa pression  $p$ , on peut réécrire  $q$ , avec une très bonne approximation, sous la forme :

$$q = \frac{M_{vap}}{M_{sec}} \frac{e_{sat}(T)}{p} RH \quad (2.6)$$

où  $M_{vap}=18,015 \text{ g.mole}^{-1}$  et  $M_{sec}=28,964 \text{ g.mole}^{-1}$  sont les masses molaires de la vapeur d'eau et de l'air sec, et  $e_{sat}(T)$  est la pression de vapeur saturante de la vapeur d'eau à la température  $T$ . Considérons un élément de volume élémentaire  $dv$  constitué par un cylindre de longueur  $dl$  de section droite  $ds$ , dont l'axe est incliné d'un angle  $\theta$  par rapport à la verticale. S'il est situé entre les niveaux  $z$  et  $z+dz$ , on obtient aisément, à l'aide de l'équation de l'hydrostatique<sup>2</sup> (avec toujours  $\mu = \cos\theta$ ) :

$$dv = \frac{dp}{\mu \rho g} ds \quad (2.7)$$

La masse  $dw$  de vapeur d'eau contenue dans cet élément de volume vaut alors, par unité de surface :

$$dw = \rho_v \frac{dv}{ds} \quad (2.8)$$

$$\Rightarrow dw = \frac{1}{\mu} \frac{M_{vap}}{M_{sec}} \frac{e_{sat}(T)}{p} \frac{RH}{g} dp \quad (2.9)$$

**Bilan :** Dans la bande spectrale "VE", l'épaisseur optique monochromatique  $\tau_\nu$  est une fonction de la masse de vapeur d'eau élémentaire  $dw$  exprimée selon l'équation 2.9. Le calcul de l'épaisseur optique totale  $\tau$  de la bande "VE" nécessite de mener à la fois l'intégrale spectrale sur cette bande et l'intégrale verticale de l'équation 2.3. L'intégrale spectrale peut être réalisée selon les deux méthodes suivantes :

1. Par un **traitement raie-par-raie** de la bande spectrale "VE" combiné au **modèle aléatoire de bande de Goody** [1964]. Cette méthode est celle de Soden et Bretherton [1993] et consiste à ramener chaque raie à une référence moyenne d'un sondage vertical tropical dans la bande "VE" ;
2. Par une **intégration spectrale** basée sur le **modèle de bande de Malkmus** [1967]. Cette méthodologie est celle suivie par Stephens *et al.* [1996].

Dans les deux cas, on se place dans le cadre de l'hypothèse de forte absorption de la vapeur d'eau. Les deux paragraphes suivants détaillent les deux méthodes de calcul de l'épaisseur optique  $\tau$  de la bande "VE".

### 2.3.1.2 Traitement raie-par-raie et modèle de bande de Goody

Soden et Bretherton [1993] déterminent l'épaisseur optique de la bande "VE"  $\tau$  en considérant l'absorption individuelle  $\delta_i$  comme une variation autour d'un état de référence.

<sup>2</sup>Dans l'hypothèse d'équilibre hydrostatique, le bilan des forces qui s'exercent sur une parcelle d'air élémentaire située entre les altitudes  $z$  et  $z+dz$  (forces pressantes et poids) conduit à l'équation de l'hydrostatique  $dp = -\rho g dz$  où  $g$  est l'accélération de la pesanteur,  $\rho$  la masse volumique de l'air et  $dp$  la différence de pression correspondant à la différence d'altitude  $dz$ .

Dans la bande spectrale de forte absorption de la vapeur d'eau considérée ici, seul le centre  $\nu_0$  de la raie  $i$  et ses ailes situées loin du centre ( $\nu - \nu_0 \gg \alpha$ ; i.e. le continuum) absorbent le rayonnement. En effet, les contributions des bords de la raie sont masquées par l'absorption dominante du nombre d'onde central. Dans ce cas,  $(\nu - \nu_0)^2 \gg \alpha^2$  et l'absorption totale  $\delta_i$  de la raie isolée est donnée par (on se référera par exemple au livre de R. Goody [1964] pour les détails de l'approximation) :

$$\delta_i(s_i, w) = \int_{\nu_0 - \infty}^{\nu_0 + \infty} [1 - t_\nu] d\nu \simeq 2 \times \left\{ \int_0^p s_i \alpha_i dw \right\}^{1/2} \quad (2.10)$$

Comme on l'a vu précédemment, la largeur à mi-hauteur  $\alpha_i$  du profil de Lorentz est directement proportionnelle à la pression atmosphérique  $p$ . De plus, dans le cas de raies étroites, on peut faire l'hypothèse que l'intensité des raies  $s_i$  ne varie pas avec la température (théorie cinétique des gaz, voir par exemple Liou [1992]). De cette façon, l'absorption  $\delta_i$  de la raie  $i$  s'écrit :

$$\delta_i(s_i, w) \simeq 2 \times \left\{ s_i \alpha_s \left( \frac{T_s}{T} \right)^{1/2} \frac{1}{p_s} \int_0^p p' dw \right\}^{1/2} \quad (2.11)$$

et  $\delta_i$  s'exprime en fonction de l'intégrale verticale de  $p dw$ .

Dans la bande "VE", la pression du maximum d'absorption d'un sondage vertical dans une atmosphère tropicale est en moyenne égale à 300hPa. Ceci est repris en détail dans la suite de ce chapitre (voir notamment le § 2.4.2). Pour cette raison, Soden et Bretherton ramènent le calcul de la largeur à mi-hauteur  $\alpha_i$  (éq. 2.5) aux conditions de pression et de température de ce maximum d'absorption des régions tropicales : c'est-à-dire à la pression  $p_s=300\text{hPa}$  et à la température  $T_s(p=300\text{hPa})$  qui est d'environ 240K. Afin de distinguer ces conditions thermodynamiques des conditions standard prises généralement à la surface (indice  $s$ ), nous noterons  $p_*$  et  $T_*$  cette pression et cette température de référence, et  $\alpha_*$  la largeur à mi-hauteur correspondante.

L'absorption  $\delta_i$  de la raie  $i$  devient ainsi :

$$\delta_i(s_i, w) \simeq 2 \times \left\{ s_i \alpha_* \left( \frac{T_*}{T} \right)^{1/2} \frac{1}{p_*} \int_0^p p' dw \right\}^{1/2} \quad (2.12)$$

$$\Rightarrow \delta_i(s_i, w) \simeq 2 \times \left\{ s_i \alpha_* \left( \frac{T_*}{T} \right)^{1/2} \right\}^{1/2} \times \left[ \frac{1}{p_*} \int_0^p p' dw \right]^{1/2} \quad (2.13)$$

Plus simplement, on peut écrire :

$$\delta_i(s_i, w_*) = \chi_i \left[ \frac{1}{p_*} \int_0^p p' dw \right]^{1/2} \quad (2.14)$$

L'utilisation du modèle aléatoire de Goody [1964] permet de représenter la bande d'absorption "VE" de la molécule d'eau par des ensembles de raies d'égale intensité  $s_i$  aléatoirement espacées et qui se

comportent comme des raies isolées et indépendantes. La transmission totale de cette bande est une fonction de l'épaisseur optique totale  $\tau$  :

$$\tau(p) = \chi \left[ \frac{1}{p_{\star}} \int_0^p p' dw \right]^{1/2} \quad (2.15)$$

Dans cette équation,  $\chi$  est la somme des constantes spectroscopiques  $\chi_i$  des raies individuelles qui contribuent au signal, pondérée par la fonction de filtre de l'instrument aux différents nombres d'onde  $\nu$  qui sont couverts par la bande [Soden et Bretherton, 1993]. Cette constante  $\chi$  est déterminée par comparaison avec des calculs radiatifs précis (e.g. utilisation d'un modèle raie-par-raie) et elle est estimée à 1,80m.kg<sup>-1/2</sup> pour le canal "VE" de GOES.

### 2.3.1.3 Intégration spectrale : modèle de bande de Malkmus

La méthode suivie par Stephens *et al.* [1996] est basée sur le traitement statistique global de la totalité des raies de la bande spectrale "VE". Ils utilisent le modèle de bande proposé par Malkmus [1967] dans lequel la position et l'intensité des raies sont représentées par des paramètres statistiques. Le modèle de Malkmus repose sur les hypothèses suivantes :

1. Une bande spectrale est composée d'un nombre infini de raies d'absorption de propriétés statistiques identiques ;
2. Les raies d'absorption sont distribuées de manière aléatoire dans la bande spectrale et sont représentées par des profils de Lorentz qui se chevauchent ;
3. L'intensité de la raie  $i$  est donnée par une fonction de distribution de probabilité en exponentielle :

$$P(s_i) = \frac{1}{S_0} \exp\left(-\frac{s_i}{S_0}\right)$$

où  $s_i$  est l'intensité de la raie et  $S_0$  est l'intensité moyenne des raies de la bande spectrale considérée.

Le modèle de Malkmus diffère de celui de Goody dans le sens où, dans ce dernier, l'intensité des raies est identique sur la totalité des raies de la bande, tandis que le modèle de Malkmus détermine l'intensité de chaque raie par une fonction de distribution (hypothèse n°3).

L'intégration sur l'ensemble des intensités  $s_i$  des raies  $i$ , conduit à la forme suivante de la transmission totale  $T$  sur la bande spectrale "VE" [e.g. Lenoble, 1993 ; Warner et Ellingson, 2000] :

$$T(w) = \exp\left\{-\frac{\pi \eta}{2} \left[ \left(1 + \frac{4 \sigma w}{\pi \eta}\right)^{1/2} - 1 \right]\right\} \quad (2.16)$$

avec  $w$  la masse totale de vapeur d'eau (intégration verticale), et

$$\eta = \bar{\alpha}/d \quad , \quad \sigma = S_0/d \quad \text{et} \quad d = \Delta\nu/N$$

$\bar{\alpha}$  étant la largeur à mi-hauteur moyenne des raies,  $d$  l'espacement moyen entre les raies, et  $N$  le nombre de raies d'absorption dans la bande spectrale  $\Delta\nu$ . Cette formulation de la transmission  $T$  n'inclut cependant pas l'effet du continuum d'absorption de la vapeur d'eau [Stephens *et al.*, 1996]. Stephens et ses collaborateurs ajoutent ce continuum (de type "foreign-broadening") par le biais d'un terme de transmission formulé suivant Clough *et al.* [1989].

Une méthode pour déterminer les paramètres de la bande "VE" ( $S_0$  et  $\bar{\alpha}$ ) consiste à ajuster les résultats du modèle statistique sur les simulations d'un modèle de transfert radiatif raie-par-raie. Le modèle MODTRAN (MODerate resolution TRANsmittance; [Kneizys *et al.*, 1996]) a ainsi été utilisé à la résolution de  $1\text{cm}^{-1}$  par Stephens *et al.* à températures et pressions fixées. Les paramètres de bande sont obtenus en posant des limites de raies fortes et faibles qui ne se chevauchent pas [e.g. Lenoble, 1993] :

- La limite des raies faibles (faible absorption) considère que le produit de l'intensité  $S_0$  par la quantité de molécules  $\text{H}_2\text{O}$  (i.e.  $w$ ) est petit devant 1. Ceci conduit à l'approximation suivante :

$$S_0 w \ll 1 \quad \Rightarrow \quad T(w) \simeq \exp\left\{-\frac{S_0 w}{d}\right\} \simeq 1 - \frac{S_0 w}{d} \quad (2.17)$$

Cette condition limite conduit à la détermination de  $S_0$  par :

$$S_0 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N s_i$$

- La limite des raies fortes (forte absorption) implique que  $S_0 w$  est grand devant 1 :

$$S_0 w \gg 1 \quad \Rightarrow \quad T(w) \simeq \exp\left\{-(\pi \eta \sigma w)^{1/2}\right\} \simeq 1 - (\pi \eta \sigma w)^{1/2} \quad (2.18)$$

ce qui mène à l'expression suivante de  $\bar{\alpha}$  :

$$\bar{\alpha} = \frac{4}{\pi S_0} \left\{ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (s_i \alpha_i)^{1/2} \right\}$$

Pour le canal "VE" (n°12, centré à  $6,7\mu\text{m}$ ) du sondeur HIRS sur NOAA-10, les paramètres de bande du modèle statistique de Malkmus sont obtenus avec [Stephens *et al.*, 1996] :

$$\begin{cases} \sum_{i=1}^N s_i & = 17,14 \text{ cm}^{-1}.\text{kg}^{-1}.\text{m}^2 \\ \sum_{i=1}^N (s_i \alpha_i)^{1/2} & = 1078,50 \text{ cm}^{-1}.\text{kg}^{-1/2}.\text{m} \end{cases}$$

Enfin, le traitement de la bande d'absorption "VE" nécessite de se placer dans le cadre des hypothèses des raies fortes. Dans ce cadre, la formulation en exponentielle de la transmission  $T(w)$  par le modèle de Malkmus (éq. 2.18) est reliée directement à l'expression théorique de la transmission totale dans une bande spectrale :

$$T = e^{-\tau} \quad (2.19)$$

Ainsi, l'intégration spectrale par le modèle de Malkmus permet d'exprimer simplement l'épaisseur optique  $\tau$  en fonction de la masse totale de vapeur d'eau  $w$  de la couche située entre le niveau  $p$  et le satellite ( $p=0$ ) :

$$\tau(p) = \chi' \{w(p)\}^{1/2}$$

où  $w(p)$  est l'intégrale verticale de  $dw$  (éq. 2.9) donnée par :

$$w(p) = \int_0^p \frac{1}{\mu} \frac{M_{vap}}{M_{sec}} \frac{RH}{g} \frac{e_{sat}(T)}{p'} dp'$$

et  $\chi'$  est une constante déterminée par les paramètres de bande ( $\pi, \eta, \sigma$ ), similaire à la constante spectroscopique  $\chi$  obtenue dans la méthode de traitement raie-par-raie du paragraphe précédent. Pour le canal n°12 de HIRS,  $\chi'$  vaut 1,85m.kg<sup>1/2</sup>.

### 2.3.1.4 Conclusion sur les méthodes

Les deux méthodes de calcul présentées dans les deux paragraphes précédents conduisent à une interprétation différente de l'épaisseur optique de la bande "VE" :

- Dans le 1<sup>er</sup> cas [Soden et Bretherton, 1993], les raies sont traitées de façon individuelle et l'épaisseur optique de chaque raie est ramenée à une variation autour d'un état standard pris comme référence. Cet état standard est celui des tropiques, au niveau 300hPa. L'utilisation du modèle de Goody permet d'exprimer l'épaisseur optique de la bande "VE" selon :

$$\tau(p) = \chi \left[ \frac{1}{p_*} \int_0^p p' dw \right]^{1/2}$$

Ce type de traitement des raies d'absorption rejoint l'interprétation de Ramond *et al.* [1981] évoquée dans le paragraphe d'introduction : le maximum d'absorption dans la bande "VE" est atteint pour des surfaces isostères, en faisant l'approximation que l'intégrale du produit  $p dw$  est une constante ;

- Dans le 2<sup>eme</sup> cas [Stephens *et al.*, 1996], le modèle de bande de Malkmus est utilisé afin de traiter globalement la transmission de la bande "VE". De cette façon, l'épaisseur optique  $\tau$  est fonction uniquement de la masse totale de vapeur d'eau  $w(p)$  de la couche comprise entre le niveau  $p$  et le satellite :

$$\tau(p) = \chi' \{w(p)\}^{1/2}$$

La mesure "VE" est, dans ce cas, interprétée en terme de "surcharge" de vapeur d'eau, notion qui est généralement utilisée dans les études du rayonnement microonde [e.g. Rozenkranz *et al.*, 1982]. Cette notion de "surcharge" de vapeur d'eau relie l'épaisseur optique  $\tau$  à la masse totale de vapeur d'eau au-dessus d'un niveau de pression donné. Dans ce cas, la variation de l'absorption  $\delta_i$  (raie  $i$ ) avec la température  $T$  et la pression  $p$  est négligée par rapport à la plus forte variation de la quantité de vapeur d'eau selon ces mêmes grandeurs  $T$  et  $p$ .

Dans la suite, nous considérons l'interprétation de Soden et Bretherton, suivant l'étude de Ramond *et al.*, introduisant la notion de surface isostère pour les régions tropicales et subtropicales.

### 2.3.2 Expression analytique de la radiance "VE" : un profil idéalisé

Différentes hypothèses sur la variabilité verticale des profils de température  $T$  et d'humidité relative RH sont introduites afin de mettre en évidence une relation entre le rayonnement de la bande "VE" et l'humidité relative de la troposphère.

Dans ce paragraphe, nous présentons les différentes étapes et approximations suivies par Soden et Bretherton [1993] pour résoudre l'équation du transfert radiatif simplifiée 2.1 pour le calcul de l'épaisseur optique totale de la bande "VE". Cette démonstration amène à la détermination de l'équation centrale de ce travail de thèse pour l'interprétation des observations "VE" METEOSAT.

Afin de résoudre l'équation du transfert radiatif simplifiée, les auteurs ont considéré une atmosphère tropicale standard pour laquelle à la fois l'humidité relative RH et le gradient vertical de température sont indépendants de la pression, dans la couche d'atmosphère considérée. La variation de la pression avec la température est approximée analytiquement par une fonction exponentielle :

$$p(T) \simeq p_0 \exp \left\{ \frac{T - T_0}{\beta T_0} \right\} \quad (2.20)$$

où  $\beta$  est le coefficient de la pente de régression de la fonction  $T = f(p) : \beta = \frac{p}{T} \frac{dT}{dp}$  (sans dimension). Le paramètre  $p_0$  est la pression pour laquelle  $T$  est égale à une température de référence  $T_0$ . Cette température de référence correspond à la température moyenne de la couche qui contribue à la radiance "VE".

Le même type d'approximation est effectué pour la pression de vapeur saturante relativement à l'eau liquide  $e_{sat}$ . La variation de la pression de vapeur saturante avec la température est représentée par une fonction exponentielle en  $T - T_0$  :

$$e_{sat}(T) \simeq e_{sat}(T_0) \exp \left\{ \lambda \frac{T - T_0}{T_0} \right\} \quad (2.21)$$

le paramètre  $\lambda$  étant un coefficient de régression empirique ( $\lambda = 23,1$ ) et  $e_{sat}(T_0) = 38,1 \text{ Pa}$  à 240K.

La figure 2.4 illustre ces deux approximations de  $p(T)$  et de  $e_{sat}(T)$  pour une comparaison avec un profil tropical standard. Les fonctions analytiques ont été calculées par rapport à la température de référence  $T_0 = 240 \text{ K}$ , pour les coefficients  $\beta = 0,22$ ,  $\lambda = 23,1$  et  $e_{sat}(T_0) = 38,1 \text{ Pa}$ .

Comme nous allons le reprendre plus loin (voir le § 2.4.2), dans les régions tropicales et subtropicales, la principale contribution au rayonnement mesuré dans la bande spectrale "VE" provient des couches de la troposphère libre. La validité des deux approximations de  $p$  et  $e_{sat}$  est ainsi estimée dans cette région de l'atmosphère. Les deux figures 2.4(a) et 2.4(b) permettent de constater qu'autour de la température de référence  $T_0 = 240 \text{ K}$ , les deux fonctions analytiques (éq. 2.20 et 2.21) décrivent, de façon assez bonne, les variations de la pression et de la pression de vapeur saturante avec la température, pour

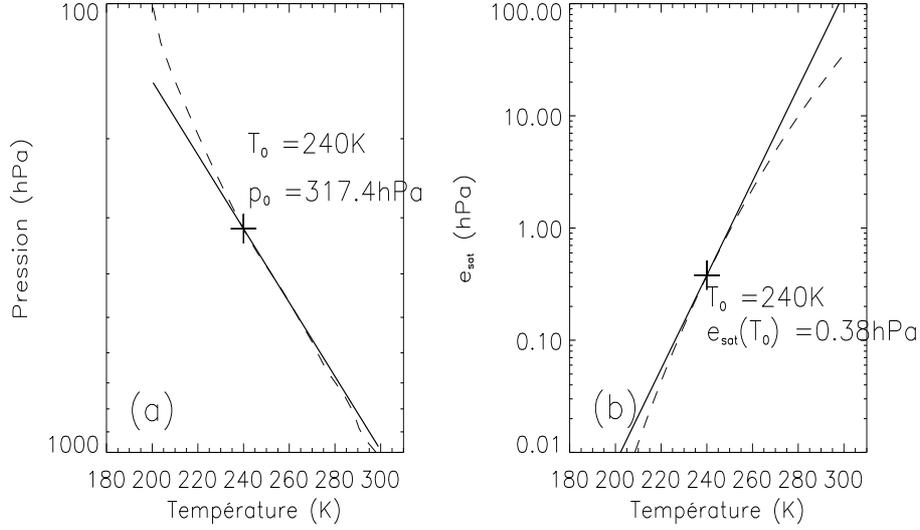


FIG. 2.4 – (a) Evolution de  $p$  en fonction de  $T$  (tirets) et approximation analytique (trait épais). (b) Evolution de  $e_{sat}$  en fonction de  $T$  (tirets) et approximation analytique (trait épais). Fonctions analytiques autour de la température  $T_0=240\text{K}$ . Calculs réalisés pour un profil tropical standard.

ce profil tropical, dans la région limitée par les isothermes 220K et 270K.

Les deux lois en exponentielle permettent de représenter, dans la limite de la région d'étude, la décroissance rapide de la concentration en vapeur d'eau avec la pression afin d'établir l'expression analytique de la radiance en fonction de l'humidité relative RH.

Dans le paragraphe 2.3.1.2, l'hypothèse des raies de forte absorption nous a conduit à écrire l'absorption de la bande "VE"  $\tau$  selon :

$$\tau(p) = \chi \left[ \frac{1}{p_\star} \int_0^p p' dw \right]^{1/2} \quad (2.22)$$

la masse élémentaire de vapeur d'eau  $dw$  étant donnée par la relation 2.9. L'insertion de la définition de  $dw$  dans l'expression de  $\tau$  amène :

$$\tau(p) = \chi \left[ \frac{1}{\mu} \frac{M_{vap}}{M_{sec}} \frac{1}{g p_\star} \int_0^p \frac{e_{sat}(T)}{p'} RH p' dp' \right]^{1/2} \quad (2.23)$$

Les deux approximations analytiques de  $p$  et  $e_{sat}(T)$ , ainsi que la notion d'humidité relative RH et de gradient vertical  $\beta$  constants sur la couche d'intégration, conduisent à exprimer l'épaisseur optique (éq. 2.15) par une fonction exponentielle similaire. Ainsi, en posant  $T' = T - T_0$ , on obtient l'expression suivante :

$$\tau(p) = \chi \left[ \frac{1}{\mu} \frac{M_{vap}}{M_{sec}} \frac{RH}{g} \frac{e_{sat}(T_0)}{\beta \lambda_\star} \frac{p_0}{p_\star} \exp \left\{ \lambda_\star \frac{T'}{T_0} \right\} \right]^{1/2}, \quad \lambda_\star = \lambda \left( 1 + \frac{1}{\beta} \right) \simeq 27,6 \quad (2.24)$$

On peut également écrire  $\tau$  sous une forme plus succincte :

$$\tau(p) = \tau_0 \exp \left\{ \frac{1}{2} \lambda_\star \frac{T'}{T_0} \right\} \quad \text{où} \quad \tau_0 = \chi \left[ \frac{1}{\mu} \frac{M_{vap}}{M_{sec}} \frac{RH}{g} \frac{e_{sat}(T_0)}{\beta \lambda_\star} \frac{p_0}{p_\star} \right]^{1/2} \quad (2.25)$$

La dernière approximation concerne la fonction de Planck : dans ce canal particulier de forte absorption de la vapeur d'eau,  $B_\nu(T)$  peut également s'exprimer par une fonction exponentielle de  $T - T_0$ . En effet, aux grands nombres d'ondes considérés ici (courtes longueurs d'ondes), la fonction de Planck suit la loi de distribution de Wien [e.g. Goody, 1964] :

$$B_\nu(T) \simeq 2hc^2\nu^3 \exp\left(-\frac{hc\nu}{k_B T}\right) \quad (2.26)$$

c'est-à-dire, en posant  $\xi = hc\nu/k_B T_0 \simeq 8,8$  :

$$B_\nu(T) \simeq B_\nu(T_0) \exp\left\{\xi \frac{T'}{T_0}\right\} \quad (2.27)$$

Les 3 expressions analytiques de  $p(T)$ ,  $e_{sat}(T)$  et  $B_\nu(T)$  (éq. 2.20, 2.21 et 2.27) réduisent les variations de ces grandeurs par rapport à un état moyen donné par la température de référence  $T_0$ . Les erreurs dues aux approximations exponentielles sont en parties minimisées en prenant  $T_0=240\text{K}$ , qui est la température de brillance "VE" moyenne des régions tropicales et subtropicales [Soden et Bretherton, 1993].

A partir de l'hypothèse initiale de profil de RH et de gradient vertical de température (i.e.  $\beta$ ) constants dans la couche de la troposphère qui contribue au rayonnement "VE", l'expression simplifiée de la fonction de Planck conduit à reprendre l'équation 2.1 pour l'écrire de la façon suivante :

$$R_\nu = B_\nu(T_0) \int_0^\infty e^{-\tau(p)} d\left(\exp\left\{\xi \frac{T'}{T_0}\right\}\right) \quad (2.28)$$

où  $\tau(p)$  est pris sous la forme 2.25.

A l'aide de la fonction  $\Gamma$  d'Euler (fonction factorielle pour les nombres réels) :

$$\Gamma(x) = \int_0^\infty e^{-s} s^{x-1} ds$$

et en faisant le changement de variables  $x = 2\xi/\lambda_\star$  et  $s = e^{\frac{\lambda_\star}{2} \frac{T'}{T_0}}$ , on obtient :

$$R_\nu = B_\nu(T_0) \left(\frac{2\xi}{\lambda_\star}\right)! \tau_0^{-\frac{2\xi}{\lambda_\star}} \quad (2.29)$$

Si l'on considère que la zone émettrice observée est un corps noir, sa *température de brillance* (notée  $T_B$  dans la suite) est reliée à la radiance spectrale  $R_\nu$  par l'équation de Planck du corps noir dans sa forme monochromatique. On obtient ainsi l'égalité suivante :

$$\begin{aligned} B_\nu(T_B) &= R_\nu \\ \Rightarrow B_\nu(T_0) \exp\left\{\xi \frac{T_B - T_0}{T_0}\right\} &= B_\nu(T_0) \left(\frac{2\xi}{\lambda_\star}\right)! \tau_0^{-\frac{2\xi}{\lambda_\star}} \end{aligned} \quad (2.30)$$

La température de brillance  $T_B$  correspondant à la radiance  $R_\nu$  estimée pour ce profil idéalisé suit donc la relation suivante :

$$\frac{T_B}{T_0} = 1 - \frac{1}{\lambda_\star} \ln \tau_0^2 + \frac{1}{\xi} \ln \left( \frac{2\xi}{\lambda_\star} \right)! \quad (2.31)$$

en rappelant ici que  $\lambda_\star = \lambda + \frac{1}{\beta}$  et  $\xi = hc\nu/k_B T_0$ .

Des études de variation des paramètres de l'équation 2.31 ci-dessus ont permis à Soden et Bretherton de montrer que le terme factoriel  $\left( \frac{2\xi}{\lambda_\star} \right)!$  est quasiment invariant selon le seul paramètre variable  $\lambda_\star$  et tend vers la valeur 0,91. Le terme  $\frac{1}{\xi} \ln \left( \frac{2\xi}{\lambda_\star} \right)!$  de l'équation 2.31 est donc une constante. Cette relation 2.31, combinée à l'expression 2.25 et à l'analyse des paramètres intervenants, permet à Soden et Bretherton de montrer que, quelque soit le profil (tropical ou subtropical), la température de brillance "VE" est la température du profil où l'épaisseur optique atteint la valeur constante  $\tau=0,87$  : en bonne approximation et dans les régions tropicales, le champ des  $T_B$  "VE" est assimilable à une surface isostère définie par  $\tau=0,87$ .

De plus, on peut ré-écrire  $\tau_0$  (éq. 2.25) sous la forme :

$$\tau_0^2 = cste \times \left\{ \frac{RH}{\beta \mu} \frac{p_0}{p_\star} \right\} \quad (2.32)$$

Ces différentes hypothèses amènent à la relation centrale du travail de thèse présenté ici : la température de brillance "VE" est liée de façon logarithmique à un profil idéalisé d'humidité relative RH et de gradient vertical de température  $\beta$  indépendants de la pression dans la couche d'atmosphère considérée pour la bande "VE" :

$$\ln \left\{ \frac{RH}{\beta \mu} \frac{p_0}{p_\star} \right\} = cste_1 \times T_B + cste_2 \quad (2.33)$$

Si l'on avait considéré l'approche de Stephens *et al.* [1996] traitant la "surcharge" en vapeur d'eau au-dessus d'un niveau de pression donné (voir le § 2.3.1.3), les mêmes étapes de calcul que l'on vient de détailler mènent à :

$$\ln \left\{ \frac{RH}{\beta \mu} \right\} = cste'_1 \times T_B + cste'_2 \quad (2.34)$$

La différence essentielle entre cette expression et l'expression 2.33 est l'absence du paramètre  $p_0/p_\star$  qui caractérise l'absorption des raies par rapport à l'absorption d'une atmosphère tropicale standard. L'absence de ce paramètre dans 2.34 conduit à relier la  $T_B$  "VE" à la température de la troposphère où la quantité totale de vapeur d'eau entre ce niveau et le satellite est une quantité constante (terme de "surcharge"), estimée à d'environ 0,17mm par Stephens *et al.* pour HIRS-12. Ceci rejoint la notion de surface isostère que nous avons évoqué précédemment.

## 2.4 Interprétation géophysique des $T_B$ "Vapeur d'Eau"

### 2.4.1 Relation entre la $T_B$ "Vapeur d'Eau" et l'humidité relative d'une couche

Dans la partie précédente, nous avons vu les calculs analytiques et les différentes hypothèses qui permettent d'interpréter la  $T_B$  "VE" d'un profil idéalisé (RH et  $\beta$  uniformes) par une expression logarithmique. Cependant, dans une atmosphère réelle, l'humidité relative varie avec la pression et le gradient vertical de température n'est pas tout à fait constant.

L'adaptation de ce modèle idéalisé vers la réalité nécessite de considérer les grandeurs moyennes  $\langle RH \rangle$  et  $\langle \beta \rangle$  sur la couche de pression considérée. Cette relation est utilisée sous la forme suivante pour l'inversion des données "VE" de METEOSAT :

$$\ln \left( \frac{\langle RH \rangle P_0}{\langle \beta \rangle \cos \theta} \right) = a \times T_B + b \quad (2.35)$$

Dans cette équation les paramètres qui interviennent sont les suivants :

- $T_B$  est la température de brillance de *ciel clair* du canal "VE" (K) ;
- $\langle RH \rangle$  représente l'humidité relative moyenne de la couche d'atmosphère sondée (%) ;
- $\langle \beta \rangle$  est un paramètre sans dimension qui caractérise la décroissance verticale moyenne de la température dans la couche ;
- $P_0$  est un paramètre de normalisation lié aux variations de la température de la haute troposphère.  $P_0$  est la pression de l'isotherme  $T_0$  ramenée à la pression de référence  $p_* = 300 \text{ hPa}$  ;
- $\theta$  est l'angle sous lequel le capteur observe la scène ;
- $a$  et  $b$  sont les coefficients de la régression linéaire ( $a$  en  $\text{K}^{-1}$  et  $b$  sans dimension).

La  $T_B$  mesurée par un radiomètre "VE" est donc un indicateur de l'humidité relative moyenne d'une large couche de la troposphère. L'implémentation de l'algorithme d'inversion 2.35 pour l'inversion de données "VE" nécessite le calcul des coefficients de régression  $a$  et  $b$  et requiert une bonne détermination des moyennes verticales  $\langle RH \rangle$  et  $\langle \beta \rangle$ .

A partir de ce paragraphe, tous les calculs radiatifs nécessaires aux illustrations et évaluations statistiques ont été menés avec le modèle de transfert radiatif RTTOV-7 (Radiative Transfer for the TIROS Operational Vertical sounder ; Saunders *et al.* [2002]). Les caractéristiques essentielles de ce modèle sont décrites en Annexe B (§ B.1).

De plus, dans la suite tous les calculs d'humidité relative RH sont menés par rapport au seul changement de phase vapeur-eau liquide (condensation) quelle que soit la température. Malgré les températures de gel atteintes dans les plus hauts niveaux de la troposphère, cette restriction du calcul de saturation de l'air par rapport à la phase "eau liquide" permet de faire des comparaisons cohérentes avec les différentes études reportées ici [e.g. Schmetz *et al.*, 1995(a) ; Soden et Bretherton, 1996 ; Spencer et Braswell, 1997 ; Engelen et Stephens, 1998]. Une estimation de la valeur  $\langle RH \rangle$  relativement à la phase "glace" est de multiplier  $\langle RH \rangle$ , déterminée relativement à la phase "eau liquide", par le rapport de la pression de vapeur saturante calculée relativement à l'eau liquide sur celle calculée relativement à la glace. A 240K,

ce rapport est d'environ 1,4 [Soden et Bretherton, 1996].

De nombreuses études ont eu pour sujet l'interprétation de l'altitude d'observation des radiomètres mesurant dans la bande "VE", à l'instar de Poc *et al.* [1980] et de Fischer *et al.* [1981] qui ont associé l'observation des radiomètres THIR et METEOSAT "VE" au maximum de la fonction de contribution des instruments. Ainsi, l'altitude des vents de déplacements du traceur "vapeur d'eau" est estimée à partir de ce maximum [e.g. Laurent, 1993].

La fonction de contribution faisant intervenir l'émissivité de la couche, par l'intermédiaire de la fonction de Planck, Stephens *et al.* [1996] utilisent, quant à eux, la fonction de poids de la bande "VE" du sondeur HIRS (canal n°12) pour décrire le signal reçu par l'instrument, en terme d'altitude où la transmission est la plus forte, c'est-à-dire où la quantité d'absorbant (i.e. de vapeur d'eau) est la plus importante.

Enfin, l'étude de Soden et Bretherton [1993] introduit la notion de fonction de sensibilité qui permet d'illustrer la sensibilité de la  $T_B$  "VE" de la bande à 6,7 $\mu\text{m}$  du satellite GOES à des perturbations verticales de l'humidité relative autour de l'état initial.

Ces deux dernières fonctions (de poids et de sensibilité) sont détaillées dans les deux paragraphes qui suivent.

## 2.4.2 Fonction de poids

La fonction de poids décrit la variation de la transmission  $t_\nu$  avec la pression. Elle s'obtient à partir de l'équation du transfert radiatif exprimée en fonction de la dérivée verticale de la transmission  $t_\nu$  et en négligeant la contribution de la surface au rayonnement mesuré au sommet de l'atmosphère :

$$R_\nu(\mu) = \int_0^\infty B_\nu(T(p')) \frac{dt_\nu(p', \mu)}{dp'} dp' \quad (2.36)$$

Cette formulation de la radiance  $R_\nu$  mesurée au sommet de l'atmosphère est reliée à l'équation 2.1, utilisée dans le cadre de la théorie radiative simplifiée, par une intégration par partie (cf Annexe A, § A.1).

Dans l'équation 2.36, on nomme fonction de poids  $W_\nu$  la fonction (en coordonnées de pression ou d'altitude) :

$$W_\nu(p, \mu) = \frac{dt_\nu(p, \mu)}{d \ln p} \quad \text{ou} \quad W_\nu(z, \mu) = \frac{dt_\nu(z, \mu)}{dz} \quad (2.37)$$

La fonction de poids  $W_\nu(z, \mu)$  permet de déterminer de quelle couche de l'atmosphère provient principalement le rayonnement émis vers l'espace. Le maximum de  $W_\nu(z, \mu)$  est défini analytiquement par le point d'inflexion de la courbe de transmission  $t_\nu(z, \mu)$ . La position du maximum dépend de la distribution verticale de la température et de l'humidité, ainsi que de l'angle de visée du satellite [Fischer *et al.*, 1981].

Lorsque l'on considère une bande d'absorption, la fonction de filtre  $f_\nu$  du radiomètre vient pondérer la radiance au sommet de l'atmosphère, et la radiance satellite  $R_{sat}$  est :

$$R_{sat}(\mu) = \int_{\Delta\nu} f_\nu R_\nu(\mu) d\nu \quad (2.38)$$

$\Delta\nu$  étant la largeur de l'intervalle spectral considéré. Dans les modèles de bande, comme RTTOV-7, l'intervalle spectral  $\Delta\nu$  est divisé en un nombre fini  $N$  de sous-intervalles. La radiance totale s'exprime donc par :

$$R_{sat}(\mu) = \sum_{i=1}^N f_i R_i(\mu) \quad (2.39)$$

où, cette fois, la radiance  $R_i(\mu)$  du sous-intervalle  $i$  s'écrit en fonction d'une transmission moyenne  $\mathcal{T}_i$  :

$$R_i(\mu) = \int_0^\infty B_i(T(p')) \frac{\mathcal{T}_i(p', \mu)}{dp'} dp' \quad (2.40)$$

Cette transmission moyenne  $\mathcal{T}_i$ , que l'on cherche à déterminer dans les modèles de transfert radiatif, est définie par :

$$\mathcal{T}_i = (\Delta\nu_i)^{-1} \int_{\Delta\nu_i} e^{-\tau_\nu} d\nu \quad (2.41)$$

Dans le modèle RTTOV-7, la transmission moyenne  $\mathcal{T}_i$  est modélisée par une combinaison linéaire des différents prédicteurs, fonctions des propriétés thermodynamiques de l'atmosphère (voir l'Annexe B, § B.1). La transmission totale  $\mathcal{T}$  de la bande  $\Delta\nu$  est prise comme le produit des transmissions des différents gaz absorbants.

La figure 2.5 illustre la transmission  $\mathcal{T}(p, \mu)$  et sa dérivée  $W(p, \mu)$  pour un profil tropical observé au nadir ( $\mu=1$ ) par la bande "VE" de MET-5 ( $6,3\mu\text{m}$ ) par le biais du modèle RTTOV-7.

Comme on peut le constater sur la figure 2.5(a), le point d'inflexion de la fonction de transmission  $\mathcal{T}(p)$  est situé au niveau de la troposphère où le coefficient d'absorption  $\tau$ , représenté sur la figure 2.5(a), atteint la valeur introduite dans la partie précédente de 0,87. Ce point d'inflexion détermine le maximum de la fonction de poids  $W$  (figure 2.5(b)). La fonction de poids permet donc de caractériser la variation verticale de la transmission, principalement influencée par la quantité d'absorbant (i.e. molécule  $\text{H}_2\text{O}$ ). La largeur de la fonction de poids dépendra ainsi de la concentration de vapeur d'eau des basses couches de l'atmosphère. De plus, l'angle d'observation affecte également la forme de la fonction de poids : plus l'angle de visée est grand, plus le maximum de la fonction sera situé dans les hauts niveaux de la troposphère [Fischer *et al.*, 1981].

De manière générale, on considère que la majorité du rayonnement provient de la couche de l'atmosphère qui entoure le maximum de  $W$ . Dans le cas de l'exemple de la figure 2.5(b), le maximum de rayonnement mesuré par le radiomètre "VE" provient de la couche 600-100hPa de ce profil tropical.

La figure 2.6 présente la provenance du maximum de rayonnement "VE" pour trois profils caractéristiques de l'atmosphère tropicale et subtropicale observés au nadir : le profil d'humidité relative du premier est particulièrement humide avec un profil de RH quasi-constant à 90% d'humidité jusque environ 400hPa (figure 2.6(a)), le second profil est un profil intermédiaire, avec environ 40% d'humidité

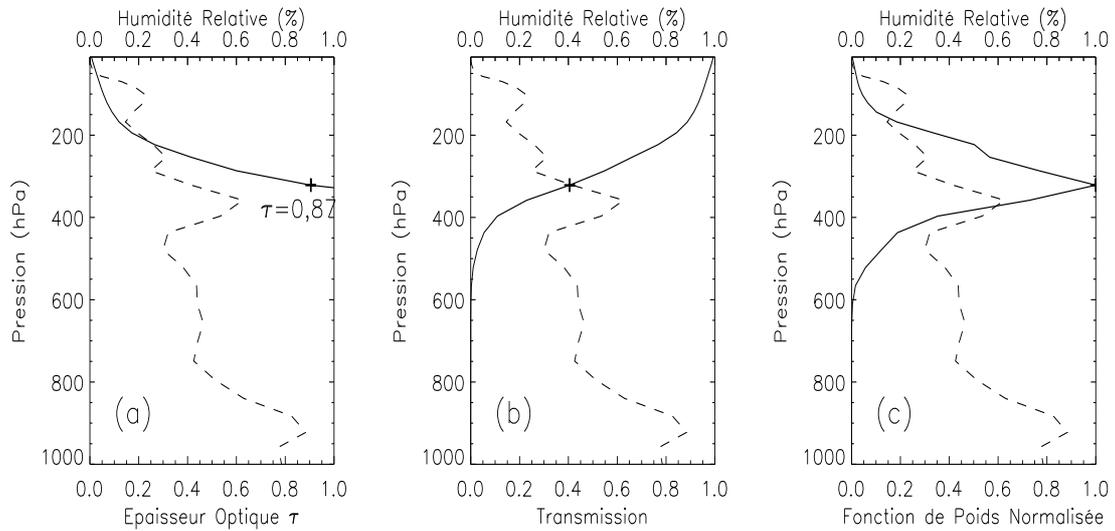


FIG. 2.5 – Absorption  $\tau(p)$  (a), fonctions de transmission  $\mathcal{T}(p)$  (b) et de poids  $W(p)$  (c). Profil d'humidité relative tropical standard vu au nadir (tirets). La croix situe l'altitude où l'épaisseur optique atteint la valeur 0,87 (voir texte).

relative à partir de 800hPa et une décroissance progressive de RH dans la haute troposphère (figure 2.6(b)), tandis que le troisième profil est représentatif d'une atmosphère océanique subtropicale avec une couche limite humide et une troposphère libre très sèche de moins de 15% (figure 2.6(c)).

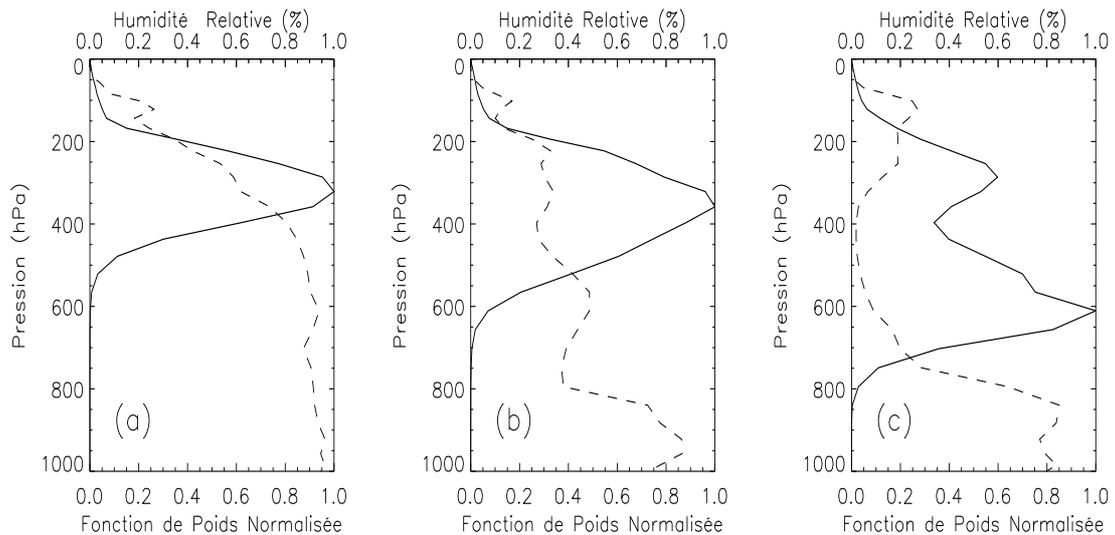


FIG. 2.6 – Fonctions de poids  $W(p)$  pour un profil humide (a) un profil intermédiaire (b) et un profil sec (c). Profils d'humidité relative correspondants calculés par rapport à l'eau liquide (tirets) avec des visées au nadir.

On peut tout d'abord remarquer que plus le profil présente une troposphère libre sèche, plus la couche qui contribue au rayonnement est large. En effet, la fonction de poids s'étend sur environ 250hPa dans le cas le plus humide avec un maximum de poids à 300hPa (figure 2.6(a)) tandis qu'elle s'étend sur la couche 600-200hPa dans le cas intermédiaire, le maximum étant situé plus bas, vers 350hPa (figure 2.6(b)). Dans le cas le plus sec (figure 2.6(c)), la fonction de poids recouvre toute la troposphère libre, de 800 à 100hPa, le maximum d'absorption étant situé à 600hPa. Dans ce dernier cas, on peut également remarquer que la fonction de poids a une allure accidentée, ce qui reflète les changements de pente de la transmission de ce profil particulier.

### 2.4.3 Fonction de sensibilité de la $T_B$

Le rayonnement de la bande spectrale "VE" détecté par le radiomètre dépend de la température et de la quantité de molécules émettrices d'une couche de l'atmosphère délimitée par les bords de la fonction de poids  $W$ . L'influence de ces deux paramètres sur la  $T_B$  (i.e.  $T$  et RH) est illustrée par la figure 2.7 pour un profil tropical standard.

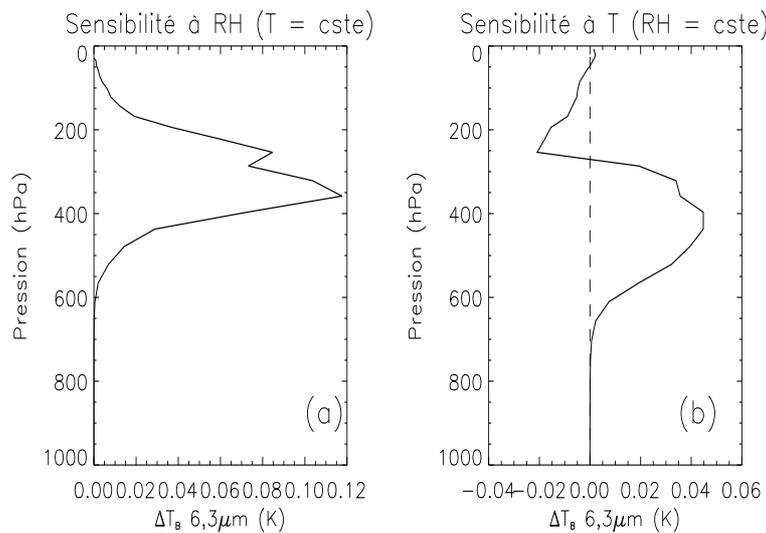


FIG. 2.7 – Sensibilités de la  $T_B$  de la bande "Vapeur d'Eau" de METEOSAT centrée à  $6,3\mu m$ . (a) Modification relative de -10% du profil d'humidité relative (profil de température constant). (b) Modification absolue de +1K du profil de température (profil d'humidité relative constant). Transfert radiatif pour un profil tropical vu au nadir.

En moyenne sur les régions tropicales et subtropicales, la variation moyenne de l'humidité relative est de l'ordre de 20%, à 300hPa, tandis que celle la température est d'environ 2K [Soden et Bretherton, 1993]. L'exemple de la figure 2.7 permet d'illustrer l'impact sur la  $T_B$  de ces variations moyennes.

La figure 2.7(a) représente la sensibilité de la  $T_B$  à des perturbations relatives de -10% du profil tropical standard d'humidité relative dans chaque couche, tout en conservant le profil de température constant. Dans ce cas d'atmosphère tropicale, le canal "VE" de METEOSAT est sensible à l'humidité relative d'une couche de l'atmosphère qui s'étend de 600hPa jusque environ 100hPa. La sensibilité étant du même signe sur toute l'épaisseur de la couche, une diminution de l'humidité relative de cette couche correspond à une augmentation du rayonnement sortant au sommet de l'atmosphère et ainsi à un accroissement de la  $T_B$  mesurée par le radiomètre.

Par comparaison, la figure 2.7(b) représente une perturbation absolue de +1K sur le profil de température, en conservant le profil d'humidité relative constant. Pour les pressions inférieures à environ 270hPa (haute troposphère), une perturbation de la température a pour effet de diminuer l'émission de rayonnement vers l'espace. Au-delà de 270hPa, cette même perturbation a pour effet d'augmenter légèrement la quantité de rayonnement émise. En fait, ce qui est observé par l'intermédiaire de cette courbe, c'est la dépendance de l'épaisseur optique  $\tau$  avec la température. En effet, à humidité relative constante, l'humidité spécifique  $q$  augmente avec la température. Cependant, dans la haute troposphère où l'épaisseur optique est faible (inférieure à 1, figure 2.5(a)), l'augmentation du rayonnement du corps noir due à l'augmentation locale de 1K est masquée par la transmission du rayonnement provenant des niveaux de pressions inférieurs.

Ces études de sensibilité montrent que, dans ce cas de profil tropical et pour ces perturbations réalistes ( $\Delta\text{RH}/\text{RH}=-10\%$  ;  $\Delta T_B=+1\text{K}$ ), la  $T_B$  "VE" est environ 3 fois plus sensible à une perturbation de l'humidité relative qu'à une perturbation de la température. Soden et Bretherton [1993] ont réalisé des études de sensibilité de la  $T_B$  "VE" de GOES, similaires à celles-ci. Pour des perturbations environ deux fois plus importantes ( $\Delta\text{RH}/\text{RH}=-18\%$  ;  $\Delta T_B=+1,7\text{K}$ ), la  $T_B$  est de 5 à 8 fois plus sensible aux perturbations du profil de RH qu'aux perturbations du profil de  $T$ , en considérant respectivement un profil représentatif des moyennes latitudes et un profil tropical.

La courbe de sensibilité  $\Delta T_B/\Delta\text{RH}$  détaillée dans ce paragraphe est, de façon plus mathématique, le jacobien d'humidité relative que l'on notera  $\mathcal{K}(\text{RH})$ . En effet, et de façon plus générale, la matrice de jacobien  $\mathcal{K}(X)$  contient les dérivées partielles de la température de brillance par rapport à chaque profil vertical de variable atmosphérique, représenté par le vecteur  $X(p)$  :

$$\mathcal{K}(X(p)) = \frac{\partial T_B}{\partial X}(p) \quad (2.42)$$

Le jacobien  $\mathcal{K}(X(p))$  correspond donc à la sensibilité de la  $T_B$  mesurée au sommet de l'atmosphère à une perturbation de la variable atmosphérique  $X(p)$  autour de l'état initial, à chaque niveau de pression.

Le modèle de transfert radiatif RTTOV-7 que nous utilisons donne accès à cette matrice jacobien  $\mathcal{K}(X(p))$ . En effet, ce modèle a été développé dans le but d'assimiler les radiances satellites (TOVS) dans le modèle de prévision numérique du CEPMMT [Eyre, 1991 ; Matricardi *et al.*, 2004] (Annexe B, § B.1). L'assimilation de données satellites requiert non seulement le modèle de transfert radiatif permettant d'évaluer la  $T_B$  en fonction de variables atmosphériques  $X(p)$ , mais aussi, et c'est ce qui nous intéresse ici, son modèle adjoint qui calcule la matrice de jacobien  $\mathcal{K}(X(p))$ .

Dans notre cas, les profils atmosphériques  $X(p)$  d'entrée du modèle qui nous intéressent sont la température de l'air  $T$  et l'humidité spécifique  $q$ .

Afin d'accéder à la sensibilité de la  $T_B$  à l'humidité relative RH, on utilise l'information du jacobien  $\mathcal{K}(q)$  directement fournie par le modèle :

$$\begin{aligned} \mathcal{K}(q) &= \left. \frac{\partial T_B}{\partial q} \right|_{T=cste} \\ \Rightarrow \mathcal{K}(RH) &= \left. \frac{\partial T_B}{\partial q} \right|_{T=cste} \times \left. \frac{\partial q}{\partial RH} \right|_{T=cste} = \left. \frac{\partial T_B}{\partial RH} \right|_{T=cste} \end{aligned} \quad (2.43)$$

L'humidité relative RH est reliée de manière simple à l'humidité spécifique  $q$  par l'intermédiaire de l'humidité spécifique à saturation  $q_{sat}$  [e.g. Queney, 1974] :

$$RH = \frac{q}{q_{sat}}$$

A température constante, et à partir du jacobien  $\mathcal{K}(q)$  calculé par le modèle de transfert radiatif RTTOV-7, le jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  s'exprime donc directement par :

$$\mathcal{K}(RH) = \mathcal{K}(q) \times q_{sat} \quad (2.44)$$

Le jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  du profil tropical utilisé pour les illustrations dans ce chapitre est représenté sur la figure 2.8, avec une normalisation à 1. On a également représenté sur la figure 2.8(b) le rapport  $\Delta T_B / \Delta RH$  déduit des résultats de la figure 2.7(a).

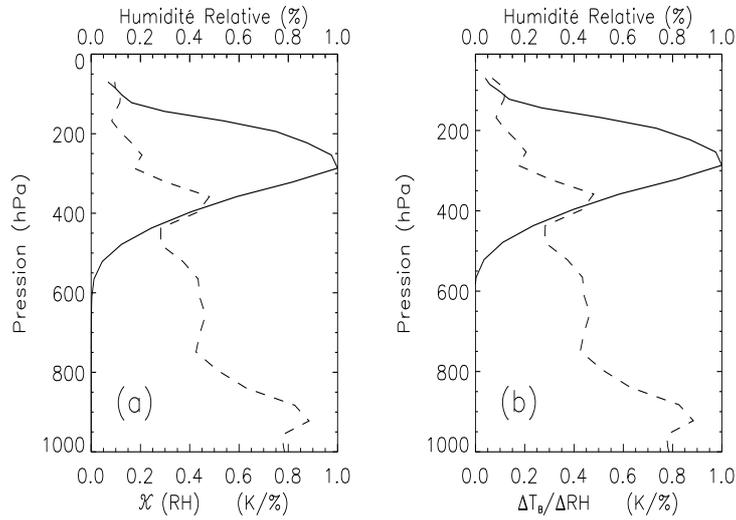


FIG. 2.8 – Jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  (a) calculé par le modèle de transfert radiatif RTTOV-7 pour un profil tropical vu au nadir. (b) Sensibilité de la  $T_B$  rapportée aux perturbations locales de -10% d'humidité relative pour le même profil. Profil d'humidité relative correspondant (tirets).

Les figures 2.8(a) et (b) montrent que le jacobien numérique  $\mathcal{K}(RH)$  calculé par le modèle RTTOV-7 est équivalent au jacobien discret que nous avons déterminé en calculant la sensibilité de la  $T_B$  "VE"

à des perturbations locales de l'humidité relative : le maximum est situé au même niveau de pression (à environ 300hPa) et la couche de l'atmosphère qui affecte le plus la  $T_B$  "VE" est comprise entre les niveaux 600hPa et 100hPa. Ces résultats confirment ainsi l'intérêt des fonctions du modèle RTTOV-7 (matrice adjointe  $\mathcal{K}$ ) pour approximer localement les jacobiens "VE" METEOSAT.

De la même façon que pour la fonction de poids  $W(p)$  détaillée dans le paragraphe précédent, les 3 profils échantillonnés permettent d'appréhender la sensibilité de la  $T_B$  "VE" à l'humidité des couches de la troposphère libre. Les jacobiens  $\mathcal{K}(RH)$  de ces 3 profils sont représentés sur la figure 2.9.

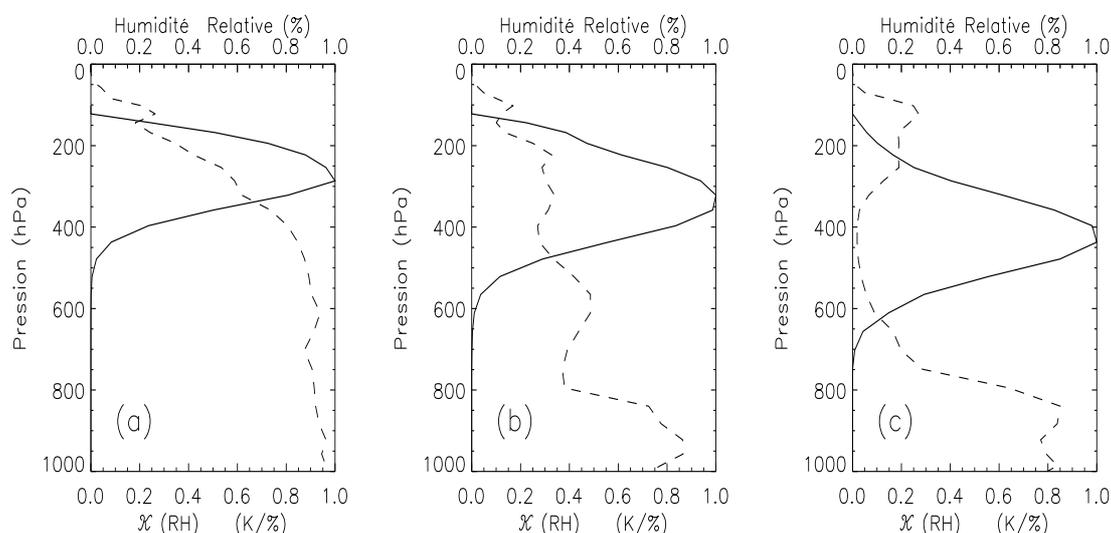


FIG. 2.9 – Jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  pour un profil humide (a) un profil intermédiaire (b) et un profil sec (c). Profils d'humidité relative correspondants vus au nadir (tirets).

On peut remarquer sur la figure 2.9(a) (cas tropical humide), que le maximum du jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  est situé légèrement plus haut dans la troposphère par rapport à la fonction de poids  $W$  : 300hPa pour  $\mathcal{K}(RH)$  contre 350hPa pour  $W$  (cf figure 2.6(a)). L'épaisseur de couche considérée est similaire, environ 350hPa.

Dans le cas du profil d'humidité intermédiaire (figure 2.9(b)), les deux fonctions donnent toutes deux le maximum de poids au niveau 350hPa tandis que l'épaisseur de la couche de la troposphère qui participe au signal varie : le jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  considère la couche 550-150hPa ( $\Delta=400$ hPa) tandis que la fonction de poids  $W$  "voit" la couche 650-100hPa ( $\Delta=550$ hPa).

Enfin, dans le cas sec subtropical, la  $T_B$  "VE" est sensible à la vapeur d'eau de la couche 650-150hPa, avec le maximum étant situé vers 400hPa (2.9(c)). Pour ce même cas, on a pu constater dans le paragraphe précédent que la fonction de poids s'étend sur une plus large couche de la troposphère libre (800-100hPa).

## 2.5 Résumé des principaux résultats

Dans ce chapitre, nous avons présenté les outils théoriques radiatifs utilisés de manière générale pour le traitement du rayonnement total mesuré dans la bande de forte absorption de la vapeur d'eau, limité à la région spectrale  $1400\text{-}2000\text{cm}^{-1}$  (i.e.  $5,7\text{-}7,1\mu\text{m}$ ). En s'appuyant sur des approximations de la température  $T$  et de la pression de vapeur saturante  $e_{sat}$  d'un profil idéalisé, la température de brillance de cette bande spectrale "VE" est reliée à l'humidité relative d'une couche épaisse de la troposphère libre, par l'intermédiaire une expression logarithmique. Cette expression log-linéaire est fréquemment utilisée dans la littérature dans le but de déconvoluer les effets d'angle, de température et d'humidité de la température de brillance "VE".

Ainsi, la  $T_B$  peut s'exprimer selon différents paramètres thermiques ( $\langle\beta\rangle$ ,  $p_0/p_*$ ), angulaire ( $\theta$ ), et d'humidité ( $\langle RH\rangle$ ) :

$$T_B \simeq \ln\left(\frac{p_0}{\langle\beta\rangle p_*}\right) + \ln\left(\frac{1}{\cos\theta}\right) + \ln\langle RH\rangle \quad (2.45)$$

La couche de l'atmosphère, considérée dans les moyennes verticales  $\langle RH\rangle$  et  $\langle\beta\rangle$ , est déterminée à l'aide de deux fonctions, discutées dans la littérature :

- d'une part par la **fonction de poids**  $W$ , dérivée de la fonction de transmission. La fonction de transmission, et ainsi la fonction de poids  $W$ , dépend principalement de la concentration en vapeur d'eau par l'intermédiaire de l'épaisseur optique. Dans le cas d'une atmosphère très sèche, la fonction de poids est influencée par la couche limite plus humide et le maximum sera situé plus bas que pour des atmosphères moins sèches. Les analyses de profils de RH et de  $T$  typiques des régions tropicales et subtropicales, observés au nadir, révèlent que le maximum d'absorption a lieu à 300hPa dans le cas le plus humide, tandis qu'il est situé à 600hPa dans le cas le plus sec présenté.
- d'autre part par la **fonction de sensibilité** de la  $T_B$ , qui n'est autre que le jacobien d'humidité relative  $\mathcal{K}(RH)$ . Le jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  décrit la réponse de la  $T_B$  "VE" à des perturbations relatives locales du profil d'humidité relative, en conservant le profil de température constant. Le maximum de la fonction de sensibilité  $\mathcal{K}(RH)$  renseigne sur la couche de l'atmosphère dont une perturbation influence le plus le rayonnement "VE" mesuré au sommet de l'atmosphère. L'altitude du maximum dépend du profil vertical de RH, c'est-à-dire de la distribution verticale de l'absorbant  $\text{H}_2\text{O}$  (humidité spécifique  $q$ ) et de celle de la température  $T$  (relation  $RH=f(q,T)$ ). Dans le cas tropical pris en illustration, le maximum de sensibilité est atteint au niveau 300hPa, tandis qu'il descend à 450hPa dans le cas sec subtropical.

Une version idéalisée du jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  est utilisée par Soden et Bretherton [1993] : ils définissent en effet la fonction de sensibilité (jacobien discret) du profil idéal (RH et  $\beta$  constants) introduit dans le développement de la théorie simplifiée (voir le § 2.3.2). Cette fonction de sensibilité étant indépendante du profil de RH, elle s'exprime uniquement en fonction du profil de température.

Dans le chapitre suivant, nous verrons les différents points clefs aboutissant à la mise en oeuvre de l'algorithme d'inversion des images "VE" de METEOSAT. Cet algorithme est basé sur l'équation 2.35,

liant la  $T_B$  et l'humidité relative moyenne  $\langle RH \rangle$  d'une couche variable de l'atmosphère, déconvoluée des effets d'angles et de température. L'originalité de notre approche est la définition locale du jacobien d'humidité relative  $\mathcal{K}(RH)$ , les fonctions de pondérations verticales généralement utilisées étant la fonction de poids  $W$  [e.g. Stephens *et al.*, 1996] ou le jacobien idéalisé de Soden et Bretherton [1993]. L'introduction du jacobien d'humidité relative donne ainsi une définition précise de la couche de l'atmosphère considérée dans la mesure "VE".

## Chapitre 3

# Construction d'un algorithme d'inversion pour METEOSAT "VE"

### 3.1 Introduction

Dans le chapitre précédent, nous avons présenté une théorie radiative simplifiée qui conduit à une interprétation de la  $T_B$  en terme d'humidité relative moyenne d'une couche de la troposphère. Cette théorie radiative, développée sur la base d'une atmosphère idéale (RH et  $\beta$  uniformes), est applicable sur des profils réalistes par l'intermédiaire d'un opérateur de moyenne verticale. L'algorithme d'inversion repose sur l'équation suivante, obtenue à l'issue des calculs théoriques du chapitre précédent :

$$\ln \left( \frac{\langle RH \rangle P_0}{\langle \beta \rangle \cos\theta} \right) = a \times T_B + b \quad (3.1)$$

Les paramètres qui interviennent dans cette équation sont décrits dans le paragraphe 2.4.

Ce chapitre présente les différentes étapes du développement de la procédure d'inversion des mesures de la radiométrie "VE" de METEOSAT.

La méthodologie d'inversion utilisée est basée sur le calcul du couple des coefficients  $a$  et  $b$  de la régression linéaire 3.1. Ce couple est obtenu à partir d'une base d'apprentissage, composée de profils  $T$  et  $q$  et représentative de la région d'étude, qui est la zone d'observation de METEOSAT. Cette méthode est la plus répandue dans la littérature. Dans ce chapitre, nous allons voir les différentes améliorations que nous avons apporté à cet algorithme d'inversion : ces améliorations concernent l'introduction d'un nouvel opérateur de moyenne verticale pour  $\langle RH \rangle$  ainsi que la détermination locale des paramètres thermiques  $P_0$  et  $\beta$  à partir des données ré-analysées ERA-40. Ces apports conduisent à un algorithme ayant des statistiques d'inversion meilleures que celles trouvées généralement dans la littérature. Dans une dernière partie, nous verrons brièvement l'algorithme alternatif utilisé de façon opérationnelle à Eumetsat et qui repose sur l'utilisation de données auxiliaires, telles que les ré-analyses du Centre Européen, pour caractériser l'atmosphère observée par le radiomètre.

## 3.2 Données utilisées

La détermination des paramètres d'inversion est basée sur l'utilisation de profils qui constituent une base d'apprentissage et qui sont sélectionnés de façon à être représentatifs de l'état de l'atmosphère de la région d'étude. De plus, l'échantillonnage de situations atmosphériques variées permet de supposer que l'inversion sera faiblement dépendante des variations saisonnières et interannuelles de l'état de l'atmosphère. Ceci est d'ailleurs montré par Soden [1998] qui a fait une analyse de la sensibilité de l'inversion aux variations saisonnières de la structure thermodynamique de l'atmosphère tropicale et subtropicale : bien que les coefficients de régression linéaire  $a$  et  $b$  changent légèrement selon que l'apprentissage est effectué sur un 1<sup>er</sup> juillet ou un 1<sup>er</sup> octobre, la qualité générale de l'inversion reste inchangée : les biais et erreurs quadratiques moyennes sont inférieurs à 7%, et les coefficients de corrélation supérieurs à 0,99, calculés entre les produits d'humidité issus de  $a$  et  $b$  déterminés sur des mois différents, mettent en évidence la robustesse des variations spatiales et temporelles du produit.

La base d'apprentissage est composée de profils de température  $T$  et d'humidité spécifique  $q$  pouvant provenir de sources diverses :

- des données issues des analyses des systèmes de prévisions numériques tels que le Centre Européen [Soden et Bretherton, 1993 ; Soden et Bretherton, 1996] ou le NCEP (National Centers for Environmental Prediction) [Soden et Bretherton, 1996] ;
- des mesures *in situ* de radiosondages : e.g. radiosondages lancés depuis l'île de Guam (Caraïbes, Océan Pacifique Sud) [Spencer et Braswell, 1997] ;
- des profils TIGR (TOVS Initial Guess Retrieval, [Chédin *et al*, 1985]). Ces profils sont des données de radiosondages sélectionnés dans l'objectif d'être représentatifs de l'état de l'atmosphère. Plusieurs version de la base TIGR ont été utilisées : TIGR par Soden et Bretherton [1996], TIGR-2 par Stephens *et al* [1996] ou TIGR-3 par Engelen et Stephens [1998] et par Jackson et Bates [2001].

Dans notre cas, la base d'apprentissage que nous avons construite couvre une large gamme de conditions atmosphériques typiques des régions tropicales et subtropicales de la zone d'observation de METEOSAT. Celle-ci est composée de profils de température  $T$  et d'humidité  $q$  issus des ré-analyses ERA-40 du CEPMMT [Simmons et Gibson, 2000] (Annexe B, § B.2). Ces profils sont sélectionnés dans le but d'échantillonner la structure thermodynamique générale de l'atmosphère tropicale et subtropicale ainsi que son évolution saisonnière. Pour cela, nous avons sélectionné les profils de température  $T$  et d'humidité spécifique  $q$  du premier jour des mois de janvier, avril, juillet et octobre de l'année 1992. Ces profils sont disponibles sur le serveur Climserv du LMD à la fréquence de 4 par jour sur une grille régulière de 1,125°. Dans le cadre de cette étude, la zone d'observation METEOSAT est restreinte géographiquement à la bande 30°S-30°N dans la région limitée à 45°O-45°E.

Parmi ces profils nous avons sélectionné uniquement les profils associés à des scènes de ciel clair ou de nuages bas, ceux-ci affectant peu la mesure "VE" comme nous le détaillons dans le chapitre 5. Ces scènes sont échantillonnées par l'intermédiaire des données de couverture nuageuse fournies dans les ré-analyses ERA-40. Enfin, nous avons éliminé les profils de RH qui présentent une sursaturation (RH>100%) ou qui atteignent moins de 1% de RH dans la troposphère. Cette sélection permet de disposer

d'une base d'apprentissage de plus de 14000 profils pour la mise au point des paramètres de l'algorithme d'inversion.

Dans le but d'évaluer la méthode d'inversion, nous avons sélectionné, dans un deuxième temps, un ensemble de profils  $(T, q)$  indépendants des profils de la base d'apprentissage. Ces profils proviennent également des ré-analyses ERA-40. La zone géographique ainsi que les scènes de ciel clair ou de nuages bas sont déterminés de la même façon que pour la base d'apprentissage. La base de validation est constituée des mêmes journées que la base d'apprentissage mais pour l'année 1996, et elle est de taille comparable.

### 3.3 L'humidité de la troposphère libre pour les régions tropicales

La quantité  $\langle RH \rangle$  est généralement utilisée sous le terme générique "Upper Tropospheric Humidity" (notée UTH dans la suite), ou humidité de la haute troposphère. Ce terme UTH est introduit par Schmetz et Turpeinen [1988] à la suite des études de mesures "VE" mettant en évidence un lien entre la  $T_B$  et l'humidité relative située au-dessus de 600hPa, en négligeant la contribution des basses couches de la troposphère libre (voir le § 2.1). La dénomination "UTH" résulte d'analyses de l'altitude de la fonction de contribution de profils standards tropicaux et des moyennes latitudes, vus sous différents angles par le radiomètre. Les diverses études citées dans la suite utilisent ainsi de façon générale le terme UTH pour désigner le produit issu de leurs inversions.

Dans notre étude, nous nous intéressons aux régions tropicales et subtropicales qui ont été brièvement illustrées par 3 profils typiques dans le chapitre 2 (§ 2.4). Les fonctions de poids  $W$  (figure 2.6) et les jacobiens  $\mathcal{K}(RH)$  (figure 2.9) de ces profils nous amènent à conclure que ce terme d'UTH est mal adapté aux régions subtropicales : dans le cas du profil sec pris en illustration, les fonctions descendent en effet jusqu'à 800hPa (fonction de poids) et 700hPa (fonction de sensibilité) et elles atteignent toutes les deux la tropopause (100hPa). Ainsi, cette large couche de contribution (plus de 600hPa) ne peut pas être limitée uniquement à la "haute troposphère", mais doit être étendue à la "troposphère libre" afin de caractériser le signal "VE" des cas secs subtropicaux.

Pour la suite de ce travail dans les régions tropicales et subtropicales, et afin de tenir compte de la contribution des basses couches de la troposphère libre dans le calcul de moyenne ( $\langle RH \rangle$  et  $\langle \beta \rangle$ ), nous introduisons ici le terme de "**Free Tropospheric Humidity**" ou humidité de la troposphère libre, noté par la suite **FTH**. Ce terme est utilisé pour la dénomination du résultat de l'inversion des mesures "VE" de ciel clair et de nuages bas par l'équation 3.1 (i.e.  $\langle RH \rangle$ ) [Brogniez *et al.*, 2004]. Nous verrons en effet dans le chapitre 5 que les scènes de nuages de basse altitude, situés en-dessous de 700hPa, ne sont pas distinguées des scènes de pur ciel clair par l'instrument "VE".

### 3.4 Revue de la méthode d'inversion

On peut déterminer l'humidité relative  $\langle RH \rangle$  à partir de la  $T_B$  "VE" en appliquant la relation 3.1 déduite du transfert radiatif simplifié. Pour ce faire, le couple de coefficients  $(a, b)$  de la relation 3.1 est déterminé par une régression log-linéaire calculée sur la base d'apprentissage, entre les  $T_B$  et les humidités relatives moyennes  $\langle RH \rangle$ . La connaissance de ce couple de coefficients de régression permet ainsi l'inversion de la  $T_B$  de chaque pixel d'une image METEOSAT, et ce, pour chaque pas de temps.

Dans la suite, nous utiliserons le terme de "méthode globale" pour caractériser le calcul du couple  $(a, b)$ , bien que les paramètres thermiques  $P_0$  et  $\beta$  soient, quant à eux, déterminés de façon locale à l'aide de l'information sur la structure thermique verticale des profils de la base d'apprentissage.

#### 3.4.1 Historique de la méthode

Dans ce paragraphe, les principales études consacrées à l'inversion des mesures "VE" sont présentées. Celles-ci sont regroupées dans le tableau 3.1 afin d'avoir une vue d'ensemble de leurs caractéristiques conceptuelles et statistiques. Nous avons également résumé dans ce tableau les statistiques de l'inversion basée sur la méthodologie alternative d'Eumetsat brièvement abordé dans l'introduction de ce chapitre. Ces statistiques sont indiquées à titre de comparaison et seront abordées plus en détail dans une dernière partie.

Comme le met en évidence le tableau 3.1, l'équation d'inversion de la  $T_B$  en humidité relative moyenne  $\langle RH \rangle$  (éq. 3.3) a été utilisée, sous différentes formes et avec différentes mises en oeuvre, pour le traitement des mesures "VE" provenant de divers instruments tels que :

- le sondeur VAS (Visible infrared spin scan radiometer Atmospheric Sounder) à bord des satellites géostationnaires GOES [Soden et Bretherton, 1993 ; Udelhofen et Hartmann, 1995 ; Soden, 1998] ;
- le sondeur HIRS de TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder) à bord des satellites NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) à orbite polaire [Soden et Bretherton, 1996 ; Stephens *et al.*, 1996 ; Escoffier *et al.*, 2001 ; Jackson et Bates, 2001] ;
- l'imageur MVIRI (Meteosat Visible and InfraRed Imager) des satellites géostationnaires METEOSAT [Schmetz et Turpeinen, 1988 ; Schmetz *et al.*, 1995] ;
- le sondeur micro-onde SSM/T-2 des satellites héliosynchrones du DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) [Spencer et Braswell, 1997 ; Engelen et Stephens, 1998].

Bien que spectralement différents, ces instruments observent la même région de l'atmosphère. Ceci est illustré par la figure 3.1 qui représente les fonctions de poids  $W$  de ces instruments pour un profil tropical standard simulé au nadir.

De la même façon que pour le radiomètre "VE" de METEOSAT et malgré leurs différences spectrales, la contribution au signal "VE" pour les 3 autres instruments provient de la couche 600-100hPa (figure 3.1(b)), le maximum étant situé vers 300hPa. Les canaux "VE" de GOES-8 et HIRS/TOVS (sur

<i>référence</i>	<i>détecteur</i>	<i>paramètres</i>	<i>données auxiliaires</i>	<i>opérateur vertical</i>	<i>statistiques</i>
Schmetz et Turpeinen [1988]	METEOSAT (6,3 $\mu$ m)	table de référence	analyses du CEPMMT	$C=B(T) d\tau/d\ln p$ (600-200hPa)	biais=1,1% RMS <sub>abs</sub> =10,2%
Soden et Bretherton [1993]	GOES-7 (6,7 $\mu$ m)	cos $\theta$	CEPMMT (juillet 1987)	$\Delta T_B/\Delta RH$ ( $\sum poids = 1$ )	R=-0,968 biais=8% ; RMS <sub>abs</sub> =9,1%
Udelhofen et Hartmann [1995]	GOES-7 (6,7 $\mu$ m)	table de référence	analyses du CEPMMT	$C=B(T) d\tau/d\ln p$ (550-200hPa)	R=0,63 biais=3% ; RMS <sub>abs</sub> =13%
Schmetz <i>et al</i> [1995]	METEOSAT (6,3 $\mu$ m)	table de référence (+ cos $\theta$ )	analyses du CEPMMT	$C=B(T) d\tau/d\ln p$ (600-200hPa)	RMS <sub>abs</sub> =8-10%
Stephens <i>et al</i> [1996]	HIRS-12 (6,7 $\mu$ m)	nadir ( $\theta=0$ ) ; $\beta = f(T_{13,6}-T_{14,2})$	TIGR-2	$W=d\tau/d\ln p$	/
Soden et Bretherton [1996]	HIRS-12 (6,7 $\mu$ m)	nadir ( $\theta=0$ ) ; $P_0$ mensuel	CEPMMT (juillet 1988)	$\Delta T_B/\Delta RH$ ( $\sum poids = 1$ )	R=-0,968 $\Delta UTH/UTH=13\%$
Spencer et Braswell [1997]	SSM/T-2 (183,3 $\pm$ 1 GHz)	nadir ( $\theta=0$ )	Radiosondages (île de Guam)	$\Delta T_B/\Delta RH$	/
Engelen et Stephens [1998]	• HIRS-12 (6,7 $\mu$ m) • SSM/T-2 (183,3 $\pm$ 1 GHz)	$P_0$ moyen (source non précisée)	TIGR-3	(non mentionné)	• RMS <sub>abs</sub> =6,3% biais=1,3% • RMS <sub>abs</sub> =8,7% biais=4,1%
Soden [1998]	GOES-7 (6,7 $\mu$ m)	cos $\theta$ ; $P_0$ (climatologie mensuelle)	CEPMMT (1 <sup>er</sup> juillet 1987)	$\Delta T_B/\Delta RH$ ( $\sum poids = 1$ )	(non précisé)
Escoffier <i>et al</i> [2001]	HIRS-12 (6,7 $\mu$ m)	réseau de neurones (3I)	TIGR-3	eau précipitable de 500-300hPa pondérée par $W$	$\Delta UTH/UTH=15-25\%$
Jackson et Bates [2001]	HIRS-12 (6,7 $\mu$ m)	nadir ( $\theta=0$ ) ; $P_0=f(T_{13,6})$	TIGR-3	$\Delta T_B/\Delta RH$ ( $\sum poids = 1$ )	R=-0,97 $\Delta UTH/UTH=16\%$

TAB. 3.1 – Résumé des principales études basées sur l'équation 2.35 pour l'inversion de données "VE".  $R$  correspond au coefficient de corrélation ; RMS<sub>abs</sub> est l'erreur quadratique moyenne de l'inversion.  $C=B(T) d\tau/d\ln p$  représente la fonction de contribution "VE". 3I désigne la méthode d'inversion "Improved Initialization Inversion" développée par Chédin et al [1985].

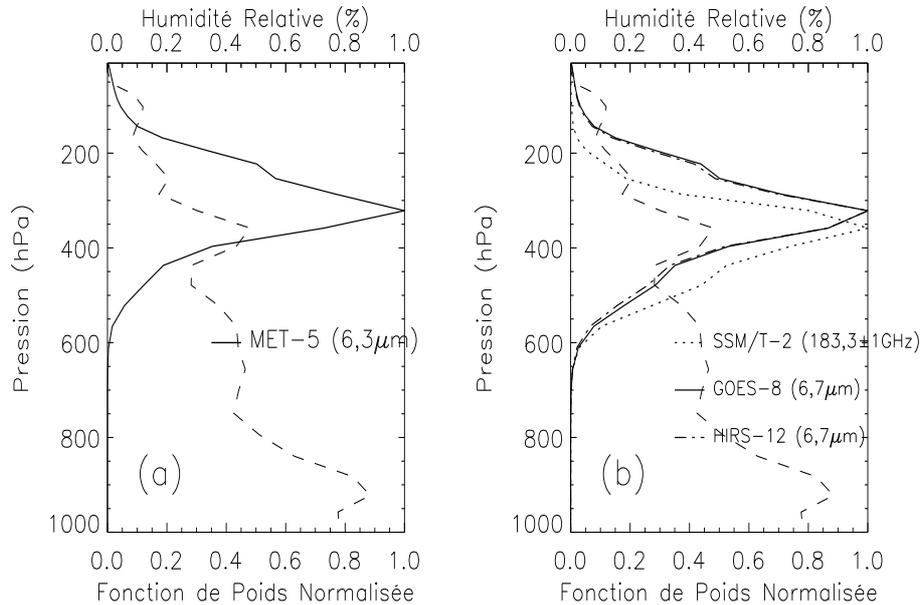


FIG. 3.1 – (a) Fonction de poids  $W$  pour le canal "VE" du satellite MET-5. (b) Idem pour les canaux "VE" de SSM/T-2 (pointillés), GOES-8 (trait continu) et pour le sondeur HIRS/TOVS sur NOAA-12 (trait mixte). Profil tropical standard de RH simulé au nadir (tirets).

NOAA-12) sont identiques (canaux à  $6,7\mu\text{m}$ ) et couvrent un domaine spectral plus étroit que celui de MET-5 (à  $6,3\mu\text{m}$ ). Les fonctions de poids de GOES-8 et HIRS-12 sont ainsi similaires et on peut constater qu'elles sont légèrement plus larges que celle de MET-5. Le canal "VE" micro-onde SSM/T-2 à  $183,3\pm 1\text{GHz}$  a une fonction moins large, de maximum plus bas ( $350\text{hPa}$ ) et qui couvre la couche  $600\text{--}200\text{hPa}$ . Il est utile de noter ici que, bien que dans l'IR le continuum d'absorption de la vapeur d'eau ne soit pas négligeable et représente une source d'incertitude [Stephens *et al.*, 1996 ; voir le § 2.2], les observations dans les régions micro-ondes sont largement dominées par l'absorption à  $183,3\text{GHz}$  et ne sont pas affectées par le continuum [Spencer et Braswell, 1997].

Dans tous les cas, la simulation des  $T_B$  "Vapeur d'Eau" de chacun des profils de la base d'apprentissage nécessite un modèle de transfert radiatif. Comme nous l'avons précisé précédemment, nous utilisons dans ce travail la version 7 du modèle RTTOV (Annexe A, § B.1). Soden et Bretherton [1996] ont, quant à eux, utilisé le modèle RTTOVS, et différentes versions du modèle MODTRAN ont servi dans les analyses de Stephens *et al* [1996] et de Jackson et Bates [2001].

L'une des principales différences entre les études résumées dans le tableau 3.1 concerne le choix de l'opérateur de moyenne verticale pour le calcul de FTH et  $\langle\beta\rangle$ . Ainsi, tandis que Stephens *et al* [1996] utilisent la fonction de poids  $W$  (tableau 3.1), les autres études déterminent la moyenne verticale par l'intermédiaire d'un jacobien idéalisé représentant la sensibilité de la  $T_B$  à des perturbations dans le profil d'humidité relative (voir le § 2.4.3).

Une seconde différence repose sur la formulation de l'équation 3.1 pour l'inversion et la méthode de calcul des paramètres thermiques, lorsqu'ils sont présents : certains, comme Soden [1998], utilisent des climatologies, tandis que d'autres, tels Jackson et Bates [2001] procèdent à des approximations par l'intermédiaire de mesures d'autres canaux de l'IR thermique. La méthode que nous développons repose, quant à elle, sur l'utilisation des profils de température des ré-analyses ERA40 collocalisés dans l'espace et dans le temps avec les pixels d'observation METEOSAT.

### 3.4.2 Utilisation d'une fonction de sensibilité idéalisée

La courbe de sensibilité  $\Delta T_B/\Delta RH$ , introduite par Soden et Bretherton [1993], est une fonction déterminée pour un profil tropical standard caractérisé par un gradient vertical  $\beta$  et une humidité relative RH uniformes dans la couche considérée. Pour le calcul de cette fonction de pondération, le profil est discrétisé en couches fines et régulièrement espacées dans l'espace log-p ( $lnp \simeq 0,04$ ). Cette fonction, qui est un jacobien d'humidité relative  $\mathcal{K}(RH)$  (voir le §2.4.3) est illustrée pour METEOSAT sur la figure 2.8.

Comme nous l'avons présenté dans le paragraphe 2.4.3 du chapitre précédent pour des profils tropicaux et subtropicaux, la largeur ainsi que le maximum de la courbe de sensibilité (i.e.  $\mathcal{K}(RH)$ ) varient avec les caractéristiques de l'atmosphère considérée. Soden et Bretherton [1996] introduisent l'idée que cette évolution peut être limitée à la variabilité du profil de température  $T$ , méthode qui permet de distinguer les atmosphères tropicales chaudes de celles des moyennes latitudes plus froides. La courbe de sensibilité ainsi définie est exprimée en coordonnées de température. Cette fonction de pondération, linéaire par parties, est donnée dans le tableau 3.2. Elle est contruite telle que la somme des poids est égale à 1 et on la note  $\mathcal{C}_{SB96}$  dans la suite (en référence à Soden et Bretherton [1996]).

température (K)	220	230	240	250	260	270	280	290
poids	0.06	0.14	0.23	0.25	0.20	0.09	0.03	0.00

TAB. 3.2 – Poids  $\mathcal{C}_{SB96}$  pour l'estimation de  $\langle RH \rangle$  pour un profil d'humidité relative fourni sur les niveaux de températures  $i$  tels que  $\sum \text{poids}_i = 1$ . Tableau tiré de Soden et Bretherton [1996].

De cette façon, la FTH est calculée via la courbe de sensibilité  $\mathcal{C}_{SB96}$  selon :

$$FTH = \langle RH \rangle = \sum_i \mathcal{C}_{SB96}^i RH(T^i) \quad \text{avec} \quad \sum_i \mathcal{C}_{SB96}^i = 1 \quad (3.2)$$

Pour étudier cette fonction, la distribution verticale de la température en été et en hiver est représentée en moyenne zonale sur [45°O-45°E] sur la figure 3.2. Les mois considérés sont les mois de janvier 1992 et juillet 1992 limités à la ceinture tropicale et subtropicale africaine [45°S-45°N] qui est notre zone d'étude.

Dans la troposphère libre (dès 800hPa) et pour ces deux mois, on peut constater que le gradient

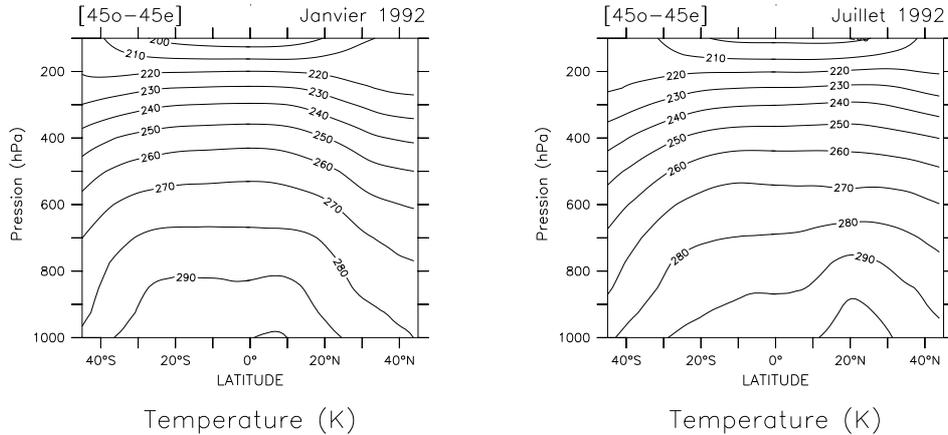


FIG. 3.2 – Distribution verticale de la température en moyenne zonale sur  $[45^{\circ}\text{O}-45^{\circ}\text{E}]$  dans la bande  $[45^{\circ}\text{S}-45^{\circ}\text{N}]$  pour les mois de janvier 1992 (gauche) et juillet 1992 (droite). L'intervalle est de 10K. Données issues des ré-analyses ERA-40.

de température est constant dans la bande de latitude  $[35^{\circ}\text{S}-35^{\circ}\text{N}]$ . D'après le tableau 3.2, le maximum de poids est donné à l'isotherme 250K qui est, dans les deux exemples de la figure 3.2, à une pression constante d'environ 400hPa. De plus, toujours d'après le tableau 3.2, chaque niveau compris entre les isothermes 230-270K donne au moins 9% de contribution à la moyenne verticale. Sur les deux moyennes zonales de la figure 3.2, cette couche 230-270K correspond à la couche de pression 550-250hPa. En moyenne sur la région d'observation METEOSAT et en coordonnées de pression, la courbe de pondération  $\mathcal{C}_{SB96}$  est ainsi constante.

La faible variabilité de la fonction  $\mathcal{C}_{SB96}$  avec le type d'atmosphère est également mise en évidence par la figure 3.3 qui présente les caractéristiques verticales de cette fonction de pondération pour les 3 profils utilisés précédemment (atmosphère humide, intermédiaire et sèche). Les fonctions de poids  $W$  et les jacobiens  $\mathcal{K}(RH)$  de chacun de ces 3 profils sont également représentés sur la figure 3.3 afin de faciliter les comparaisons entre les trois opérateurs.

On peut ainsi constater de façon individuelle que, du fait de la faible variabilité du profil de température dans la région METEOSAT, la fonction  $\mathcal{C}_{SB96}$  est à peu près constante dans ces trois cas : son maximum est situé vers 350hPa et la fonction couvre la couche 800-200hPa de la troposphère, ce qui rejoint la notion de "FTH" introduite dans un paragraphe précédent (§ 3.3).

En fait, la sensibilité  $\Delta T_B/\Delta RH$  dépend à la fois du profil de transmission, c'est-à-dire de la variabilité du profil de vapeur d'eau, et de la distribution verticale de la température [Jackson et Bates, 2001]. Comme détaillé précédemment, les poids de la courbe de sensibilité  $\mathcal{C}_{SB96}$  ont été calculés pour un profil tropical standard idéal ( $\beta$  et RH uniformes) : la fonction  $\mathcal{C}_{SB96}$  est donc représentative du profil de transmission de ce profil idéal. Pour cette raison, la courbe de sensibilité  $\mathcal{C}_{SB96}$  ne reflète pas la variabilité locale de la distribution de la vapeur d'eau. Ainsi, que l'on se trouve en présence d'une atmosphère tropicale humide (fig 3.3(a)) ou d'une atmosphère subtropicale sèche (fig 3.3(c)) qui ont la même varia-

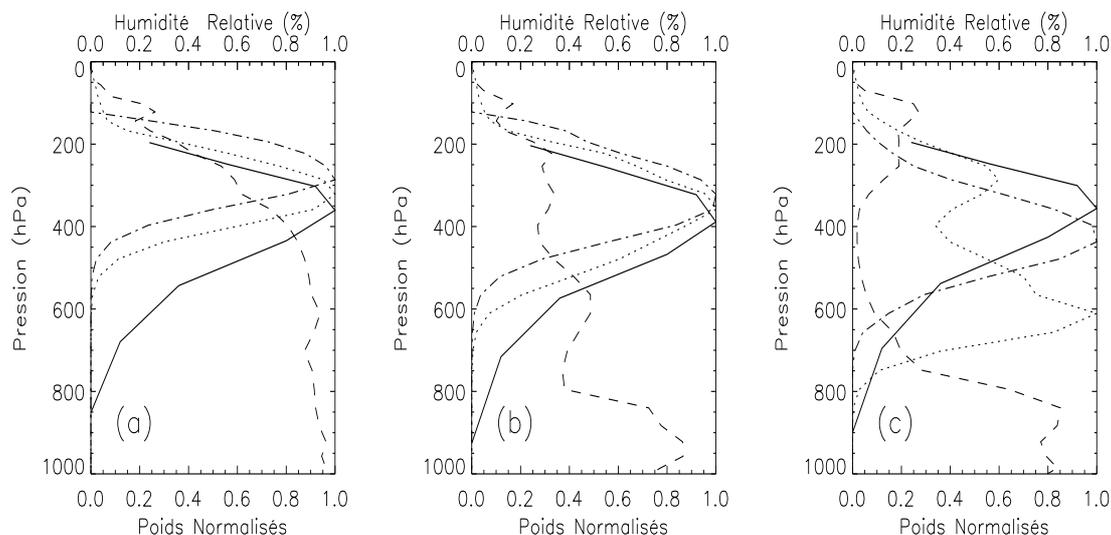


FIG. 3.3 – Courbe de sensibilité normalisée  $\mathcal{C}_{SB96}$  pour un profil humide (a) un profil intermédiaire (b) et un profil sec (c). Les fonctions de poids  $W$  (traits pointillés) et les jacobiens  $\mathcal{K}(RH)$  (traits mixtes) sont également représentés. Profils d'humidité relative correspondants vus au nadir (tirets).

tion verticale de la température, la fonction  $\mathcal{C}_{SB96}$  donne la même importance aux mêmes couches de la troposphère libre.

Dans le paragraphe 2.4.3, nous avons mis en parallèle la notion de courbe de sensibilité et le jacobien d'humidité relative. Ces deux grandeurs sont identiques et décrivent toutes deux la sensibilité de la  $T_B$  mesurée au sommet de l'atmosphère. Le calcul de cette courbe de sensibilité pour chaque profil de RH, par l'intermédiaire du jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  local, permet ainsi de tenir compte de la variabilité des profils de vapeur d'eau entre les tropiques et les subtropiques (voir le § 2.4.3). Cette différence importante entre  $\mathcal{K}(RH)$  et  $\mathcal{C}_{SB96}$  est mise en évidence par la figure 3.3.

Le modèle RTTOV-7 donne accès au jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  de chaque profil de la base d'apprentissage. Nous pouvons ainsi introduire le jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  comme nouvel opérateur de moyenne verticale pour  $\langle RH \rangle$ . Les paragraphes qui suivent sont consacrés à la comparaison de la pondération verticale utilisant le jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  à celles utilisant la fonction de poids  $W$  ou la courbe de sensibilité moyenne  $\mathcal{C}_{SB96}$ , ces dernières étant utilisées jusqu'à présent dans la littérature (tableau 3.1).

### 3.5 Construction de l'algorithme d'inversion des $T_B$ pour les Tropiques

Dans les parties précédentes, nous avons montré que la contribution de l'atmosphère sèche pour le calcul de la moyenne verticale de l'humidité relative RH s'étend du niveau 800-700hPa au niveau 200-100hPa, quelque soit l'opérateur utilisé : fonction de poids  $W$  (§ 2.4.2), jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  (§ 2.4.3) ou courbe de sensibilité  $\mathcal{C}_{SB96}$  (§ 3.4.2). Dans les régions tropicales et subtropicales, les  $T_B$  de METEOSAT

s'interprètent donc en terme de FTH selon :

$$\ln \left( \frac{FTH P_0}{\langle \beta \rangle \cos \theta} \right) = a \times T_B + b \quad (3.3)$$

Dans cette section, nous allons présenter les caractéristiques de la base d'apprentissage, par l'intermédiaire des paramètres  $P_0$  et  $\langle \beta \rangle$ , puis nous verrons les différentes étapes préliminaires à la validation de l'algorithme d'inversion, avec notamment, la définition de la FTH en terme d'humidité relative moyenne de la troposphère libre pondérée par le jacobien local  $\mathcal{K}(RH)$ .

### 3.5.1 Les paramètres de l'algorithme d'inversion

L'application de l'algorithme d'inversion sur les données "VE" MET-5 nécessite de déterminer le couple de coefficients ( $a$ ,  $b$ ) qui définissent la droite de régression linéaire 3.3. D'un point de vue théorique, si l'on connaît les différents paramètres de l'équation d'inversion (i.e.  $\theta$ ,  $P_0$  et  $\beta$ ), alors le calcul des coefficients  $a$  et  $b$  dépend essentiellement de l'opérateur de moyenne verticale pour le calcul de  $\langle \beta \rangle$  et surtout de FTH (i.e.  $\langle RH \rangle$ ). Afin de sélectionner cet opérateur, nous supposons que nous connaissons les propriétés thermodynamiques de la base d'apprentissage (profils de température  $T$  et d'humidité relative RH).

Le paramètre  $P_0$  est le rapport de la pression de l'isotherme  $T_0 = T_B$  sur une pression de référence des raies d'absorption prise à 300hPa pour des atmosphères standard tropicales (chapitre 2, § 2.3.2). Dans la suite ce paramètre est noté  $P_{6,3}$ , en référence à la  $T_B$  de la bande METEOSAT centrée à  $6,3\mu\text{m}$ . Le second paramètre thermique  $\langle \beta \rangle$  est la valeur du gradient vertical de température, que l'on suppose uniforme dans la couche de la troposphère considérée. Ce paramètre, tout comme la FTH, est calculé par une moyenne verticale de  $\beta$  pondéré par l'un des 3 opérateurs. Nous allons maintenant examiner l'évolution de ces deux paramètres thermiques sur la base d'apprentissage.

**A) Le paramètre  $P_{6,3}$  :** Le paramètre  $P_{6,3}$  caractérise le profil de température par rapport à une atmosphère tropicale standard. Cette comparaison est réalisée par l'intermédiaire de la pression de référence  $p_*=300\text{hPa}$  correspondant, en moyenne, au maximum d'absorption dans les régions tropicales. Les distributions spatiales de  $P_{6,3}$  pour deux jours de la base d'apprentissage (le 1<sup>er</sup> janvier et le 1<sup>er</sup> juillet 1992) sont représentées sur la figure 3.4 pour la région d'étude  $[45^\circ\text{O}-45^\circ\text{E}/45^\circ\text{S}-45^\circ\text{N}]$ . La figure 3.5 représente les  $T_B$  simulées pour ces deux mêmes jours.

On peut constater sur les figures 3.4 et 3.5 que les distributions spatiales des variables  $P_{6,3}$  et  $T_B$  ont des structures identiques. La comparaison de ces distributions conduit à la remarque suivante : les valeurs de 1 de  $P_{6,3}$  sont obtenues pour des  $T_B$  qui se situent autour de 240K : la  $T_B$  correspond ainsi à la température  $T=240\text{K}$  d'une masse d'air située à la pression de référence 300hPa. Pour ces deux journées particulières, on peut constater tout d'abord que les régions où  $P_{6,3}$  prend des valeurs inférieures à 1 sont associées à la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT). En hiver et dans cette région du globe (figures 3.4(a) et 3.5(a)), la ZCIT continentale est située au Sud de l'Afrique, tandis que sa composante océanique est localisée au Nord du Brésil et elle s'étend légèrement en Afrique de l'Ouest. En été (figures 3.4(b) et 3.5(b)), la ZCIT est située de part et d'autre de la latitude  $10^\circ\text{N}$  que ce soit sur le

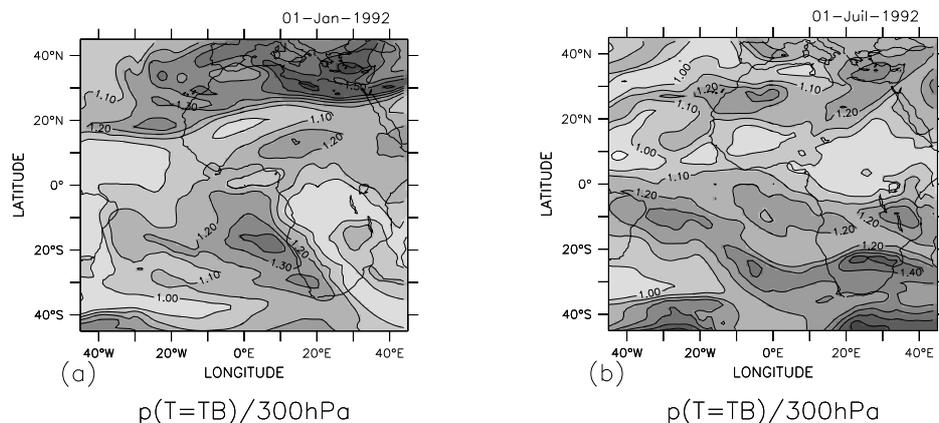


FIG. 3.4 – Moyennes journalières du paramètre  $P_{6,3}$  pour (a) le 1<sup>er</sup> janvier 1992 et (b) le 1<sup>er</sup> juillet 1992. L'intervalle est de 0,1. Données issues des ré-analyses ERA-40.

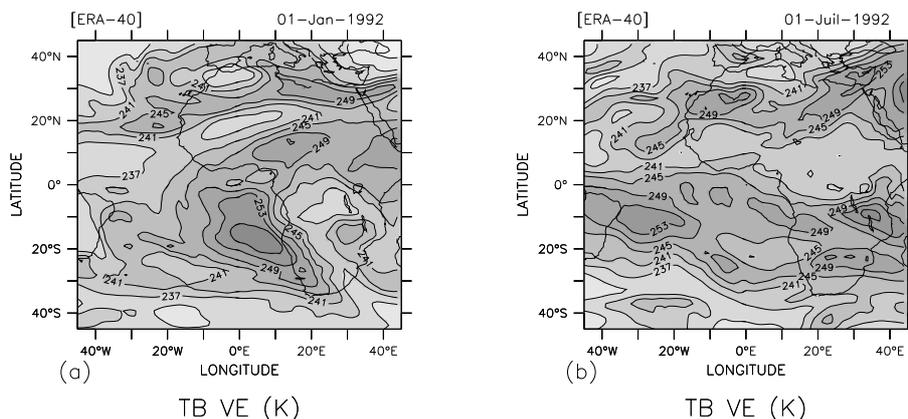


FIG. 3.5 –  $T_B$  synthétiques pour (a) le 1<sup>er</sup> janvier 1992 et (b) le 1<sup>er</sup> juillet 1992. L'intervalle est de 4K. Données issues des ré-analyses ERA-40 et simulations radiatives avec RTTOV-7.

continent Africain ou au-dessus de l'Océan Atlantique. En dehors de ces zones de convection, la pression de l'isotherme  $T = T_B$  est, en moyenne sur ces deux jours, supérieure ou égale à 300hPa.

Ces analyses rejoignent celles de Soden et Bretherton [1993] : dans les régions tropicales, l'observation de la vapeur d'eau au niveau de pression  $p_*$ =300hPa est associée à une température de brillance de référence  $T_0$ =240K.

De manière plus générale les figures 3.6(a) et (b) présentent respectivement les distributions des  $T_B$  et des  $P_{6,3}$  pour les 14077 profils tropicaux et subtropicaux de la base d'apprentissage. Les  $T_B$  de la base d'apprentissage sont comprises entre 229K et 225K avec un maximum d'occurrence à 240K. Les valeurs de  $P_{6,3}$  sont, quant à elles, comprises entre 0,78 et 1,4 et le maximum est obtenu pour  $P_{6,3}$ =1. Les moyennes sont respectivement de 242,7K avec un écart-type de 5,4K et de 1,06 avec un écart-type de 0,11.

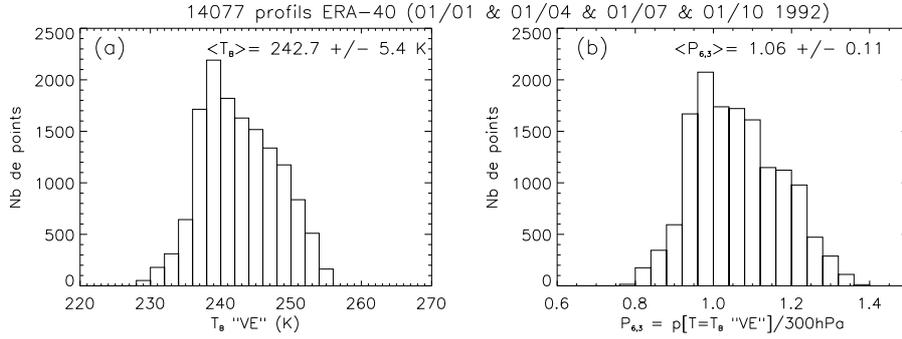


FIG. 3.6 – Caractéristiques de la base d'apprentissage. (a) Distribution des  $T_B$  avec la moyenne et l'écart-type. (b) Distribution des  $P_{6,3}$  avec la moyenne et l'écart-type.

**B) Le paramètre  $\langle \beta \rangle$  :** Le second paramètre intervenant dans l'équation d'inversion des  $T_B$  est la quantité moyenne  $\langle \beta \rangle$ . Le paramètre thermique  $\beta(p)$  est introduit par la fonction analytique en exponentielle représentant la variation de la pression avec la température  $p = f(T)$ , utilisée dans le chapitre précédent (voir le § 2.3.2). Ce paramètre sans dimension est proportionnel au gradient vertical de température  $\Gamma(p)$  :

$$\beta(p) = \frac{p}{T} \Gamma(p) = \frac{p}{T} \frac{dT}{dp} \quad (3.4)$$

En complément du gradient vertical  $\Gamma(p)$  généralement utilisé, le paramètre  $\beta$  apporte également des indications sur la structure verticale d'un profil de température, dans la région de la troposphère libre (700-150hPa). La figure 3.7 présente la distribution verticale moyenne de ce paramètre  $\beta(p)$  (figure 3.7(c)) pour les profils de la base d'apprentissage de température  $T(p)$  (figure 3.7(a)) et de gradient vertical  $\Gamma(p)$  (figure 3.7(b)).

Comme le montre la figure 3.7(a), le profil de température moyen est relativement constant sur cette base de donnée tropicale et subtropicale (écart-type faible) ce qui conduit à une faible variabilité du gradient vertical de température dans cette zone d'observation (figure 3.7(b)). Ces faibles variabilités de  $T$  et  $\Gamma$  impliquent que le paramètre  $\beta$  varie peu dans la troposphère libre que l'on étudie ici.

On peut observer plusieurs modes de variations dans le profil vertical de  $\beta$  qui sont liés aux changements de signe de la pente du gradient vertical  $\Gamma$  : à 600hPa et à 150hPa. Entre 400 et 200hPa  $\beta$  atteint une valeur relativement stable autour de 0,21 avec un faible écart-type (autour de 0,01). A l'approche de l'inversion de température à la tropopause (100hPa), le paramètre  $\beta$  décroît fortement et n'est plus significatif. Pour l'application qui nous intéresse ici et sur cet échantillonnage de profils tropicaux et subtropicaux, le calcul de la moyenne verticale  $\langle \beta \rangle$  est donc réalisé sur une couche de la troposphère dans laquelle  $\beta$  varie peu.

Ces résultats sont comparables à ceux obtenus par Soden et Bretherton [1993], qui estiment  $\beta$  à  $0,22 \pm 0,02$ , et par Jackson et Bates [2001] qui présentent des variations verticales de ce même paramètre, sur l'échantillonnage de profils tropicaux de la base TIGR-3, cohérentes avec notre base d'apprentissage.

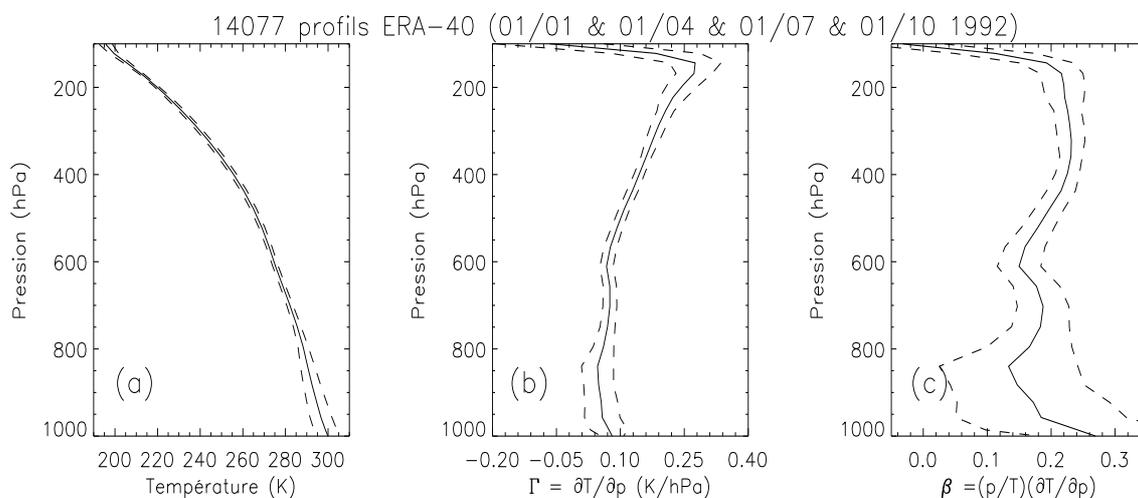


FIG. 3.7 – Moyenne (trait continu) et moyenne  $\pm$  une fois l'écart-type (tirets) pour les 14077 profils de température  $T(p)$  (a), de gradient vertical  $\Gamma(p) = \partial T / \partial p$  (b) et du paramètre sans dimension  $\beta(p)$  (c) en fonction de la pression (en hPa).

### 3.5.2 Un opérateur local de moyenne verticale : le jacobien $\mathcal{K}(RH)$

A partir des informations *a priori* sur la base d'apprentissage ( $T$ , RH), les paramètres  $P_{6,3}$  et  $\langle \beta \rangle$  sont calculables localement pour chacun des profils. L'algorithme d'inversion de la  $T_B$  est ainsi mis en oeuvre à l'aide des 3 opérateurs de moyenne verticale : la fonction de poids  $W$ , la courbe de sensibilité  $\mathcal{C}_{SB96}$  et le jacobien d'humidité relative local  $\mathcal{K}(RH)$ .

Les nuages de points de la figure 3.8 illustrent les statistiques de régression et d'inversion pour les 3 méthodes de pondération verticale.

La notation FTH(RS) est utilisée pour désigner la moyenne verticale de RH calculée à partir du profil (considéré comme un radiosondage, "RS"). La notation FTH( $T_B$ ) désigne la FTH calculée à partir de l'équation 3.3 utilisant les  $T_B$ ,  $\theta$ , les paramètres  $P_{6,3}$  et  $\langle \beta \rangle$  et des coefficients  $a$  et  $b$  déterminés par la régression linéaire. La moyenne verticale  $\langle \beta \rangle$  est calculée de la même façon que FTH(RS) grâce aux 3 opérateurs verticaux testés ici.

En posant  $N=14077$  le nombre total de profils  $i$  de la base d'apprentissage, en introduisant les notions d'observation ("obs") et d'estimation par l'inversion ("est"), et en définissant la moyenne  $\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_i (x_i)$  et l'écart-type  $\sigma = \frac{1}{N} \sum_i (x_i - \bar{x})^2$ , les outils d'évaluation statistiques utilisés sont les suivants :

- le coefficient de corrélation  $R$  (coefficient de corrélation de Bravais-Pearson) :

$$R = \frac{1}{N} \frac{\sum_i (obs^i - \overline{obs})(est^i - \overline{est})}{\sigma_{obs} \sigma_{est}}$$

avec  $\sigma_{obs}$  et  $\sigma_{est}$  les écart-types respectifs sur les observations et les estimations ;

14077 profils ERA-40 (01/01 & 01/04 & 01/07 & 01/10 1992)

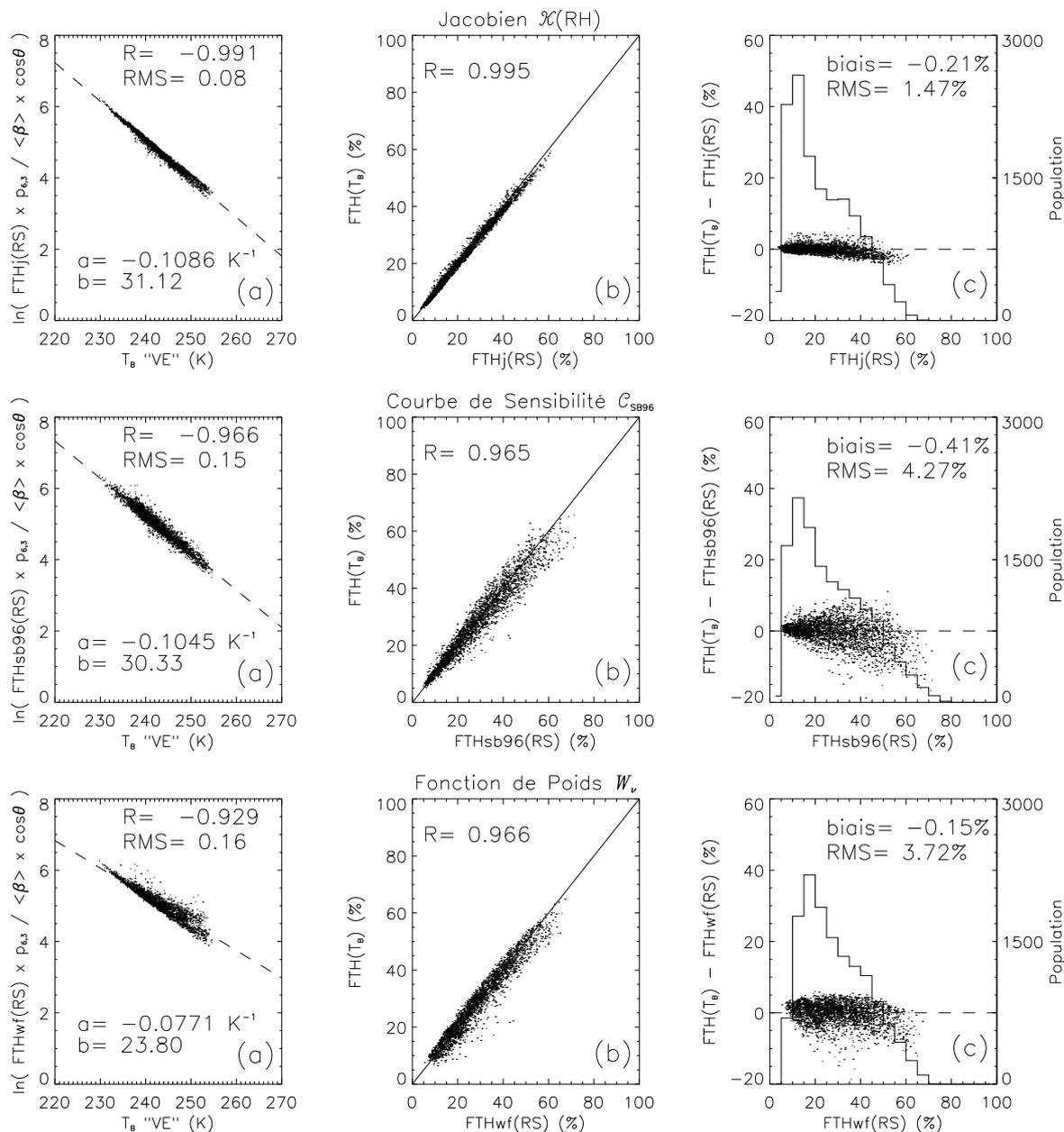


FIG. 3.8 – Inversion  $T_B$  en  $FTH$  des 14077 profils ERA-40 et avec les 3 opérateurs verticaux (1 point = 5 profils). (a) Relation logarithmique (éq. 3.3) en fonction de  $T_B$ ; droite de régression linéaire (tirets) et ses coefficients  $a$  et  $b$ ; coefficient de corrélation  $R$  et RMS moyenne (sans unité). (b)  $FTH(T_B)$  calculée par l'inversion en fonction de la  $FTH(RS)$  du profil d'humidité relative; 1<sup>ère</sup> diagonale (trait continu) et coefficient de corrélation  $R$ . (c) Différence entre la  $FTH(T_B)$  inversée et la  $FTH(RS)$  du profil de RH en fonction de la  $FTH(RS)$  du profil; biais et RMS moyens et histogramme de la population des  $FTH(RS)$  (axe de droite).

- l'erreur quadratique moyenne RMS (pour *root-mean-square*) donnée par

$$RMS = \sqrt{\bar{\delta}^2 + \sigma^2}$$

$\bar{\delta}^2$  étant le biais moyen élevé au carré ( $\delta^i = obs^i - est^i$ ) et  $\sigma^2$  étant la variance de l'estimation ( $\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_i (\delta^i - \bar{\delta})^2}$ ).

Les moyennes verticales FTH(RS) et  $\langle \beta \rangle$  sont calculées sur la couche 700-150hPa de la troposphère, grâce aux 3 opérateurs évoqués : comme nous l'avons mis en évidence dans les paragraphes précédents, seule cette couche contribue de manière significative à la moyenne, la contribution des couches surface-700hPa et 150hPa-sommet étant négligeable. L'effet radiatif de l'humidité relative (ou d'un nuage) située sous le niveau 700hPa est repris plus en détails dans le chapitre 5 qui concerne la phase de clarification nuageuse des images "VE" METEOSAT.

De manière générale, les corrélations négatives des figures 3.8(a) illustrent la relation générale qui lie la FTH et la  $T_B$ , compte tenu de l'angle de visée du radiomètre : des valeurs élevées de  $T_B$  sont associées à des valeurs faibles de FTH (troposphère libre sèche) ; des valeurs faibles de  $T_B$  sont associées à des valeurs élevées de FTH (troposphère libre humide). Sur les figures 3.8(a), la RMS indiquée est calculée entre les 14077 points de la base d'apprentissage et la droite de régression qui représente l'estimation de l'inversion. Ce calcul permet d'évaluer la qualité de l'estimation de la régression linéaire théorique (éq. 3.3).

A partir des paramètres de régression, l'inversion de la  $T_B$  en FTH( $T_B$ ) est effectuée pour chaque individu de la base d'apprentissage et ce, pour les 3 types de pondération verticale. La corrélation FTH(RS)/FTH( $T_B$ ) est illustrée sur les figures 3.8(b).

Pour résumer, les résultats obtenus avec les 3 opérateurs de moyenne verticale sont :

- Les 3 figures 3.8(a) révèlent que la qualité des 3 régressions est élevée, tant au niveau des coefficients de corrélation, qui s'étendent de -0,929 à -0,991, qu'en terme de dispersion, avec des valeurs de RMS faibles comprises entre 0,08 et 0,16. La régression la plus précise est obtenue avec l'utilisation de l'opérateur jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  ;
- Après inversion (figures 3.8(b)), on peut constater que la corrélation entre les FTH(RS) et les FTH( $T_B$ ) est plus élevée avec l'opérateur vertical  $\mathcal{K}(RH)$  (R=0,995) qu'avec les deux autres opérateurs  $\mathcal{C}_{SB96}$  (R=0,965) et  $W$  (R=0,966). Le maximum de dispersion est par ailleurs observé dans les régions de FTH(RS) humides (>30%) lorsque l'on utilise la courbe de sensibilité idéalisée  $\mathcal{C}_{SB96}$ . On peut également constater que les zones de FTH(RS) sèches sont moins bien retrouvées lors de l'inversion basée sur l'opérateur vertical  $W$  du fait de la prise en compte des couches plus basses (et plus humides) dans la définition de la fonction de poids (voir le § 2.4.2, figure 2.6).
- Enfin, les figures 3.8(c) montrent que les 3 méthodes de pondération ont des statistiques d'inversion très bonnes, avec des biais moyens inférieurs à 0,5% : -0,15% avec  $W$ , -0,41% avec  $\mathcal{C}_{SB96}$  et -0,21% avec le jacobien  $\mathcal{K}(RH)$ . De la même façon, les RMS sont faibles, la meilleure inversion étant obtenue avec la régression utilisant le jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  (RMS = 1,47%).

Une dernière estimation de l'erreur d'inversion est représentée sur la figure 3.9. Cette figure présente les pourcentages d'erreur d'inversion  $\Delta FTH = FTH(T_B) - FTH(RS)$  par rapport à la valeur de FTH(RS).

14077 profils ERA-40 (01/01 & 01/04 & 01/07 & 01/10 1992)

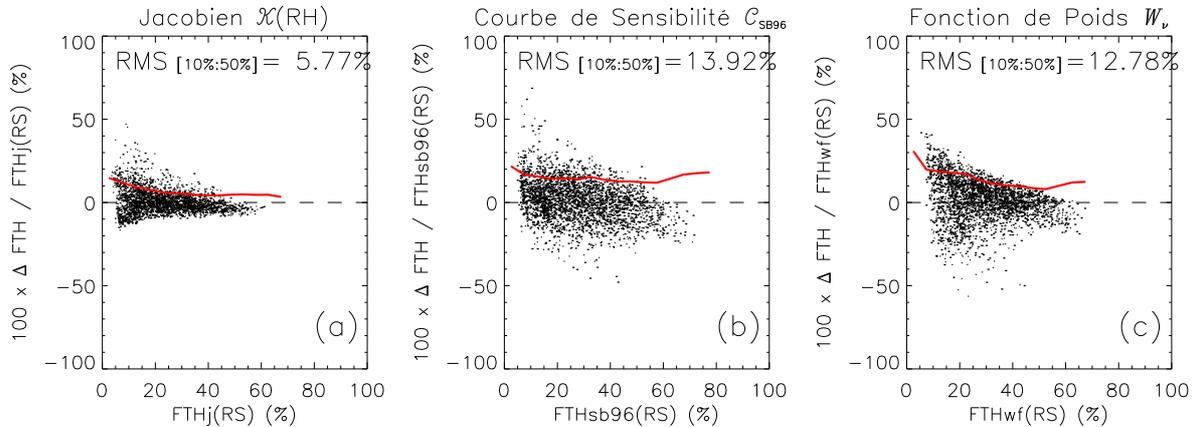


FIG. 3.9 – Erreurs relatives des inversions (voir texte) des 14077 profils ERA-40 en fonction de la  $FTH(RS)$  des profils d'humidité relative pour les 3 opérateurs verticaux (1 point = 5 profils) : (a) le jacobien  $\mathcal{K}(RH)$ , (b) la courbe de sensibilité  $\mathcal{C}_{SB96}$  et (c) la fonction de poids  $W_v$ . RMS relative par intervalles de 5% de  $FTH(RS)$  (trait épais) et RMS relative moyenne de l'intervalle 10%-50%.

Ce pourcentage donne une estimation des erreurs relatives moyennes comparables aux  $\Delta UTH/UTH$  du tableau 3.1. Les traits épais superposés aux nuages de points représentent les RMS relatives calculées dans des intervalles de 5% (en  $FTH(RS)$ ), et exprimées en pourcentages de la valeur de moyenne de  $FTH(RS)$  de chaque intervalle. Seule la RMS relative moyenne de l'intervalle 10%-50% de  $FTH(RS)$  est indiquée afin de comparer des résultats significatifs en nombre d'individus : en dehors de cet intervalle les populations sont inférieures à 250 points. On peut ainsi constater que les erreurs relatives  $\Delta FTH/FTH$  sont faibles dans les trois cas : leurs valeurs absolues sont inférieures à 30% avec  $W$  (figure 3.9(c)), inférieures à 20% avec  $\mathcal{C}_{SB96}$  (figure 3.9(b)), et inférieures à 10% avec  $\mathcal{K}(RH)$  (figure 3.9(a)).

En terme de RMS relative, on peut observer que :

- L'utilisation de la fonction de poids  $W$  donne plus d'incertitudes aux régions sèches : pour des valeurs de  $FTH(RS)$  plus petites que 25%, la RMS relative est de 18-15% ; au-delà de 25% de  $FTH(RS)$ , la RMS relative diminue pour atteindre 10% vers 40% de  $FTH(RS)$  (figure 3.9(c)). En moyenne sur l'intervalle 10%-50%, la RMS relative est égale à 12,78%.
- L'application de la courbe de sensibilité moyenne  $\mathcal{C}_{SB96}$  donne un produit  $FTH(T_B)$  estimé avec une incertitude constante, quelle que soit la  $FTH(RS)$  considérée : la RMS relative est à peu près constante et égale à 13,92% dans l'intervalle 10%-50% (figure 3.9(b)).
- Pour finir, le calcul de la moyenne verticale de RH par le jacobien d'humidité relative donne les meilleures statistiques d'inversion avec une RMS relative inférieure à 10% sur tout l'intervalle de  $FTH(RS)$ , et elle atteint 5% vers 50% de  $FTH(RS)$  : la moyenne est de 5,77% dans l'intervalle 10%-50% (figure 3.9(a)).

Ces régressions permettent de constater que les meilleures statistiques sont obtenues avec l'opérateur local jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  ( $R=0,995$  ; biais=-0,21% ; RMS relative =5,77%). L'apport du jacobien local

$\mathcal{K}(RH)$  pour la définition de la FTH et pour le calcul de  $\langle\beta\rangle$  est donc significatif : il permet de réduire de plus de la moitié la RMS relative de l'inversion de la  $T_B$  par rapport aux deux autres opérateurs.

Ces statistiques ont été obtenues à partir de la connaissance *a priori* des profils  $T$  et  $RH$  de la base d'apprentissage. Afin de comparer correctement les inversions à celles de la littérature résumée dans le tableau 3.1, il nous faut définir un algorithme d'inversion sur une base d'apprentissage pour laquelle les informations *a priori* sont limitées, pour se rapprocher des conditions réelles d'inversion. Ainsi, et à ce stade du développement de l'algorithme, seule la valeur du coefficient de corrélation sur la régression ( $R=-0,991$ ) peut-être discutée. L'évaluation de l'incertitude d'inversion sera présentée dans un paragraphe suivant. Les statistiques connues sont  $R=-0,968$  pour Soden et Bretherton [1993 ; 1996] et  $R=-0,97$  pour l'étude de Jackson et Bates [2001]. En comparaison à ces qualités de régressions, en terme de coefficient de corrélation, la méthode que nous présentons ici donne de meilleurs résultats : il faut noter que nous utilisons localement l'opérateur  $\mathcal{K}(RH)$  pour le calcul de FTH mais aussi pour le calcul de  $\langle\beta\rangle$  et que nous déterminons le paramètre  $P_0$  sous sa formulation théorique (i.e.  $P_{6,3}$ ).

D'après ces résultats, nous pouvons conclure que la  $T_B$  est reliée à la FTH définie comme le profil d'humidité relative moyen pondéré sur la couche de la troposphère libre par le jacobien  $\mathcal{K}(RH)$ .

Dans le paragraphe suivant, nous présentons l'erreur théorique de l'algorithme d'inversion pour lequel la FTH est définie par le jacobien d'humidité relative  $\mathcal{K}(RH)$ .

### 3.5.3 Performances théoriques de l'algorithme d'inversion

Dans cette étape de validation, nous considérons toujours comme acquis les profils de température et d'humidité relative nécessaires au calcul du jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  local pour la détermination de FTH et du paramètre  $\langle\beta\rangle$ . C'est en cela que nous considérons la validation comme théorique, la validation réelle ne devant pas utiliser d'information *a priori* sur le profil d'humidité.

Les résultats de l'algorithme d'inversion construit sur la base d'apprentissage sont validés en utilisant les coefficients  $a$  et  $b$  obtenus par l'intermédiaire de l'opérateur jacobien. En effet, ce sont ces coefficients qui décrivent le mieux la relation qui existe entre la  $T_B$  et la FTH. Nous appliquons donc les coefficients d'inversion  $a=-0,1086\text{K}^{-1}$  et  $b=31,12$  (voir la figure 3.8(a)) sur des profils d'évaluation.

La première étape de la validation est réalisée sur les 4 jours de la base d'apprentissage considérés de façon individuelle. Cette validation permet de constater l'impact d'un apprentissage sur une base de donnée représentative des conditions atmosphériques saisonnières, appliqué par la suite sur des cas individuels. Cette validation a ensuite été menée sur les 4 journées qui constituent la base d'évaluation décrite précédemment : le 01/01/1996, le 01/04/1996, le 01/07/1996 et le 01/10/1996. Par l'intermédiaire de cette double validation, on peut ainsi appréhender l'influence de la variabilité interannuelle sur la qualité de l'inversion.

Les figures 3.10 et 3.11 présentent les distributions des paramètres qui interviennent dans le calcul de la FTH pour les 8 jours de données ERA-40 sélectionnés pour la validation : c'est-à-dire les  $T_B$ , les  $P_{6,3}$  et les  $\langle\beta\rangle$ . Les moyennes et écart-types de chaque paramètre sont indiqués sur chaque figure.

Tout d'abord, on peut remarquer que les  $T_B$  appartiennent toutes à l'intervalle 230-255K, avec un

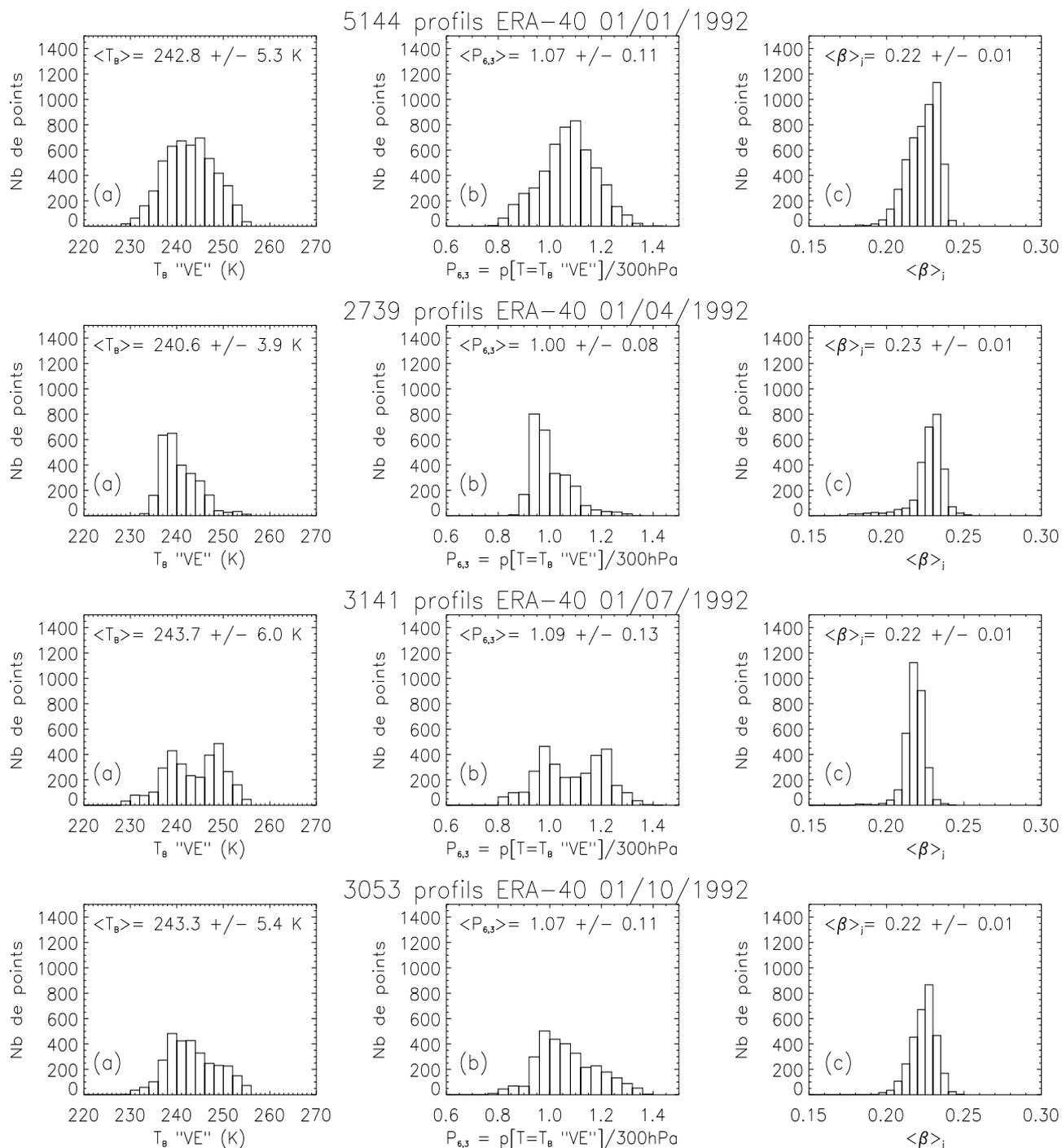


FIG. 3.10 – Distributions des (a)  $T_B$ , (b)  $P_{6,3}$  et (c)  $\langle\beta\rangle_i$  pour les profils de ciel clair et de nuages bas du 01/01/1992, du 01/04/1992, du 01/07/1992 et du 01/10/1992. Les moyennes et écarts-types de chaque distribution sont indiquées sur les figures.

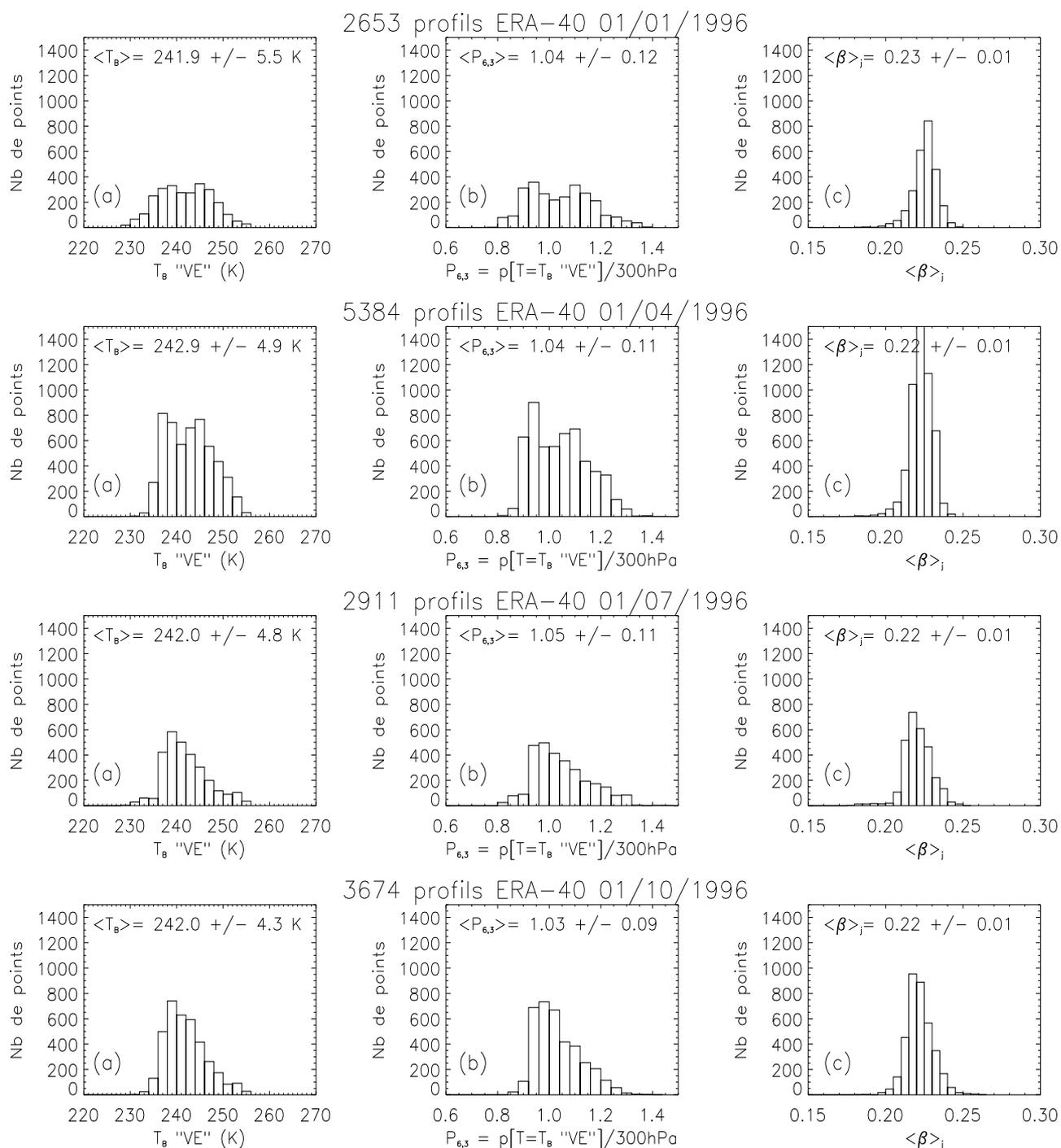


FIG. 3.11 – Distributions des (a)  $T_B$ , (b)  $P_{6,3}$  et (c)  $\langle\beta\rangle_i$  pour les profils de ciel clair et de nuages bas du 01/01/1996, du 01/04/1996, du 01/07/1996 et du 01/10/1996. Les moyennes et écarts-types de chaque distribution sont indiquées sur les figures.

pic d'occurrence de la  $T_B$  à 240K. Les distributions sont, en moyenne, situées autour de 242K, ce qui correspond à une moyenne de  $P_{6,3}$  de 1,01. Enfin, le paramètre  $\langle\beta\rangle$  a une valeur moyenne de 0,22 sur les 8 jours de validation, avec un écart-type de 0,01. Encore une fois, on notera que ces fluctuations moyennes de  $\langle\beta\rangle$  sont identiques à celles indiquées par Soden et Bretherton [1993] sur un échantillon de profils des analyses du CEPMMT pour le mois de juillet 1987 ( $0,22\pm 0,02$ ).

Le tableau 3.3 résume les statistiques obtenues par application de l'équation d'inversion, connaissant les paramètres  $P_{6,3}$  et  $\langle\beta\rangle$ . On peut constater que les biais moyens de ces 8 jours sont négligeables puis-

Profils	$a = -0,1086 \text{ K}^{-1}$ $b = 31,12$		
	biais moyen (%)	RMS absolue (%)	RMS relative [10%-50%] (%)
base d'apprentissage	-0,21	1,47	5,77
01/01/92	-0,63	1,30	5,25
01/04/92	-0,40	1,94	6,67
01/07/92	-0,54	1,51	6,38
01/10/92	0,14	1,18	4,79
01/01/96	-0,22	1,52	5,73
01/04/96	-0,61	1,26	4,76
01/07/96	-0,23	1,31	4,80
01/10/96	0,46	1,56	5,84

TAB. 3.3 – Résultats de l'application de l'équation d'inversion pour les profils de la base d'apprentissage et pour les 8 jours de ré-analyses ERA-40. Biais moyen, RMS absolue et RMS relative de l'intervalle [10%-50%] en %.

qu'ils sont compris entre 0,63% (le 01/01/92) et 0,14% (le 01/10/92) en valeur absolue. Ces biais moyens confirment le biais estimé de 0,21% (en valeur absolue) sur la base d'apprentissage. Le meilleur biais est de 0,14%, obtenu sur les profils du 01/10/1992 avec une RMS absolue de 1,18%, tandis que les RMS relatives, calculées en moyenne sur l'intervalle 10-50%, ne dépassent pas 6,67% (le 01/04/92).

Ces résultats mettent en évidence l'influence négligeable du choix de la base d'apprentissage sur la qualité de l'inversion "théorique" [Soden, 1998], les profils de cette base devant être néanmoins représentatifs de la variabilité de l'atmosphère considérée dans l'analyse. L'ajustement des coefficients de régression linéaire  $a$  et  $b$  sur l'ensemble des profils de la base d'apprentissage construite sur l'année 1992 conduit à des statistiques d'inversions similaires entre les profils de 1992 et ceux de 1996. Ceci suggère que, bien que ces deux années soient différentes de par leurs distributions (figures 3.10 et 3.11), l'algorithme construit sur l'année 1992 ne fait pas ressortir de différences remarquables, en terme de statistiques d'inversion de FTH.

L'utilisation des informations *a priori* sur les profils de température  $T$  et d'humidité relative RH nous a permis d'évaluer l'algorithme d'inversion dans lequel l'opérateur vertical est le jacobien d'humidité re-

lative  $\mathcal{K}(RH)$ . La connaissance de ce jacobien conduit non seulement à définir la notion de FTH que l'on cherche à inverser à partir des  $T_B$ , mais également à calculer le paramètre thermique  $\langle \beta \rangle$  impliqué dans l'inversion.

Cependant, la construction d'un produit FTH obtenu à partir des  $T_B$  de METEOSAT nécessite de procéder à des simplifications de calculs afin de développer un algorithme d'inversion dont les paramètres ne reposent pas sur des informations auxiliaires d'humidité provenant de simulations de modèles. Pour l'application effective sur les données METEOSAT nous allons ainsi utiliser, comme données auxiliaires uniques, les profils de température issus des ré-analyses ERA-40. En effet, dans les ré-analyses, la structure thermique de la troposphère est mieux représentée car mieux connue que le champ d'humidité du fait de mesures *in situ* plus fiables, de plus nombreuses mesures satellitales et essentiellement du fait d'une structure horizontale et verticale plus homogène [e.g. Gaffen *et al.*, 1991 ; Sun et Oort, 1995].

Dans le paragraphe suivant, les différentes simplifications d'algorithmie sont détaillées. Ces simplifications, qui amènent à calculer les paramètres  $P_{6,3}$  et  $\langle \beta \rangle$  à partir des seuls profils de température, conduisent à la construction d'un algorithme d'inversion des images "VE" METEOSAT, utilisant la structure thermique de l'atmosphère comme données auxiliaires.

### 3.5.4 Finalisation de l'algorithme d'inversion des $T_B$ "VE"

#### 3.5.4.1 Simplifications pratiques

Les paramètres  $\langle \beta \rangle$  et  $P_{6,3}$  de la relation d'inversion 3.3 sont respectivement la pente et l'ordonnée à l'origine de la fonction analytique approximant la variation  $p = f(T)$ . Ces deux paramètres ont été largement simplifiés et approximés dans les différentes études d'inversion de la  $T_B$  listées dans le tableau 3.1.

Les mesures provenant de satellites défilants étant initialement corrigées des effets d'angles, on peut ainsi constater que le paramètre de la géométrie de visée  $\theta$  apparaît peu dans le tableau 3.1. Ceci est donc le cas pour les données HIRS-12 [Stephens *et al.*, 1996 ; Soden et Bretherton, 1996 ; Engelen et Stephens, 1998 ; Escoffier *et al.*, 2001 ; Jackson et Bates, 2001] et pour les mesures microondes SSM/T-2 [Spencer et Braswell, 1997 ; Engelen et Stephens, 1998] qui sont fournies au nadir. Dans le cas de mesures provenant de satellites géostationnaires, la navigation des données (coordonnées latitude×longitude) implique la prise en compte explicite de ce paramètre  $\theta$  (e.g. satellite GOES [Soden et Bretherton 1993 ; Soden, 1998] ; satellite METEOSAT dans le cas présent).

Pour les raisons évoquées précédemment, le calcul du paramètre  $\langle \beta \rangle$ , qui est basé sur le jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  (fonction lui-même des profils de  $T$  et RH), doit être simplifié afin d'éviter les informations auxiliaires sur la répartition verticale de l'humidité. Le calcul effectif de ce paramètre et son utilisation apparaît deux fois dans la littérature (voir le tableau 3.1) et il est proposé de deux façons différentes :

- par la valeur locale de  $\beta$  au niveau de pression  $p_{6,3}$  où  $T=T_B$  [Soden et Bretherton, 1993] :

$$\langle \beta \rangle = \beta_{6,3} \simeq \frac{\ln(T_2/T_1)}{\ln(p_2/p_1)}$$

où  $p_1 = p_{6,3}/1,2$  et  $p_2 = p_{6,3} \times 1,2$ , et  $T_1$  et  $T_2$  sont les températures de l'air à  $p_1$  et  $p_2$  déduites du profil de température ;

- par la différence de deux températures de brillance IR du sondeur HIRS :  $T_{13,6}$  (canal centré à  $13,6\mu\text{m}$ ) et  $T_{14,2}$  (canal centré à  $14,2\mu\text{m}$ ) [Stephens *et al.*, 1996]. La relation  $\langle\beta\rangle=f(T_{13,6},T_{14,2})$  est établie statistiquement sur leur base d'apprentissage.

Etant donné que METEOSAT ne possède qu'un seul radiomètre dans la fenêtre atmosphérique IR (bande 10,5-12,5 $\mu\text{m}$ ), nous faisons l'hypothèse qu'une estimation de  $\langle\beta\rangle$  est la valeur moyenne de  $\beta$  sur la couche de la troposphère libre considérée, c'est-à-dire la couche 700-150hPa. Nous noterons par la suite  $\langle\beta\rangle_M$  cette valeur moyenne. Les deux méthodes de calcul de  $\langle\beta\rangle$  (autour de  $p_{6,3}$  ; valeur moyenne sur 700-150hPa) sont évaluées dans la suite.

Les autres études négligent la variabilité du gradient de température dans les régions tropicales et subtropicales par rapport à la variation des autres paramètres impliqués dans l'équation d'inversion, à l'instar de Soden et Bretherton [1996] qui ont fait l'hypothèse que  $\langle\beta\rangle$  est de moindre importance que  $P_{6,3}$  pour l'interprétation des mesures "VE". Ils valuent ainsi les variations relatives de  $\langle\beta\rangle$  comme étant 5 fois plus petites que celles de  $P_{6,3}$ .

Le calcul du paramètre  $P_{6,3}$  peut-être lui-aussi simplifié : ainsi que nous l'avons précisé dans les paragraphes précédents, une observation "VE" standard d'une atmosphère tropicale correspond à une pression de 300hPa. Cette pression de référence correspond en moyenne à un rayonnement de 240K (voir le § 3.5). Pour cette raison, le paramètre  $P_{6,3}$  est très fréquemment approximé par la valeur  $P_0$  correspondant au rapport de la pression de l'isotherme 240K sur la pression de référence  $p_*=300\text{hPa}$ . Cette approximation est utilisée dans de nombreuses études, telles celles de Soden et Bretherton [1996], Engelen et Stephens [1998], Soden [1998] ou Jackson et Bates [2001] (tableau 3.1).

Comme le montre la figure 3.12 pour deux jours de 1992, le mode principal de variation du paramètre  $P_0$  est essentiellement latitudinal, contrairement à  $P_{6,3}$  qui présente des structures plus complexes qui suivent le champ de  $T_B$ . La variation latitudinale de  $P_0$  est principalement due à l'évolution saisonnière de la structure thermique de la troposphère, ce qui est clairement représenté sur la figure 3.12(c).

L'influence de  $P_0$  sur la qualité de la régression a été mise en évidence sur les données HIRS-12 corrigées initialement de la géométrie de visée [Soden et Bretherton, 1996]. Du fait de la distribution prévisible, car saisonnière, de  $P_0$ , celui-ci a été introduit tout d'abord de manière climatologique avec des distributions géographiques calculées en moyennes mensuelles à partir de 4 années d'analyses du CEPMMT [Soden et Bretherton, 1996]. Plus récemment, Jackson et Bates [2001] ont calculé localement ce paramètre  $P_0$  via des mesures du canal 6 de HIRS (à  $13,6\mu\text{m}$ ), à l'aide d'une régression linéaire établie entre  $P_0$  et cette température  $T_{13,6}$ .

Afin de construire le meilleur algorithme d'inversion des régions tropicales et subtropicales de l'imagerie METEOSAT "VE", nous avons mené une évaluation des différents algorithmes possibles en tenant compte des approximations nécessaires que nous avons proposées plus haut pour le calcul du paramètre  $\langle\beta\rangle$ . De plus, nous présentons également les statistiques des algorithmes d'inversions proposées dans la

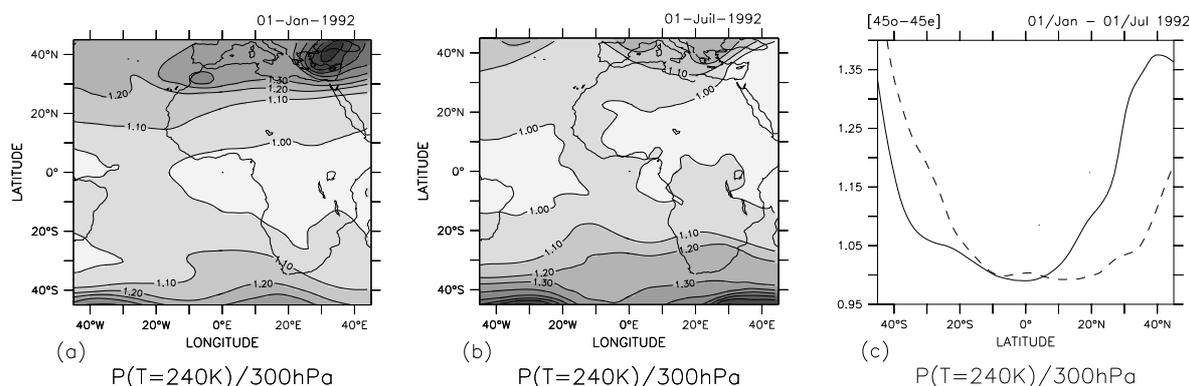


FIG. 3.12 – Moyennes journalières du paramètre  $P_0$  pour (a) le 1<sup>er</sup> janvier 1992 et (b) le 1<sup>er</sup> juillet 1992. (c) Moyennes zonales sur la région [45°O-45°E] pour le 1<sup>er</sup> janvier 1992 (trait continu) et le 1<sup>er</sup> juillet 1992 (trait pointillé). L'intervalle est de 0,1. Données issues des ré-analyses ERA-40.

littérature, prenant ou non en considération les paramètres thermiques (voir le tableau 3.1).

En résumé, les algorithmes testés tiennent compte de :

- $\cos \theta$  [e.g. Soden et Bretherton, 1993] ;
- $\cos \theta$  et  $P_{6,3}$  instantané [e.g. Soden, 1998] ;
- $\cos \theta$ ,  $P_{6,3}$  et  $\beta_{6,3}$  ou  $\langle \beta \rangle_M$  ;
- $\cos \theta$  et  $P_0$  instantané [e.g. Jackson et Bates, 2001] ;
- $\cos \theta$ ,  $P_0$  et  $\beta_{6,3}$  ou  $\langle \beta \rangle_M$ .

Je rappelle ici que dans tous les cas, les paramètres thermiques sont calculés uniquement à partir des profils de température issus des ré-analyses ERA-40. Les évaluations des algorithmes proposés ci-dessus sont présentées dans le tableau 3.4. De la même façon que dans les paragraphes précédents, la FTH(RS) désigne le profil d'humidité relative RH moyenné sur la verticale par l'opérateur jacobien d'humidité relative  $\mathcal{K}(RH)$ . Le terme FTH( $T_B$ ) désigne, quant à lui, le résultat issu de l'inversion des  $T_B$ .

Bien que l'inversion basée uniquement sur la prise en compte de la géométrie de visée du satellite présente des résultats meilleurs que la littérature actuelle (RMS relative de 8,29%), on peut constater que l'utilisation des paramètres thermiques  $P_{6,3}/P_0$  et  $\beta_{6,3}/\langle \beta \rangle_M$  permet d'améliorer légèrement la qualité de l'inversion.

L'introduction de  $P_{6,3}/P_0$  conduit à une diminution de la RMS absolue : on passe de 2,18% dans le cas de l'algorithme le plus simple, à 1,84% et 1,82% pour  $P_{6,3}$  et  $P_0$  respectivement. De même pour la RMS relative calculée dans l'intervalle [10%-50%] qui est améliorée dans les deux cas d'environ 1,30%. L'introduction du paramètre simplifié  $\langle \beta \rangle$  sous la formulation locale autour de  $p_{6,3}$  (i.e.  $\beta_{6,3}$ ) dégrade légèrement la qualité de l'inversion, ce qui est apparent dans la faible diminution de la valeur du coefficient de corrélation et dans l'augmentation de la valeur de la RMS relative : elle est située autour de 7% que l'on utilise indifféremment  $P_{6,3}$  ou  $P_0$ , tandis qu'elle augmente légèrement pour atteindre 7,11% et 7,19% lorsque l'on ajoute la formulation  $\beta_{6,3}$ . Enfin, l'utilisation du paramètre simplifié  $\langle \beta \rangle_M$

paramètres	coefficient de corrélation R (FTH(RS),FTH( $T_B$ ))	biais moyen (%)	RMS absolue (%)	RMS relative [10%-50%]
$\cos \theta$	0,989	-0,29	2,18	8,29
$\cos \theta, P_{6,3}$	0,992	-0,29	1,84	7,02
$\cos \theta, P_{6,3},$ $\beta_{6,3}$	0,991	-0,17	1,86	7,11
$\cos \theta, P_{6,3},$ $\langle \beta \rangle_M$	0,993	-0,23	1,73	6,67
$\cos \theta, P_0$	0,993	-0,29	1,82	6,99
$\cos \theta, P_0,$ $\beta_{6,3}$	0,991	-0,17	1,90	7,19
$\cos \theta, P_0,$ $\langle \beta \rangle_M$	0,993	-0,23	1,72	6,65

TAB. 3.4 – Statistiques des inversions avec ou sans les différents paramètres thermiques (voir texte) sur les  $T_B$  des 14077 profils ERA-40 de la base d'apprentissage (01/01/92 ; 01/04/92 ; 01/07/92 et 01/10/92).

offre les meilleures statistiques, qu'il soit combiné avec  $P_{6,3}$  ou  $P_0$  : le coefficient de corrélation linéaire est de 0,993, le biais et la RMS absolue sont de -0,23% et 1,7% respectivement, et la RMS relative est de 6,6%. On peut toutefois noter que la qualité de l'inversion est diminuée par rapport à l'inversion dite "théorique" mise en oeuvre dans le paragraphe précédent (calcul effectif de  $\langle \beta \rangle$ ).

Dans la suite, nous utiliserons donc la combinaison ( $P_0$  ;  $\langle \beta \rangle_M$ ) pour formuler l'algorithme d'inversion des mesures "VE". En effet, ce couple de paramètres thermiques se détermine de façon simple à partir des profils de température  $T$  : la pression de l'isotherme 240K pour  $P_0$  et la moyenne verticale sur 700-150hPa de  $\beta$ , via la dérivée normalisée de  $T(p)$ .

### 3.5.4.2 Qualité de l'inversion

Dans le paragraphe 3.2, nous avons mis en évidence le caractère représentatif de la base d'apprentissage de 1992, en comparant les statistiques d'inversions réalisées sur les jours de 1992 et sur ceux de 1996. Les statistiques d'inversion pour un entraînement sur la base JAJO 1992 et une application sur la base de validation sont résumées dans le tableau 3.5. Cette dernière étape d'évaluation statistique est réalisée en deux temps : tout d'abord sur les 4 jours de 1996 (base de validation) traités de façon individuelle, puis sur cette base de validation considérée comme un tout. Ainsi, l'incertitude d'inversion est évaluée d'une part au niveau saisonnier, sur des jours particuliers des 4 saisons, et d'autre part au niveau annuel sur la base de validation complète.

L'inversion présente un biais négligeable de moins de 1%, le maximum étant de 0,79% pour l'inversion du 01/10/1996. La comparaison avec les statistiques d'inversion connues, résumées dans le tableau

base d'apprentissage JAJO 1992	1 <sup>er</sup> Janvier 1996	1 <sup>er</sup> Avril 1996	1 <sup>er</sup> Juillet 1996	1 <sup>er</sup> Octobre 1996
$a=-0,1270 \text{ K}^{-1}$ $b=35,63$	biais=0,19%	biais=-0,22%	biais=0,17%	biais=0,79%
	RMS <sub>abs</sub> =1,86%	RMS <sub>abs</sub> =1,35%	RMS <sub>abs</sub> =1,52%	RMS <sub>abs</sub> =1,73%
	RMS <sub>rel</sub> =6,68%	RMS <sub>rel</sub> =4,57%	RMS <sub>rel</sub> =5,47%	RMS <sub>rel</sub> =6,50%
	JAJO 1996			
	biais=0,19%			
RMS <sub>abs</sub> =1,59%				
RMS <sub>rel</sub> =5,82%				

TAB. 3.5 – Statistiques d'inversion (validation) de l'algorithme pour les 4 jours de la base de validation de 1996 et pour la base de validation considérée dans son ensemble. Utilisation des paramètres  $\theta$ ,  $\langle\beta\rangle_M$  et  $P_0$ .

3.1, révèle une nette amélioration de la qualité du produit : dans les études référencées dans ce tableau et basées sur la méthode d'inversion "globale", le plus faible biais est atteint pour l'inversion des mesures HIRS-12 par Engelen et Stephens [1998] (1,3%) et le biais le plus élevé est obtenu par Soden et Bretherton [1993] pour leur travail sur GOES-7 (8%). De plus, les RMS absolues sont également significativement améliorées : dans la littérature, les RMS absolues sont comprises entre 6,3% [Engelen et Stephens, 1998] et 9,1% [Soden et Breterton, 1993], tandis que nous obtenons un produit de RMS 3 à 4 fois plus faible, égale à 1,59% dans le cas de la base de validation complète, et comprise entre 1,35 et 1,86% pour les évaluations individuelles.

L'incertitude relative  $\Delta FTH/FTH$  est, elle aussi, meilleure : Soden et Bretherton [1996] estiment leur incertitude relative à 13%, Escoffier *et al* [2001] à 15-25% et Jackson et Bates [2001] à 16%. Notre produit possède, quant à lui, une erreur relative plus faible inférieure en valeur absolue à 10% (figure 3.9). Finalement, notre produit FTH est caractérisé par une RMS relative de 5,82% sur la base de validation complète (i.e. JAJO 1996).

### 3.5.5 Résumé

L'algorithme d'inversion des données "VE" repose donc sur l'équation suivante :

$$\ln \left( \frac{FTH P_0}{\langle\beta\rangle_M \cos\theta} \right) = a \times T_B + b \quad (3.5)$$

La méthode d'inversion est basée sur la détermination globale des coefficients  $a$  et  $b$  de la droite qui relie la  $T_B$  et la FTH. Ces coefficients sont calculés sur une base d'apprentissage constituée de profils représentatifs de l'état de l'atmosphère de la région Afrique/Atlantique échantillonnés à différentes périodes de l'année. De plus, les paramètres thermiques  $P_{6,3}$  et  $\langle\beta\rangle$  qui apparaissent dans l'équation théorique de l'inversion (éq. 3.3) sont approximés respectivement par le paramètre  $P_0$  et par la valeur moyenne  $\langle\beta\rangle_M$ .

Les différentes étapes suivies pour l'établissement de l'algorithme d'inversion conduisent à un algorithme présentant des statistiques réduites d'un facteur 3 à 4, statistiques habituellement citées dans la littérature (cf le tableau 3.1) : dans notre cas et sur la base de validation complète, le biais est négligeable, égal à 0,19% et la RMS absolue est de 1,59%, tandis que les études similaires trouvées dans la littérature situent l'erreur d'inversion vers 2-3% en moyenne et la RMS absolue entre 6,3 et 9,1%. Le gain essentiel de notre méthode est l'utilisation du jacobien local d'humidité relative pour la définition de la FTH. Comme nous l'avons montré tout au long de ce chapitre, la pondération verticale du profil de RH par le jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  permet de situer de manière idéale la couche de la troposphère considérée par le modèle radiatif simplifié. L'utilisation de  $\mathcal{K}(RH)$  conduit à un algorithme respectant la variabilité thermodynamique de chaque point d'observation.

Ainsi que nous l'avons brièvement évoqué dans le paragraphe d'introduction de ce chapitre, l'agence Eumetsat a utilisé les données FTH comme indicateur géophysique dans la procédure de mise à jour de l'étalonnage du canal "VE" des satellites MET-2 à 6. Cette procédure d'étalonnage est par ailleurs décrite dans l'Annexe C. Cependant, l'algorithme d'inversion utilisé diffère de celui que nous venons de présenter : la méthode alternative proposée par Eumetsat [Schmetz et Turpeinen, 1988 ; Schmetz *et al.*, 1995] repose sur un traitement local de l'équation d'inversion 3.3. Cette méthode a d'ailleurs également été utilisée pour l'interprétation des mesures "VE" de GOES par Udelhofen et Hartmann [1995] (voir le tableau 3.1).

La partie suivante présente le principe de cette approche alternative ainsi que ses statistiques d'inversion que nous comparons, pour finir, avec celles de la méthode "globale" utilisée dans le cadre de cette thèse.

## 3.6 Méthode alternative : une approche locale de l'inversion

### 3.6.1 Introduction

Pour résumer, la méthode alternative d'inversion en UTH, délivré depuis près de 20 ans par l'agence Eumetsat, repose sur la formation d'une table de référence liant une  $T_B$  à une valeur d'UTH. Cette table de référence est construite à l'aide de profils auxiliaires de température  $T$  et d'humidité spécifique  $q$  et d'un modèle de transfert radiatif. Conformément à ce que nous avons précisé précédemment, nous allons remplacer dans la suite ce terme "UTH" par le terme plus approprié de "FTH".

Le but de cette partie n'est pas restreint à la présentation de cette méthode. En effet, nous introduisons le jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  afin de définir la FTH de la table de référence, tandis qu'initialement la moyenne verticale est réalisée sur la couche 600-200hPa, en pondérant par la fonction de contribution ( $C = B(T) \times W$  ;  $B(T)$  étant la fonction de Planck). De plus, le modèle RTTOV-7 est utilisé pour la simulation des  $T_B$  associées. Ce dernier point est primordial étant donné que le modèle utilisé par Schmetz et Turpeinen [1988] et Schmetz *et al.* [1995] ne tient pas compte de la présence du continuum d'absorption de la vapeur d'eau de type "foreign-broadening". Ce type de continuum apporte une contribution non-négligeable à l'absorption totale dans la bande "VE" ainsi que nous l'avons indiqué dans le chapitre précédent. Ainsi, Udelhofen et Hartmann [1995] utilisent un modèle radiatif qui inclut le continuum d'absorption de la

vapeur d'eau sous la formulation "e", c'est-à-dire qu'il est proportionnel à la pression partielle de vapeur d'eau (modèle CKD, voir le § 2.2).

### 3.6.2 Principe

Dans les parties précédentes, nous avons montré que les observations "VE" sont liées au rayonnement provenant de la couche 700-150hPa de la troposphère libre (voir le § 2.3.2), et qu'une façon précise de connaître cette couche est de déterminer le jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  du point considéré (voir le § 3.4).

Si l'on note  $p_1=700\text{hPa}$  et  $p_2=150\text{hPa}$  les deux bornes de la couche considérée, alors un calcul radiatif permet d'associer une radiance et une seule (i.e. une  $T_B$  et une seule) pour chaque profil  $(T, q)$  construit tel que son humidité relative dans la couche  $[p_1 ; p_2]$  est constante et connue. Ainsi, quelque soit l'opérateur  $\langle \cdot \rangle$  de moyenne verticale appliqué sur ce profil, on aura :

$$\langle RH \rangle_{p_1}^{p_2} = FTH = cste e_{p_1}^{p_2} \quad (3.6)$$

Le principe de base de cette méthode est illustré avec la figure 3.13. Pour 23 valeurs de FTH comprises entre 2% et 100% (RH modifiée dans la couche 700-150hPa), le calcul radiatif (RTTOV-7) leur associe une  $T_B$ . L'association FTH /  $T_B$  est représentée sur la figure 3.13(a) pour deux simulations : l'une au nadir, et la seconde pour  $\theta=60^\circ$ . Pour un même profil, on peut donc constater l'influence de l'angle de visée sur la radiance simulée par le modèle de transfert radiatif : pour une FTH de 40%, la  $T_B$  simulée au nadir est d'environ 241K, tandis qu'elle vaut environ 235K pour une visée à  $60^\circ$  (figure 3.13(a)). La figure 3.13(b) montre que l'utilisation de la relation liant la  $T_B$  à la FTH (éq. 3.3) et qui implique la prise en compte de l'angle de visée permet de corriger de cette influence.

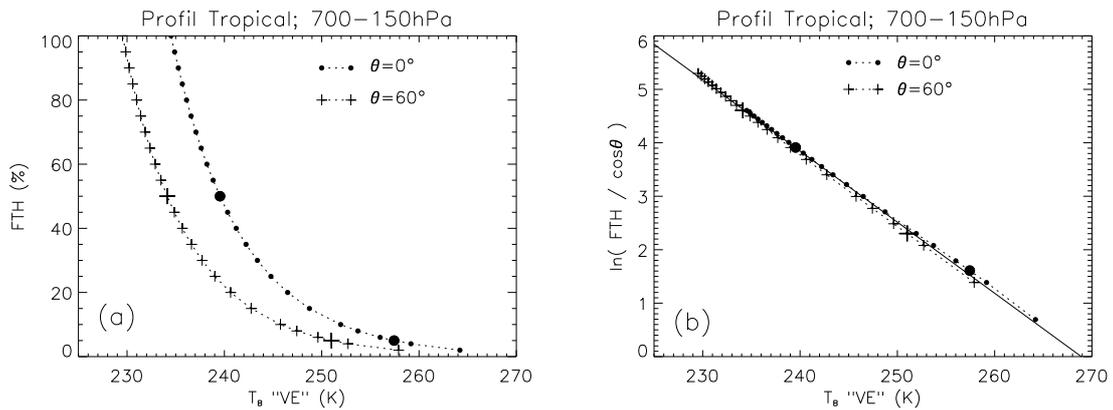


FIG. 3.13 – Résultats des calculs radiatifs pour  $RH_{700}^{150} = 2, 4, 6, 8, 10, 15, 20, \dots, 95$  et  $100\%$  et pour deux angles de visée :  $\theta=0^\circ$  (points),  $\theta=60^\circ$  (croix). Les symboles épais marquent les FTH de 5% et 50%. Cas d'un profil tropical standard. (a) FTH en fonction de la  $T_B$ . (b)  $\ln(FTH/\cos\theta)$  en fonction de la  $T_B$  et régression linéaire (trait continu).

Plusieurs couples  $(T_B, FTH)$  servent à construire la table de référence, utilisée ensuite par interpolation linéaire entre les points. La mise en oeuvre opérationnelle de cet algorithme à Eumetsat était tout

d'abord basée sur une table de référence contenant 6 couples ( $T_B$ , FTH) (1%, 20%, 40%, 60%, 80% et 100%), construite à partir des analyses du Centre Européen [Schmetz et Turpeinen, 1988]. De plus, les limites [ $p_1$ ;  $p_2$ ] de la couche modifiée correspondaient à la partie haute de la troposphère : 600hPa et 300hPa (on parle alors d'UTH). Des collocations avec des radiosondages indiquent une erreur de l'ordre de 10 à 15% lors de l'inversion [Schmetz et Turpeinen, 1988]. La discrétisation de la table de référence est ensuite améliorée par Turpeinen et Schmetz [1989], afin de mieux tenir compte de la forte non-linéarité de la relation (figure 3.13(a)) (calculs supplémentaires 5% et 10% et deux calculs humides à 40% et 100%). Cette amélioration permet de réduire le biais d'inversion à 4% tandis que la RMS est inchangée à de moins de 10%.

Enfin, une dernière amélioration à la mise en oeuvre est apportée par Schmetz *et al* [1995] : la mise en évidence du caractère log-linéaire de la relation  $T_B$  / FTH par Soden et Bretherton [1993] conduit à simplifier la table de référence à deux calculs radiatifs uniques. Ces deux calculs (5% et 40%) suffisent en effet à calculer la droite de régression. Pour étendre la description de la régression vers les calculs humides, nous avons opté pour un calcul à 50%. Les deux couples à 5% et 50% sont mis en évidence par les symboles plus épais sur la figure 3.13(b) pour les deux angles de visée.

La détermination de l'équation de la droite de régression par deux calculs fixes à 5% et 50% permet d'appréhender l'allure de la courbe de l'erreur théorique. Cette erreur théorique est calculée pour les 23 valeurs de FTH de l'exemple précédent (au nadir) et elle est représentée sur la figure 3.14. La figure 3.14(a) représente l'erreur absolue tandis que l'erreur relative  $\Delta FTH/FTH$  est illustrée par la figure 3.14(b).

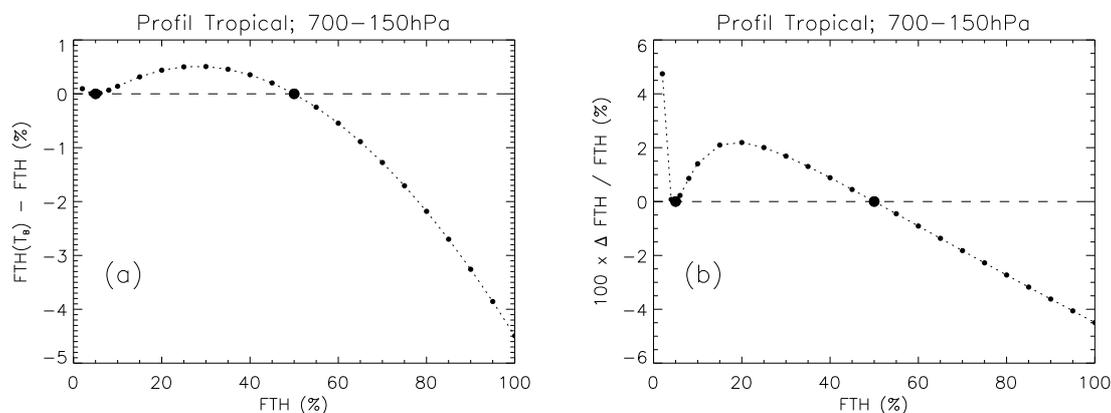


FIG. 3.14 – Erreur absolue (a) et relative (en pourcents) (b) estimées sur les 23 valeurs de FTH par rapport aux deux références 5% et 50% (symboles épais). Cas d'un profil tropical vu au nadir.

On retrouve évidemment les deux points de référence 5% et 50% d'erreur nulle sur les deux figures. De plus, on peut constater que l'erreur suit une forme courbée entre ces deux références. Cette non-linéarité est due une hypothèse centrale de la théorie radiative simplifiée développée dans le paragraphe 2.3 : les approximations par des fonctions exponentielles de la pression et surtout de la pression de vapeur saturante restent des approximations qui sont valables dans la couche 600-200hPa. Cependant, l'observation d'atmosphères très sèches typiques des zones de subsidence subtropicales conduisent gé-

néralement à des mesures de la vapeur d'eau présente jusqu'à des niveaux de pressions élevés de 700hPa voire 800hPa (chapitre 2, figure 2.4), là où les approximations en exponentielle introduisent une erreur non négligeable.

Dans le cas d'un profil de FTH égale à 20%, la droite de régression calculée à partir de 5% et 50% implique une erreur absolue d'environ 0,3% sur l'inversion en  $FTH(T_B)$  (figure 3.14(a)), ce qui correspond à environ 1,8% d'erreur relative (figure 3.14(b)). Dans le cas le plus sec de 2%, cette approximation conduit à environ 5% d'erreur relative sur l'inversion de la  $T_B$ .

L'erreur théorique représentée ici a été calculée dans le cas d'un profil tropical standard. La couche 700-150hPa a été modifiée pour illustrer la méthode appliquée par Eumetsat, que nous pouvons qualifier de "locale" par opposition à la méthode "globale" décrite dans les parties précédentes. Cependant, la basse troposphère et la stratosphère sont celles du profil tropical, et bien que ces régions affectent très faiblement la radiance "VE", les courbes théoriques sont spécifiques à ce profil tropical mais donnent toutefois des indices d'erreur pour les autres types d'atmosphère.

### 3.6.3 Evaluation de la méthode

L'avantage central de cette méthode est qu'elle conduit à se libérer numériquement du calcul des paramètres  $P_0$ ,  $\langle\beta\rangle$  et  $\cos\theta$  qui interviennent dans l'équation d'inversion 3.3. En effet, la construction de la table de référence repose sur des calculs radiatifs sec (5%) et humide (50%), notés respectivement  $T_{Bs}$  et  $T_{Bh}$ , qui peuvent s'écrire :

$$\begin{cases} \ln\left(\frac{5\% P_0}{\langle\beta\rangle \cos\theta}\right) = a \times T_{Bs} + b \\ \ln\left(\frac{50\% P_0}{\langle\beta\rangle \cos\theta}\right) = a \times T_{Bh} + b \end{cases}$$

ce qui conduit aux coefficients  $a$  et  $b$  suivants :

$$\begin{cases} a = \ln\left(\frac{50\%}{5\%}\right) \times \frac{1}{T_{Bh} - T_{Bs}} \\ b = \ln\left(\frac{50\% P_0}{\langle\beta\rangle \cos\theta}\right) - a \times T_{Bh} \end{cases}$$

Finalement, selon cette méthode la FTH du profil est déterminée de façon indépendante des paramètres de visée ( $\cos\theta$ ) et thermiques ( $P_0$  et  $\langle\beta\rangle$ ), qui sont inclus de façon implicite dans les références de calcul  $T_{Bs}$  et  $T_{Bh}$  :

$$FTH = 50\% \times \exp\left\{\ln\left(\frac{50\%}{5\%}\right) \times \frac{T_B - T_{Bh}}{T_{Bh} - T_{Bs}}\right\} \quad (3.7)$$

Le calcul des références  $T_{Bs}$  (5%) et  $T_{Bh}$  (50%) de l'équation 3.7, pour chaque point de grille, nécessite l'utilisation de données auxiliaires, telles que les ré-analyses ERA-40 du CEPMMT. Du fait de la modification du profil de RH dans la troposphère libre (700-150hPa), les informations *a priori* sur l'atmosphère observée sont le profil de température (non modifié) et, pour l'humidité, la couche limite et la stratosphère, ces deux couches n'ayant que peu d'influence sur le rayonnement de la bande "VE". Les grilles de références ainsi construites sont ensuite colocalisées (temps, espace) avec la grille METEOSAT.

Dans l'optique d'évaluer cette méthode, nous avons appliqué l'équation 3.7 sur les profils tropicaux et subtropicaux provenant des ré-analyses ERA-40 qui constituent la base d'apprentissage de la partie précédente. Pour chacun de ces profils, les deux références  $T_{Bs}$  (à 5%) et  $T_{Bh}$  (à 50%) sont calculées par le modèle de transfert radiatif RTTOV-7. Les résultats sont présentés sur la figure 3.15, en considérant toujours comme référence la  $FTH(RS)$  du profil de RH calculée avec le jacobien  $\mathcal{K}(RH)$ . Les mêmes types de graphiques que ceux utilisés précédemment permettent des comparaisons avec la méthode "globale" détaillée dans le paragraphe 3.4 : la  $FTH(T_B)$  estimée à partir de cette méthode en fonction de la  $FTH(RS)$  du profil (figure 3.15(a)) ; l'erreur absolue sur l'inversion (figure 3.15(b)) ; et l'erreur relative  $\Delta FTH/FTH$  avec la RMS relative de l'intervalle [10%-50%] (figure 3.15(c)).

14077 profils ERA-40 (01/01 & 01/04 & 01/07 & 01/10 1992)

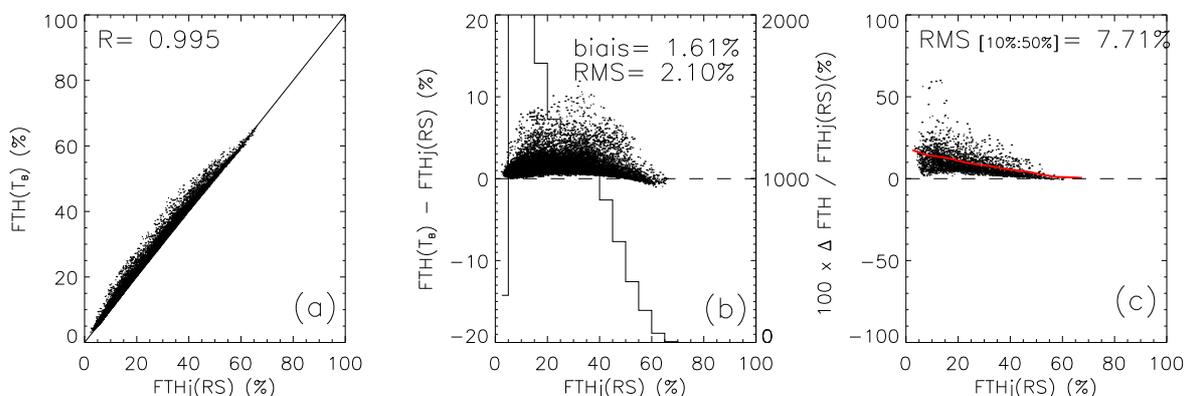


FIG. 3.15 – Qualité de l'inversion de la  $T_B$  avec la méthode dite "locale" associée au jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  comme opérateur de moyenne verticale. (a)  $FTH(T_B)$  calculée par l'inversion en fonction de la  $FTH(RS)$  du profil de RH, 1<sup>ère</sup> diagonale (trait continu) et coefficient de corrélation  $R$ . (b) Différence centre la  $FTH(T_B)$  inversée et la  $FTH(RS)$  du profil de RH en fonction de la  $FTH(RS)$ , histogramme de la population de  $FTH(RS)$  (axe de droite) et biais et RMS moyens. (c) Erreur relative de l'inversion en fonction de la  $FTH(RS)$ , RMS relative par intervalles de 5% de  $FTH(RS)$  (trait épais) et RMS relative moyenne de l'intervalle 10%-50%.

Les résultats obtenus suffisent à estimer l'incertitude associée au produit : en effet, la méthode d'inversion repose sur une table de référence "locale" et non sur un apprentissage de la régression sur des profils sélectionnés pour être représentatifs. Les statistiques d'inversion de la méthode d'Eumetsat reposent uniquement sur (i) le modèle de transfert radiatif, (ii) les profils auxiliaires, et (iii) les points de référence décrivant la droite d'inversion (dans notre cas 5% et 50%).

La figure 3.15(a) révèle que, de la même façon que dans le cadre de la méthodologie d'inversion "globale", l'utilisation du jacobien  $\mathcal{K}(RH)$ , pour estimer la moyenne verticale de RH (i.e. la  $FTH$ ), conduit à des résultats d'inversion largement améliorés par rapport aux études connues, rapportées dans le tableau 3.1. En effet, ces études mentionnent des RMS absolues des inversions de 8-10% [e.g. Schmetz *et al.*, 1995], voire même de 13% [Udelhofen et Hartmann, 1995], tandis que nous obtenons une RMS absolue

de 2,1%.

Le nuage de points de la figure 3.15(a) permet de constater qu'avec cette méthode "locale", la qualité de l'inversion est aussi bonne que celle basée sur un couple unique de coefficients de régression (voir le § 3.4, figure 3.8) : dans les deux cas, le coefficient de corrélation  $R$  est de 0,995. On peut cependant remarquer sur la figure 3.15(b) que la méthode présente un biais moyen humide : le biais estimé sur ce type de méthode est de 1,61%. A titre de comparaison, l'utilisation d'une droite de régression déterminée sur l'ensemble des points permet, par principe, d'avoir une inversion centrée de biais moyen négligeable de -0,21% sur la théorie et de 0,19% pour la validation. La RMS absolue de la méthode alternative d'inversion est en moyenne de 2,10%, à comparer à la RMS absolue de 1,59% obtenue avec la méthode "globale" sur les profils de la base de validation.

On peut également remarquer que l'erreur  $\Delta FTH/FTH$  est comparable pour les deux méthodes, bien que l'utilisation des tables de référence locales conduise à une incertitude biaisée positivement. De plus et pour les deux méthodes, les RMS relatives diminuent progressivement avec l'augmentation de la FTH(RS) estimée par le jacobien augmente, pour atteindre une valeur proche de 0 avec la méthode "locale" d'inversion. En moyenne, on peut constater que la méthode "locale" conduit à une inversion quasi-parfaite des zones humides, tandis que les régions sèches et intermédiaires sont mieux traitées par la méthode "globale".

### 3.7 Bilan

Le but de ce chapitre était le développement d'un algorithme d'inversion de la  $T_B$  du radiomètre "VE" de METEOSAT, plus particulièrement pour la zone tropiques-subtropiques de la région d'observation. Des hypothèses de profil idéalisé ont conduit à déconvoluer la  $T_B$  des différents effets angulaires et thermiques de l'observation "VE" et nous ont amené à définir la notion de **Free Tropospheric Humidity** ou **FTH**. A cette quantité correspond la moyenne verticale du profil d'humidité relative pondérée par le jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  associé.

L'algorithme d'inversion est fondé sur le calcul des paramètres impliqués dans l'équation d'inversion, à partir des seules informations auxiliaires sur la structure thermique des points observés et d'une régression linéaire appliquée sur une base d'apprentissage. Les différentes étapes du développement de l'algorithme d'inversion ont permis de justifier l'utilisation du jacobien local pour la définition de la FTH. La validation de l'algorithme sur des profils indépendants révèle des statistiques très bonnes, diminuées d'un facteur 2 par rapport à celles apparaissant dans la littérature.

Ce gain est non seulement vrai pour cette méthode d'inversion dite "globale", mais également dans le cas de la méthode de Eumetsat basée sur le calcul local d'une table de référence à partir de données auxiliaires colocalisées avec les observations. Les caractéristiques de ces deux méthodologies d'inversion sont résumés dans le tableau 3.6.

Dans la suite de ce travail de thèse, les images "VE" sont inversées en FTH à l'aide des  $P_0$  et  $\langle \beta \rangle_M$  calculés à partir des profils de température ERA-40 disponibles sur une grille de  $1,125^\circ$  à la fréquence de 6 heures (Annexe B, § B.2) et colocalisés sur la grille METEOSAT ( $0,625^\circ$ , 8 fois par jour). De plus,

	Corrélation (FTH(RS);FTH( $T_B$ ))	Biais (%)	RMS absolue (%)	RMS relative [10% :50%] (%)
coefficients ( $a, b$ ) uniques, $P_0, \langle \beta \rangle_M$	0,995	-0,19	1,59	5,82
coefficients ( $a, b$ ) locaux et $T_{Bs}$ à 5% et $T_{Bh}$ à 50%	0,995	1,61	2,10	7,71

TAB. 3.6 – Tableau récapitulatif des différentes méthodes d'inversions évaluées dans ce chapitre.

nous avons utilisé les coefficients  $a = -0,1270\text{K}^{-1}$  et  $b = 35,63$  déterminés à l'aide de l'opérateur jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  local.

Nous venons de montrer que les deux méthodologies d'inversion décrites dans ce chapitre, c'est-à-dire l'approche "globale" de la régression (§ 3.4) et l'approche "locale" de Eumetsat par une table de référence (§ 3.6), donnent des qualités d'inversion comparables (cf tableau 3.6) et meilleures que celles existantes dans la littérature, ce qui est essentiellement dû à l'utilisation, en chaque point, du jacobien  $\mathcal{K}(RH)$ .

Pendant, la méthode dite "locale" présente un biais humide non négligeable compte tenu des valeurs des RMS des inversions (voir le tableau 3.6). Malgré cet inconvénient, cette méthode présente l'avantage d'être améliorable. En effet, ainsi que nous l'avons détaillé, l'inversion suivant cette méthode est fondée sur 3 points essentiels :

1. La validité des données auxiliaires : les couches surface-700hPa et 150hPa-sommet de l'atmosphère restent inchangées dans la construction de la table de référence ;
2. La qualité du modèle de transfert radiatif : le continuum de vapeur d'eau a un impact non-négligeable sur la simulation des  $T_B$  de la région spectrale "VE", et l'utilisation d'un modèle tenant compte de ce continuum est essentiel ;
3. Le choix des points de référence sec et humide qui conduisent la droite de régression "locale" permettant d'approximer la relation entre la  $T_B$  et la FTH.

Les références sèches et humides ont été choisies initialement afin de considérer les zones sèches (5%) et les zones humides (50%) de l'intervalle de  $T_B$  d'une image "VE" tropicale moyenne [Schmetz *et al.*, 1995]. La courbe de l'erreur théorique due au choix de ces points, illustrée sur la figure 3.14, dépend ainsi de ces deux points de référence. Des études préliminaires ont permis de montrer que l'utilisation de références à 20% ( $T_{Bs}$ ) et 50% ( $T_{Bh}$ ) conduit à une inversion de biais moyen estimé à 1,32% et de RMS absolue de 2,58%.

Le couplage entre les deux méthodes décrites dans ce chapitre paraît particulièrement intéressant : la régression déterminée par le biais de la base d'apprentissage peut être considérée comme une méthode de première estimation de l'inversion des  $T_B$ , dans le but de sélectionner plus finement les couples sec/humide de la table de référence "locale". Cette approche, bien que plus longue en terme de temps de calcul CPU du fait des itérations, devrait conduire à une qualité d'inversion encore améliorée.

## Chapitre 4

# Ajustement de l'étalonnage du canal "Vapeur d'Eau"

### 4.1 Présentation du problème

Avant de procéder à l'implémentation de l'algorithme d'inversion construit dans le chapitre précédent, nous avons développé une méthode d'ajustement de l'étalonnage des mesures "VE" de METEOSAT. En effet, bien que l'étalonnage des capteur à bord de METEOSAT soit évalué de façon intrinsèque à l'agence Eumetsat, des études ont mis en évidence un biais chaud systématique dans l'imagerie "VE" [Bréon *et al.*, 2000 ; Sohn *et al.*, 2000 ; Tjemkes *et al.*, 2001]. Ce biais, dont l'origine reste encore indéterminée, est de l'ordre de 3K, ce qui est loin d'être négligeable.

L'étalonnage d'un capteur est généralement réalisé à l'aide d'un système de visée de corps noir procurant une bonne stabilité temporelle de l'étalonnage. Cependant, l'étalonnage du capteur "VE" des satellites MET-2 à 5 a été réalisé par l'intermédiaire de données géophysiques auxiliaires, du fait de défaillances techniques du mécanisme de visée des corps noirs. Cette méthode, dite "statistique", repose sur la collocation spatio-temporelle de radiances synthétiques de radiosondages et des comptes numériques fournis à la sortie du système de mesure du radiomètre.

A ce problème de biais d'étalonnage mis en évidence, s'ajoute le problème de stabilité temporelle des mesures. En effet, au cours du Programme de Transition, la fréquence de mise à jour du coefficient d'étalonnage a évolué : de 9 coefficients par an entre juillet 1983 et septembre 1987, l'actualisation atteint une fréquence maximale de deux par jour jusqu'à la fin de la période de Transition (cf Annexe C). L'évolution temporelle du coefficient d'étalonnage est représenté sur les figures 4.1 et 4.2, depuis juillet 1983 jusque février 1997 (fin de service de MET-5). La figure 4.2 caractérise les périodes d'éclipses (équinoxes de Printemps et d'Automne), pendant lesquelles l'actualisation de l'étalonnage atteint une fréquence de deux par jour.

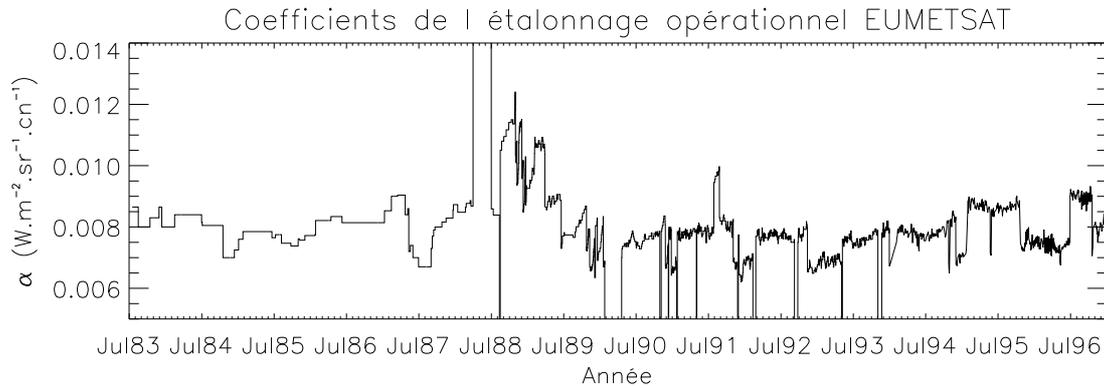


FIG. 4.1 – Série temporelle brute du coefficient d'étalonnage  $\alpha$  (en  $W.m^{-2}.sr^{-1}.cn^{-1}$ ) fourni par l'agence Eumetsat, du 1<sup>er</sup> juillet 1983 au 31 décembre 1996.

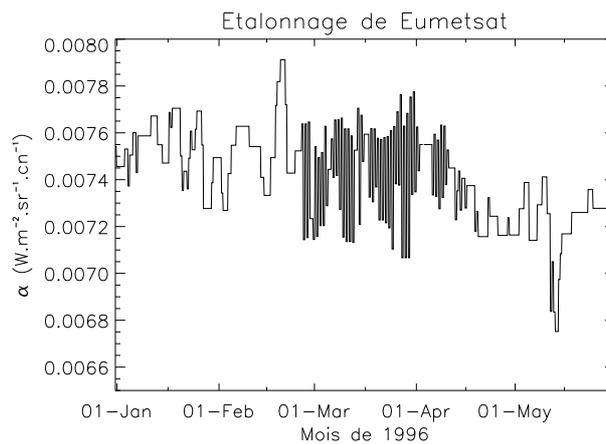


FIG. 4.2 – Evolution temporelle du coefficient d'étalonnage  $\alpha$  (en  $W.m^{-2}.sr^{-1}.cn^{-1}$ ) de MET-5 du 1<sup>er</sup> janvier au 31 mai 1996.

Le but de ce chapitre est la description de la méthode d'ajustement de l'étalonnage du canal "VE" de METEOSAT, ainsi que l'analyse de l'impact de la haute variabilité temporelle du coefficient d'étalonnage sur la radiance. La méthode d'ajustement que nous proposons suit l'étude de Bréon *et al.* [2000] (notée B2000 dans la suite) et consiste à inter-étalonner les mesures METEOSAT sur celles du canal 12 de HIRS. L'étalonnage de ce capteur, considéré comme une référence, est réalisé par une visée de corps noirs procurant une bonne stabilité temporelle. La mise au point de la méthode est menée sur 2 années de données MET-5 pour ensuite une application, par continuité, sur les 13 ans de la base de données METEOSAT disponible au LMD, et composée de mesures "VE" homogénéisées [Picon *et al.*, 2003].

## 4.2 Evaluation de l'étalonnage opérationnel

Une série d'études concernant l'évaluation de l'étalonnage opérationnel du canal "VE" de METEOSAT a été réalisée ces dernières années. La principale méthode d'évaluation est basée sur le principe d'inter-étalonnage dans lequel un radiomètre sert de référence de calcul. Différents satellites dont la région d'observation coïncide avec celle de METEOSAT ont été utilisés, tels que les satellites polaires de la NOAA (HIRS-12 sur NOAA-12 et NOAA-14) (B2000, Tjemkes *et al.* [2001]) ou encore les satellites à orbite héliosynchrone du programme américain DMSP (capteur microonde SSM/T-2) [Sohn *et al.*, 2000].

Ces différentes études ont permis de cerner un problème important dans l'étalonnage du canal "VE" des satellites MET-5 et 7 dont la source n'est pas connue à l'heure actuelle. Cependant, les analyses d'Eumetsat convergent vers la qualité des mesures par radiosondages utilisés dans la méthode d'étalonnage statistiques.

Nous allons tout d'abord présenter les résultats théoriques menés afin d'analyser l'impact d'un biais systématique du coefficient d'étalonnage sur la  $T_B$ . Ces résultats sont ensuite remis dans le contexte de l'évaluation de l'étalonnage opérationnel de METEOSAT "VE".

### 4.2.1 Effet d'un biais d'étalonnage sur l'imagerie "VE"

Le principe de l'étalonnage statistique utilisé par Eumetsat est présenté en Annexe C. On trouvera des détails sur cette méthode d'étalonnage et ses modifications dans la thèse de R. Roca [2000] ou encore dans Picon *et al.* [2003].

Brièvement, l'étalonnage statistique du canal "VE" repose sur une relation linéaire entre la radiance satellite  $R_{sat}$  et les comptes numériques issus de la chaîne de mesure, mise en évidence avant le lancement des METEOSAT [Schmetz, 1989] :

$$R_{sat} = \alpha \times (CN_{mes} - CN_0) \quad (4.1)$$

$CN_{mes}$  correspond aux comptes numériques mesurés par le capteur et  $CN_0$  est un compte numérique de référence obtenu par la visée de l'espace. La pente  $\alpha$  de la droite 4.1 est le coefficient d'étalonnage qui s'exprime en  $W.m^{-2}.sr^{-1}.cn^{-1}$ . La conversion de la radiance satellite en  $T_B$  est réalisée par l'intermédiaire d'une approximation analytique en exponentielle dont les coefficients sont fournis par Eumetsat (Annexe A, § A.2) :

$$R_{sat} = \exp \left( A + \frac{B}{T_B} \right) \quad (4.2)$$

où  $A$  et  $b$  sont des coefficients de régression qui dépendent uniquement de la fonction de filtre du capteur. Dans le cas du capteur "VE" à bord de MET-5,  $A=9,2361$  et  $B=-2266,7K$ .

La combinaison des équations 4.1 et 4.2 et le calcul des différentielles conduit à une estimation du biais sur la  $T_B$  pour un biais relatif sur le coefficient d'étalonnage  $\alpha$  selon :

$$\frac{\Delta R}{R} = \frac{\Delta \alpha}{\alpha} = -B \times \frac{\Delta T_B}{T_B^2}$$

c'est-à-dire

$$\Delta T_B = -\frac{T_B^2}{B} \times \frac{\Delta\alpha}{\alpha} = -\frac{T_B^2}{B} \times \frac{\Delta R}{R} \quad (4.3)$$

On peut ainsi estimer l'impact d'un biais d'étalonnage sur la  $T_B$ . La figure 4.3 représente cette estimation pour le capteur "VE" de MET-5 et le tableau 4.1 résume l'erreur  $\Delta T_B$  estimée pour deux types d'atmosphères : une atmosphère humide associée à une  $T_B$  égale à 230 K et une atmosphère sèche de  $T_B$  égale à 260 K.

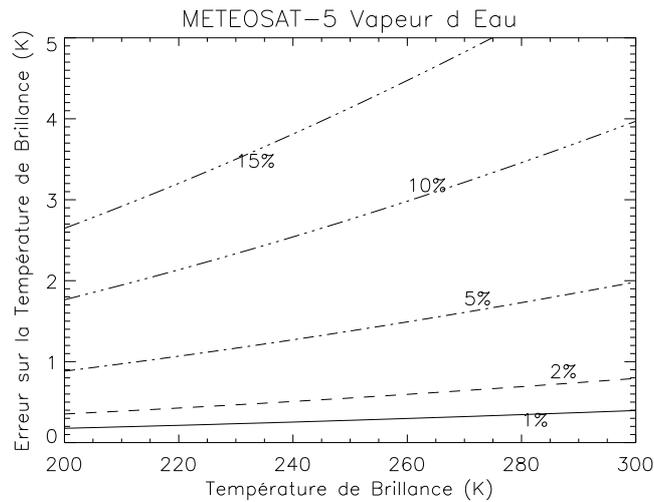


FIG. 4.3 – Estimation de l'erreur absolue sur la  $T_B$  "Vapeur d'Eau" METEOSAT-5 lorsque des erreurs relatives de 1%, 2%, 5%, 10% et 15% sont imposées sur le coefficient d'étalonnage  $\alpha$ .

$\frac{\Delta\alpha}{\alpha}$	$T_B=230$ K	$T_B=260$ K
5%	1,2 K	1,5 K
10%	2,3 K	3 K
15%	3,5 K	4,5 K

TAB. 4.1 – Incertitude estimée sur les températures de brillance  $T_B$  (230 K et 260 K) pour des erreurs relatives de 5, 10 et 15% sur le coefficient d'étalonnage  $\alpha$ .

Ainsi, dans le cas d'une atmosphère très sèche telle que  $T_B=260$ K (tableau 4.1), 5% d'erreur relative sur l'étalonnage du capteur conduisent à une erreur absolue de 1,5K ; 10% d'erreur sur le calcul du coefficient d'étalonnage amènent un biais d'environ 3K. L'impact d'une erreur d'étalonnage est donc loin d'être négligeable.

L'impact d'une erreur de  $T_B$  sur l'estimation de la FTH peut également se calculer de manière analytique. En effet, l'équation qui permet d'interpréter les mesures "VE" en terme d'humidité est présentée

dans le chapitre 3 et fait intervenir différentes grandeurs :

$$\ln \left( \frac{FTH P_0}{\langle \beta \rangle \cos \theta} \right) = a \times T_B + b \quad (4.4)$$

où les paramètres  $P_0$ ,  $\langle \beta \rangle$ ,  $\theta$ ,  $a$  et  $b$  sont présentés en détails dans le chapitre 3. A partir de cette équation, et en négligeant les variations de  $P_0$  et  $\langle \beta \rangle$  par rapport aux variations de plus fortes amplitudes de FTH, le calcul de l'erreur relative sur la FTH est donné par la forme différentielle suivante :

$$\frac{\Delta FTH}{FTH} \simeq a \times \Delta T_B \quad (4.5)$$

Dans le chapitre 3, nous avons estimé  $a$  à  $-0,1270\text{K}^{-1}$  (§ 3.4). Ainsi, une erreur  $\Delta T_B$  de 3K faite pour une atmosphère de FTH égale à 20% correspond à une erreur absolue  $\Delta FTH$  de 7,6%. Cette même erreur de  $T_B$  conduit à une erreur d'environ 17% dans le cas d'une FTH de 45%. La non-linéarité de la réponse de la  $T_B$  à un biais relatif sur le coefficient d'étalonnage est donc exacerbée lorsque l'on travaille en FTH.

Le paragraphe suivant présente les différentes études qui ont révélé le biais systématique de l'étalonnage opérationnel de METEOSAT "VE".

#### 4.2.2 Analyses par inter-étalonnage

Le biais d'étalonnage du canal "VE" du satellite MET-5 a été révélé par F-M Bréon et ses collaborateurs (B2000) en comparant les mesures "VE" de MET-5 avec celles, collocalisées, du canal HIRS-12 sur NOAA-12. Ainsi que nous l'avons présenté dans le paragraphe 4.1, l'étalonnage opérationnel de MET-5 est basé sur une collocation avec des radiosondages, et non sur une visée de corps noirs offrant une meilleure stabilité temporelle et une plus grande précision. Les différents canaux HIRS sont, quant à eux, étalonnés à l'aide de corps noirs. Pour cette raison, le canal "VE" de HIRS (canal n°12) peut être considéré comme une référence d'étalonnage stable et offre ainsi la possibilité d'évaluer la qualité de l'étalonnage de MET-5 "VE".

Les principales étapes de la méthode d'inter-étalonnage sont résumées ci-dessus et sont replacées dans le contexte de l'étude B2000 :

- La première étape de la méthode d'inter-étalonnage consiste à déterminer, dans le cas présent, la fonction de transfert  $\mathcal{F}$  qui relie les radiances MET-5 ( $R_{M5}$ ) aux températures de brillances HIRS-12/NOAA-12 ( $T_{B \text{ H12}}$ ) en tenant compte des différences entre les réponses spectrales des deux instruments représentées sur la figure 4.4. Cette figure permet de constater que le capteur MET-5 "VE" couvre un intervalle spectral environ deux fois plus large que celui couvert par le capteur HIRS-12.

Afin d'évaluer l'impact de cette différence de filtre entre les deux capteurs, des simulations radiatives sur plus de 1600 profils TIGR [Chédin *et al.*, 1985] ont été conduites à l'aide de la version 3.7 du modèle de transfert radiatif MODTRAN. Dans le cas du filtre étroit de HIRS-12, la conversion de la radiance

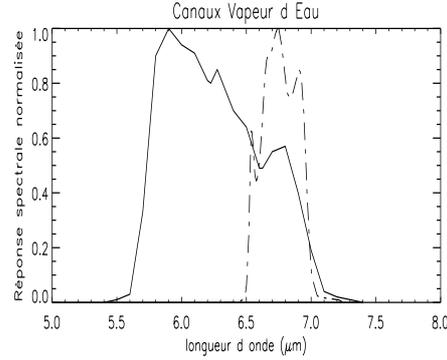


FIG. 4.4 – Réponses spectrales normalisées du radiomètre "Vapeur d'Eau" de MET-5 (trait continu) et du capteur HIRS-12 (trait mixte) à bord de NOAA-12.

( $R_{H12}$ ) qu'il mesure en température de brillance ( $T_{B H12}$ ) est directement obtenue par le produit de la fonction de Planck  $B(\lambda_{cent}, T_{B H12})$ , à la longueur d'onde centrale de la bande spectrale ( $\lambda_{cent}=6,7\mu\text{m}$ ), par l'intégrale de la fonction de filtre  $\Phi$  du radiomètre sur la bande spectrale selon :

$$R_{H12} = B(\lambda_{cent}, T_{B H12}) \times \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \Phi(\lambda) d\lambda \quad (4.6)$$

La réponse spectrale de MET-5 étant plus large, la forte variation de la fonction de Planck en fonction de  $\lambda$  et de  $T_B$  n'autorise plus cette simplification. La conversion de la radiance METEOSAT ( $R_{M5}$ ) en température de brillance ( $T_{B M5}$ ) est réalisée par la fonction exponentielle déjà évoquée (éq. 4.2) :

$$R_{M5} = \exp\left(A + \frac{B}{T_{B M5}}\right) \quad (4.7)$$

Les simulations permettent d'évaluer directement l'effet de la différence entre les réponses spectrales des deux capteurs. Les résultats obtenus dans B2000 montrent une très bonne corrélation, et un écart-type faible (0,3K) entre les données avec une différence moyenne de 1,5K due aux réponses spectrales.

La fonction de transfert  $\mathcal{F}$  définie par B2000 prend la forme suivante :

$$R_{M5}^* = B(\lambda_0, T_{B H12}) \times \Omega \quad (4.8)$$

$R_{M5}^*$  étant la radiance MET-5 simulée. Les deux paramètres  $\Omega$  et  $\lambda_0$  sont déterminés par la méthode des moindres carrés de manière à représenter respectivement l'intégrale de la réponse spectrale du capteur "VE" de MET-5 ainsi que sa longueur d'onde centrale ( $\Omega=0,914\mu\text{m}$  ;  $\lambda_0=6,226\mu\text{m}$ ).

• La seconde étape est la collocation des radiances  $R_{M5}^*$  avec les comptes numériques  $CN$  et  $CN_0$  (compte de l'espace) fournis par le radiomètre "VE" MET-5 (éq. 4.1). La collocation conduit à la détermination de coefficients d'étalonnage locaux, qui sont ensuite moyennés pour chaque image MET-5 afin de calculer un coefficient d'étalonnage corrigé  $\alpha^*$  :

$$\alpha^* = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \alpha_i^* \quad \text{avec} \quad \alpha_i^* = \frac{R_{M5}^*}{CN - CN_0} \quad (4.9)$$

en posant  $N$  le nombre de collocation réalisées entre les pixels des deux instruments, sur une image MET-5 donnée.

Les résultats obtenus par B2000 sont illustrés sur la figure 4.5. Les lignes verticales délimitent des sauts dans l'étalonnage opérationnel dus à des changements dans le gain du capteur. Ces périodes de changements de gain varient de 4 à 251 jours sur la période d'étude. Un facteur multiplicatif constant égal à 1,205 a été appliqué pour corriger les écarts dus aux changements de gain de l'instrument de mesure (voir l'Annexe C).

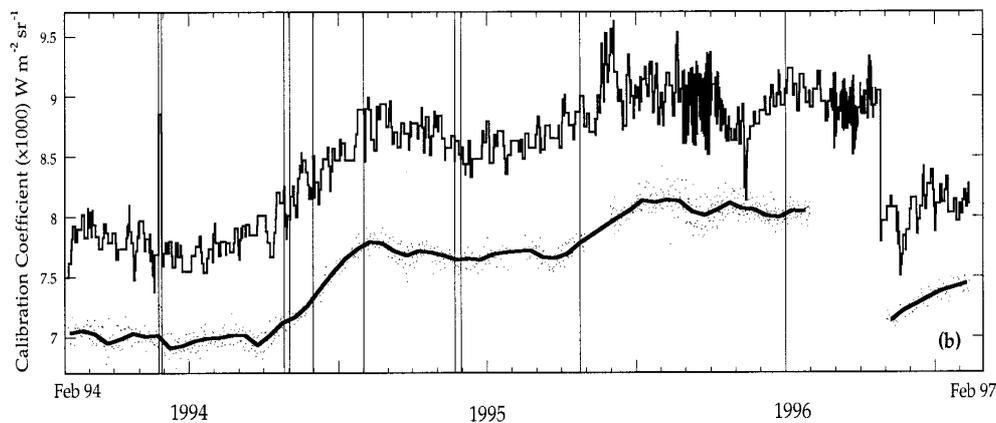


FIG. 4.5 – Résultats de la méthode d'inter-étalonnage entre MET-5 Vapeur d'eau et HIRS-12 sur NOAA-12 pour la période février 1994 - février 1997. Figure issue de [Bréon et al., 2000].

En premier lieu, on peut remarquer la haute variabilité temporelle des coefficients de l'étalonnage opérationnel. La ligne en trait gras continu correspond à un lissage temporel du coefficient de l'étalonnage corrigé. D'autre part, la figure 4.5 met en évidence une plus haute fréquence de variation du coefficient de l'étalonnage Eumetsat en mars et en septembre 1996. Ces périodes sont celles des équinoxes de Printemps et d'Automne (figure 4.2 et § C.2). Le phénomène des éclipses est donc particulièrement marqué pendant ces deux périodes de l'année 1996.

La comparaison quantitative des coefficients d'étalonnage obtenus par cette méthode d'inter-étalonnage entre HIRS-12/NOAA-12 et MET-5 et les coefficients de l'étalonnage opérationnel montre que ces derniers sont de 10 à 15% plus élevés. Ces différences mènent à des écarts en température de brillance de l'ordre de +3 à +4K ce qui rejoint l'estimation des erreurs calculées précédemment de façon théorique (voir le § 4.2.1). L'étalonnage opérationnel de Eumetsat réchaufferait donc de manière non négligeable les observations "Vapeur d'Eau".

De façon similaire, Sohn *et al.* [2000] ont inter-étalonné le canal "VE" de MET-7 avec le canal à  $183,3 \pm 1$  GHz du capteur microonde SSM/T-2 à bord de DMSP. L'inter-étalonnage est réalisé sur deux jours : les 10 et 11 juillet 1998. L'étalonnage du canal  $183,3 \pm 1$  GHz de SSM/T-2 est effectué à bord (3 mesures sur des cibles chaudes et une mesure dans l'espace) et sa précision est évaluée à moins de 1K.

Les comparaisons entre les fonctions de poids respectives des deux capteurs font ressortir des similitudes dans les sensibilités des deux canaux qui justifient la comparaison entre les températures de brillance. Une comparaison de ces fonctions de poids est présentée sur la figure 3.1 du chapitre 3 (voir également [Sohn *et al.*, 2000] pour plus de détails).

Par l'intermédiaire du calcul de la fonction de transfert  $\mathcal{F}$ , les coefficients d'étalonnage sont déterminés sur deux jours au cours desquels 8 passages de SSM/T-2 sont enregistrés dans la région d'observation de MET-7. Les calculs menés confirment le biais trouvé par Bréon *et al.* [2000]. En effet, un écart moyen de 12-13% est estimé entre les coefficients  $\alpha$  de l'étalonnage opérationnel de MET-7 et les coefficients  $\alpha^*$  issus de l'inter-étalonnage.

En complément des deux études que l'on vient de présenter, Tjemkes *et al.* [2001] ont réalisé une évaluation de l'étalonnage de MET-7 par comparaison avec les mesures de HIRS-12 à bord du satellite NOAA-14. L'analyse est menée sur une journée particulière (19 août 1998) entre HIRS-12 et MET-7 sur plus de 1600 pixels colocalisées selon les critères suivants : (i) la différence dans les heures d'observation de la scène par les deux instruments ne doit pas dépasser 5min, (ii) la différence dans les angles zénithaux d'observation ne doit pas excéder  $5^\circ$ , et (iii) l'angle zénithal individuel ne doit pas être supérieur à  $50^\circ$ . Une différence absolue de 7% est révélée entre le coefficient de l'étalonnage opérationnel et celui issu de l'inter-étalonnage. Cet écart rejoint les estimations de Bréon *et al.* [2000] et de Sohn *et al.* [2000], bien que légèrement plus faible.

Dans le cadre d'un inter-étalonnage, Tjemkes *et al.* mettent en évidence la nécessité de procéder à une collocation dont les seuils de coïncidence spatiale, zénithale et temporelle sont sévères. Ils ont ainsi évalué l'incertitude sur le calcul du coefficient d'étalonnage par collocation à environ 2%.

Sur une période test de 11 mois (juillet 1998 - mai 1999), les analyses de Tjemkes *et al.* montrent que MET-5 et MET-7, bien qu'étalonnés par des méthodes différentes (cf Annexe C. MET-5 : étalonnage statistique ; MET-7 : visée de corps noirs), montrent une très bonne cohérence temporelle. L'application de l'inter-étalonnage sur MET-5 et MET-7 à partir des mesures HIRS-12 fait ressortir une meilleure stabilité temporelle des coefficients d'étalonnage corrigés. Enfin, et pour les deux satellites METEOSAT, on peut noter une différence relative de 10-15% entre les coefficients de l'étalonnage opérationnel et ceux obtenus par collocation.

### 4.2.3 Diagnostics de contrôle des radiances "VE" dans le système 4D-VAR

Le biais mis en évidence par inter-étalonnage est également confirmé par le contrôle des radiances "VE" de ciel clair préalable à leur assimilation dans le système 4D-VAR du Centre Européen [Köpken *et al.*, 2002 ; Köpken *et al.*, 2003]. Les observations "VE" de MET-7 sont assimilées de manière opérationnelle depuis avril 2002 tandis que celles de GOES-8 et 10 le sont depuis janvier 2003. En parallèle à la procédure d'assimilation, les radiances de ciel clair sont contrôlées en comparant les simulations du modèle aux observations dans le but de vérifier la capacité du modèle à représenter l'état de l'atmosphère observé depuis l'espace, mais également afin de contrôler les mesures elles-mêmes.

La figure 4.6 montre la différence entre les  $T_B$  observées et celles simulées par le modèle pour MET-

7 et GOES-8, dans leur région de coïncidence et sur une période commune d'assimilation dans le modèle (15 janvier 2003 - 28 février 2003).

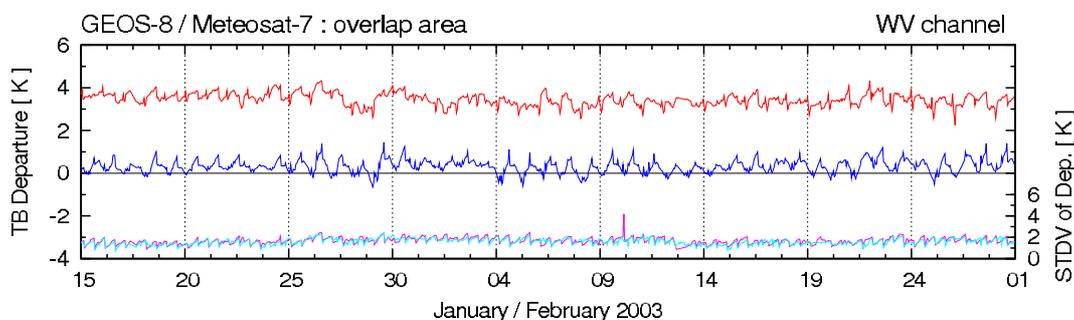


FIG. 4.6 – Séries temporelles des différences entre les  $T_B$  observées et celles estimées par le modèle 4D-VAR du Centre Européen moyennées sur la région commune à GOES-8 (courbe bleue) et MET-7 (courbe rouge). Les écarts-types moyens sont également représentés (courbe bleue pâle pour MET-7 et courbe rose pour GOES-8). Figure provenant de [Köpken et al., 2003].

Ainsi que l'on peut l'appréhender sur la figure 4.6 et compte tenu des erreurs du code de transfert radiatif utilisé (RTTOV-6M) estimées à 0,7K [Köpken *et al.*, 2002], la comparaison entre les radiances de ciel clair de MET-7 et les premières estimations du modèle révèle un biais chaud d'environ 2,5-3K, tandis que GOES-8 présente un écart plus faible de 0,5K. Ces biais sont relativement constants sur la période d'étude tandis que les écarts-types moyens des deux capteurs sont identiques et égaux à 1,5-2K. La stabilité du biais est expliquée principalement par l'introduction, sur MET-7, de l'étalonnage par visée de corps noirs depuis le mois d'avril 2000. Pour les deux satellites, on peut observer un faible cycle diurne qui est principalement présent dans les régions continentales et/ou convectives. De plus, aucune dépendance angulaire n'apparaît dans les distributions horizontales du biais [Köpken *et al.*, 2002].

#### 4.2.4 Résumé et sources possibles du biais

Ces différentes études ont révélé un écart relatif systématique entre les étalonnages des canaux "VE" de MET-5 et 7 et les références HIRS-12 (NOAA-12 et 14) et SSM/T-2. Cet écart relatif est estimé à 10-15%, ce qui conduit à un biais sur la  $T_B$  qui suit l'équation 4.3 et qui est évalué à 3-4K en moyenne. Ce biais est par ailleurs confirmé par le processus de contrôle des radiances "VE", préalable à leur assimilation dans le système 4D-VAR du Centre Européen.

Dans ces études, des hypothèses ont été avancées pour expliquer les causes de ce biais systématique :

- La première concerne la fiabilité des radiosondages utilisés pour l'étalonnage statistique, et met en cause plus particulièrement les mesures d'humidité dans la couche 300-500hPa. En effet le canal "VE" de METEOSAT est particulièrement sensible à l'humidité présente dans cette couche

d'atmosphère tandis que les mesures par radiosondages sont peu précises dans cette région de l'atmosphère à ces températures [e.g. Gaffen *et al.*, 1991 ; Soden and Lanzante, 1996].

- A ces problèmes de mesures vient s'ajouter l'interpolation linéaire appliquée sur les profils d'humidité relative. En effet, les calculs radiatifs mis en oeuvre pour l'étalonnage du capteur nécessitent des mesures jusque 100hPa (cf Annexe C), région de l'atmosphère dans laquelle les radiosondages ne fournissent plus de mesures fiables. L'extrapolation linéaire appliquée par Eumetsat de 300hPa jusque 0% d'humidité relative à 100hPa est donc susceptible d'introduire un biais important pour l'étalonnage. L'étude de Takayama [1992] présente l'influence sur le transfert radiatif de l'extrapolation du profil de RH dans la haute troposphère en comparant les observations de l'instrument VTIR (Visible and Thermal Infrared Radiometer) sur le satellite héliosynchrone MOS-1 (Marine Observation Satellite, japonais) et les  $T_B$  "VE" synthétiques de radiosondages échantillonnés dans les régions subtropicales. Cette étude a mis en évidence une tendance à sous estimer les  $T_B$  "VE" supérieures à 250K lorsqu'on applique une extrapolation linéaire (cas de Eumetsat) ou exponentielle.
- Enfin, le modèle de transfert radiatif utilisé à Eumetsat pour déterminer les radiances synthétiques des profils des radiosondages peut également être une source d'erreur (e.g. absence du continuum d'absorption de la vapeur d'eau). On se réfèrera à Schmetz [1989] et à Van de Berg *et al.* [1995] pour une description détaillée de ce modèle de transfert radiatif.

Il est donc nécessaire de corriger ce biais systématique dans les mesures METEOSAT avant de procéder à l'inversion des données en terme de FTH. Dans la suite de ce chapitre, nous présentons une méthode développée dans le but d'ajuster ce biais. Cette méthode est basée les analyses B2000 utilisant les données HIRS-12 comme référence. En effet, d'une part l'étalonnage HIRS-12 est stable temporellement (visée de corps noirs) mais son assimilation dans le système 4D-VAR déjà évoqué montre qu'il est en accord avec les premières simulations du modèle du Centre Européen, avec un biais moyen de -0,7K pour le sondeur HIRS des satellites NOAA-15 et 16 [Köpken *et al.*, 2002].

L'étude B2000 porte sur 2 ans de mesures MET-5 (février 1994 - février 1997). Le développement de la méthode d'ajustement de l'étalonnage est donc réalisé sur ces 2 ans, pour ensuite l'appliquer par continuité sur les 13 ans de données MET-5 disponibles au LMD (juillet 1983 - février 1997) [Picon *et al.*, 2003]. Cette base de données est décrite dans le paragraphe suivant.

### 4.3 La base de données homogènes METEOSAT-5 : de juillet 1983 à février 1997

Un travail d'homogénéisation des données "VE" des satellites successifs MET-2 à 5 a été réalisé par Picon *et al.* [2003] sur la période juillet 1983 - février 1994. Ces 10 années d'observation de la Terre rendent possibles des études de la vapeur d'eau atmosphérique à des échelles de temps synoptiques et

interannuelles. Pour réaliser cette homogénéisation des données "VE", il a fallu tenir compte de plusieurs types d'évènements instrumentaux qui ont eu lieu pendant cette période.

La principale source de modifications concerne la mise à jour régulière de l'algorithme statistique utilisé pour l'étalonnage du canal "VE", avec des changements fréquents dans le gain de l'instrument d'observation (Annexe C). Enfin viennent s'ajouter des différences de fonctions de filtre, nettement visibles d'un METEOSAT à l'autre et modifiant la  $T_B$  mesurée par le satellite. L'évolution des fonctions de filtre et leur impact sur la  $T_B$  est présentée dans le paragraphe A.2 de l'Annexe A.

La méthode d'homogénéisation utilisée est basée sur un inter-étalonnage des données "VE" METEOSAT par rapport à la période de référence MET-5 (dernier METEOSAT de la période d'étude). L'étude de Van de Berg *et al.* [1995] a en effet permis de montrer que l'actualisation de la méthode d'étalonnage en février 1994 donne de meilleurs résultats que les étalonnages précédents. L'homogénéisation de la base de données est basée sur la comparaison entre les données initiales et les  $T_B$  de ciel clair simulées. Les simulations ont été réalisées à partir de profils de température et d'humidité issus des analyses du Centre Européen (ERA-15, Annexe B, § B.2) et du modèle de transfert radiatif utilisé pour les calculs d'étalonnage de Eumetsat [Schmetz, 1989]. Les figures 4.7(a) et 4.7(b) montrent l'effet de l'homogénéisation des données METEOSAT "VE" sur cette période.

Les résultats de cette méthode d'homogénéisation des données "VE" (figure 4.7(b)) mettent en évidence une stabilisation des données ainsi que des structures de cycle saisonnier en accord avec différentes études concernant la vapeur d'eau atmosphérique réalisées sur la même période [e.g. Bates *et al.*, 2001].

Le satellite MET-5 a observé la Terre à sa position nominale au dessus de l'Afrique (0°E/0°N) jusqu'au 13 février 1997, pour ensuite être déplacé au-dessus de l'Océan Indien (63°E/0°N) dans le cadre de l'expérience INDOEX. Il est, à l'heure actuelle, encore actif au-dessus de l'Océan Indien. Le travail d'homogénéisation de Picon *et al.* a été réalisé sur la période juillet 1983 - février 1994. La base de données MET-5 "Afrique" est cependant étendue jusqu'à la fin de service du satellite à sa position nominale.

## 4.4 Ajustement de l'étalonnage "VE"

La méthode d'ajustement que nous présentons ici prend comme référence l'étude réalisée par Bréon *et al.* [2000]. Malgré les quelques incertitudes concernant la valeur absolue des mesures "VE" de HIRS-12, cette étude permet de procéder à un ajustement de l'étalonnage des mesures METEOSAT sur la période MET-5, de février 1994 à février 1997. Bien que la référence d'étalonnage puisse évoluer avec l'amélioration des systèmes de contrôle, cet ajustement de l'étalonnage des mesures "VE" MET-5 permet de les rendre cohérentes avec les observations de HIRS-12.

Dans ce paragraphe, nous présentons une analyse du biais d'étalonnage afin d'estimer sa variabilité temporelle et l'influence de cette variabilité sur la  $T_B$ . Nous allons ensuite détailler la procédure d'ajustement estimée à partir de 2 ans de données MET-5, et appliquée par continuité sur la base de données MET-5 homogène complète décrite dans la section précédente.

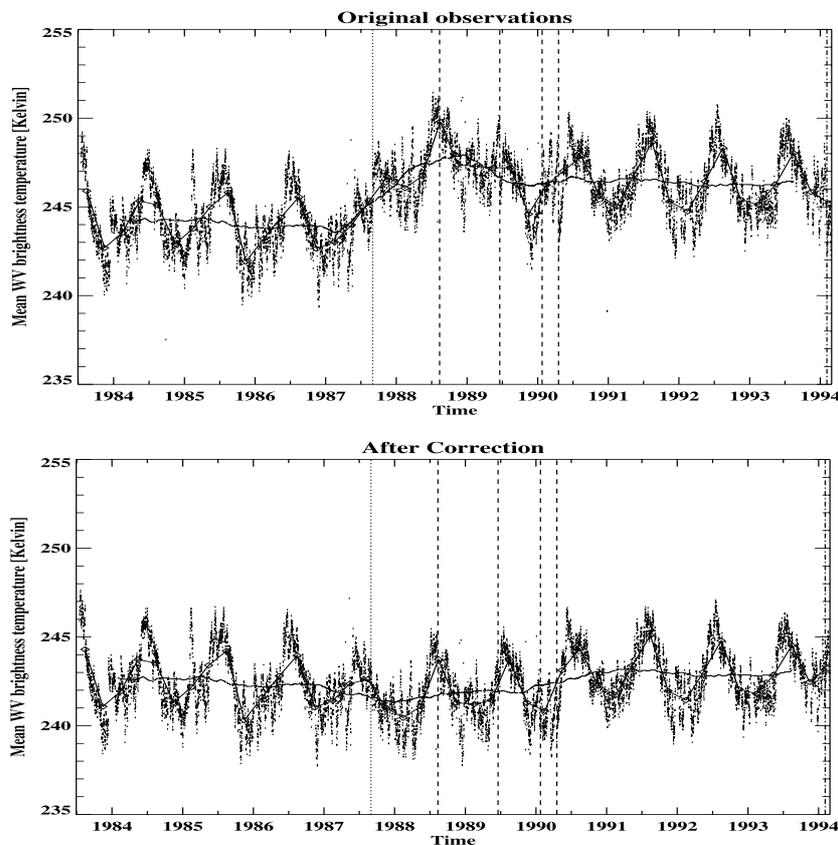


FIG. 4.7 – Séries temporelles brute (haut) et homogénéisée METEOSAT-5 (bas) des  $T_B$  moyennées sur la région  $45^{\circ}O-45^{\circ}E/45^{\circ}N-45^{\circ}S$  pour la période juillet 1983- février 1994 (points). La moyenne saisonnière (ligne continue avec les losanges) et la moyenne glissante sur 1 an (ligne continue) sont superposées. Les traits verticaux marquent les principales modifications de filtre et d'étalonnage. Figures issues de [Picon et al., 2003].

La méthodologie suivie pour accéder à l'ajustement du coefficient d'étalonnage sur les 13 ans de données "VE" est la suivante :

1. Tout d'abord nous allons évaluer l'impact de la variabilité temporelle du coefficient d'étalonnage sur le signal "VE". Ainsi que nous l'avons présenté dans le paragraphe 4.1, les méthodes d'étalonnage du canal "VE" de METEOSAT ont évolué au cours du temps, et la mise à jour du coefficient d'étalonnage révèle une forte variabilité temporelle (figures 4.1 et 4.2) ;
2. L'étape suivante concerne l'estimation du biais d'étalonnage et son évolution temporelle sur la période d'étude. Les coefficients de l'étalonnage opérationnel de Eumetsat, notés  $\alpha_E$ , sont ainsi comparés aux coefficients calculés par B2000, notés  $\alpha_B$ , via la collocation avec HIRS-12 ;
3. A l'issue de cette estimation, la méthode d'ajustement est mise en oeuvre, basée sur une correction moyenne  $\alpha_E^*$ .

#### 4.4.1 Etude de la variabilité temporelle du coefficient d'étalonnage

Les coefficients  $\alpha_E$  de l'étalonnage opérationnel sont calculés jusqu'à deux fois par jour selon un test portant sur leur variabilité temporelle (Annexe C, § C.2). B2000 proposent des coefficients  $\alpha_B$  à la fréquence de deux par mois pendant les 73 mois d'observations de MET-5 avec une absence de données HIRS-12 au cours des mois d'août, de septembre et d'octobre 1996. La première étape de ce travail de ré-étalonnage des données VE consiste donc en l'évaluation de l'impact d'un lissage temporel des coefficients opérationnels  $\alpha_E$  sur la variabilité des  $T_B$ .

Dans ce paragraphe, nous noterons  $\overline{\alpha_E}$  les coefficients opérationnels moyennés à la fréquence des  $\alpha_B$ , c'est-à-dire tous les 15 jours. Les séries temporelles des coefficients originaux  $\alpha_E$  et bimensuels  $\overline{\alpha_E}$  sont représentés sur la figure 4.8 ci-après. Pour une représentation graphique homogène, et suivant la méthode de B2000, les coefficients  $\alpha_E$  des périodes de sauts dans le gain de l'instrument ont été corrigés d'un facteur multiplicatif de 1,205 (voir l'Annexe C). Enfin, étant donné le manque d'information sur les coefficients calculés par inter-étalonnage pendant 3 mois de l'année 1996, la période testée est février 1994 - juillet 1996.

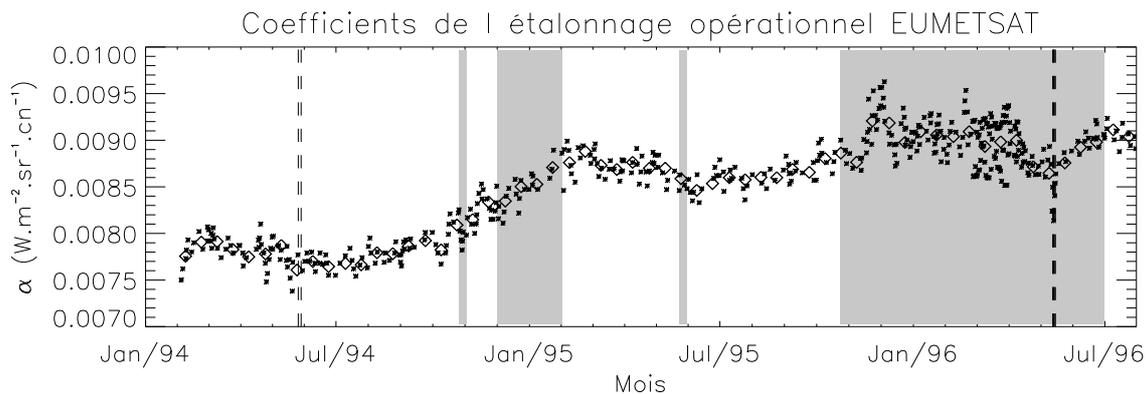


FIG. 4.8 – Série temporelle 02/1994-07/1996 du coefficient d'étalonnage de METEOSAT-5 opérationnel :  $\alpha_E$  à la fréquence originale (croix) ;  $\overline{\alpha_E}$  bimensuels (losanges). Les zones grisées correspondent aux dates de sauts du gain dans l'étalonnage Eumetsat, avec une correction d'un facteur 1,205 sur les  $\alpha_E$ . Les lignes tiretées verticales désignent des données manquantes ou erronées de l'étalonnage opérationnel.

De plus, certaines dates sont soit manquantes, soit exclues de la série temporelle. Ces dernières sont des dates pour lesquelles un doute existe, tant sur la qualité de l'étalonnage opérationnel de Eumetsat que sur celle des coefficients de l'inter-étalonnage par collocation avec HIRS-12. Ces dates sont :

- du 26 au 29 mai 1994 : un saut de gain prononcé est présent sur le coefficient  $\alpha_B$  de B2000, tandis que les coefficients  $\alpha_E$  pour ces dates restent cohérents avec les valeurs suivantes ou précédentes. Nous avons donc supposé que ce "saut" était contenu dans les observations de HIRS-12 ;

- du 12 au 15 mai 1996 : le coefficient  $\alpha_E$  prend des valeurs anormales qui ne sont pas référencées par l'agence Eumetsat.

On peut remarquer qu'il y a une très forte variabilité de  $\alpha_E$  pendant le mois de mars 1996 qui est la saison des éclipses de Printemps. Cette période est suivie d'une diminution prononcée de l'amplitude du coefficient d'une durée de 2 mois (du 15 avril au 15 juin 1996). Cette diminution pourrait être due à la décontamination du capteur après la période d'éclipse.

Les deux séries de coefficients, à la fréquence originale et à la fréquence bimensuelle, ont été utilisées sur les comptes numériques de chaque image "VE" des mois de juillet et août 1994 sur la région  $45^\circ\text{O}-45^\circ\text{E}/45^\circ\text{N}-45^\circ\text{S}$ , à raison d'une image toutes les 3 heures. Les  $T_B$  obtenues ont ensuite été moyennées spatialement. De plus, les images observées à 0h TU ont été retirées de la série temporelle afin de ne pas introduire de contamination par les éclipses qui ont pour effet d'augmenter la variabilité du coefficient d'étalonnage  $\alpha_E$  (voir le § 4.1). L'effet du lissage temporel sur la  $T_B$  "VE" est illustré par les figures 4.9.

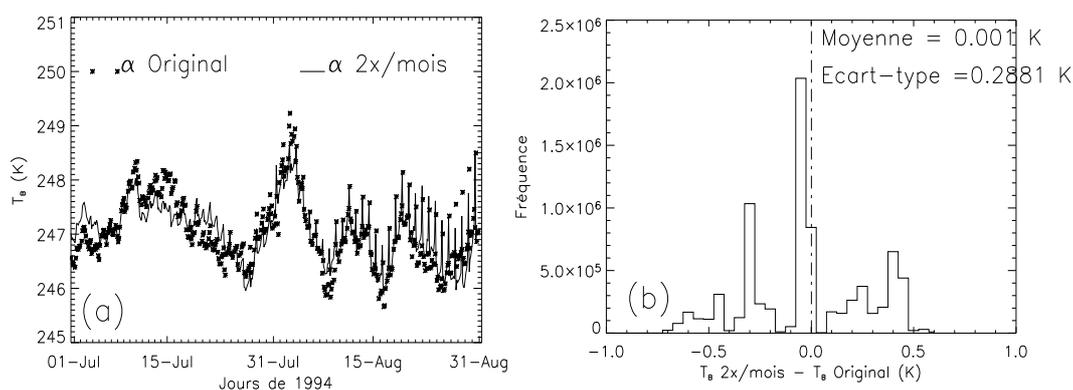


FIG. 4.9 – (a) Série temporelle de la moyenne des  $T_B$  "VE" de la région  $45^\circ\text{O}-45^\circ\text{E}/45^\circ\text{N}-45^\circ\text{S}$  obtenues par les coefficients  $\alpha_E$  (croix) et  $\overline{\alpha_E}$  (trait continu) pour les mois juillet-août 1994.(b) Histogramme cumulé de la différence entre les deux  $T_B$ . Le nombre de pixels cumulés sur les 62 jours est de 7834756.

La figure 4.9(a) présente les deux séries temporelles de  $T_B$  moyennées sur la région  $45^\circ\text{O}-45^\circ\text{E}/45^\circ\text{N}-45^\circ\text{S}$  et obtenues à partir des coefficients opérationnels originaux  $\alpha_E$  d'une part et des coefficients  $\overline{\alpha_E}$  moyennés 2 fois par mois d'autre part. La remarque principale est que le lissage temporel du coefficient d'étalonnage n'a pas d'effet sur la variabilité temporelle saisonnière du signal "VE". Notamment, les minima et maxima se retrouvent aux mêmes dates : le 26 juillet et les 8 et 16 août pour les minima ; le 10 juillet et le 3 août pour les maxima. On retrouve également un cycle diurne fortement prononcé au cours de la dernière quinzaine du mois d'août et qui se retrouve également lorsque l'on détermine la  $T_B$  à partir d'un coefficient moyen unique pour ces 15 jours (fréquence temporelle du lissage). L'histogramme de la figure 4.9(b) permet d'évaluer de manière plus statistique l'erreur due au lissage temporel de  $\alpha_E$ . La répartition de l'erreur est centrée autour de 0K, avec un écart-type moyen d'environ 0,28K. Moins de  $10^5$  points atteignent le maximum de différence de -0,7K alors que le nombre de points cumulés sur la région pendant les 62 jours de la saison juillet-août est presque 80 fois supérieur. Le même type de calcul

a été réalisé pour l'été juillet-août 1995 avec un écart-type de 0,32K et une moyenne proche de 0K.

Les résultats de cette étude révèlent ainsi la faible influence de la haute résolution temporelle du coefficient  $\alpha_E$  sur le calcul de la  $T_B$ . Cette grande variabilité du coefficient d'étalonnage peut donc être considérée comme du bruit par rapport au biais estimé par inter-étalonnage.

#### 4.4.2 Etude du biais d'étalonnage et description de la méthode d'ajustement

Dans le paragraphe 4.2.1, nous avons établi l'équation qui permet de prévoir l'erreur sur l'estimation de la  $T_B$  associée à un compte numérique, lorsqu'une erreur relative est commise sur le coefficient d'étalonnage  $\alpha$ . Nous rappelons ici cette équation :

$$\Delta T_B = -\frac{T_B^2}{B} \times \frac{\Delta \alpha}{\alpha} = -\frac{T_B^2}{B} \times \frac{\Delta R}{R} \quad (4.10)$$

avec  $B=-2266,7K$  pour le filtre MET-5. L'impact du biais relatif d'étalonnage  $\Delta\alpha/\alpha$  sur la  $T_B$  est une fonction non-linéaire de cette même  $T_B$ .

L'objet de cette étude est de déterminer l'erreur relative  $\Delta\alpha/\alpha$  à partir des coefficients de l'étalonnage opérationnel de MET-5 "VE" et de ceux déterminés par B2000 par collocation avec HIRS-12, ces derniers étant considérés comme la référence de correction. On peut définir cet écart relatif par :

$$\frac{\Delta \alpha}{\alpha} = \frac{\alpha_E - \alpha_B}{\alpha_E} = 1 - \frac{\alpha_B}{\alpha_E} \quad (4.11)$$

avec  $\alpha_E$  et  $\alpha_B$  qui sont respectivement les coefficients opérationnels de Eumetsat et ceux de l'inter-étalonnage de B2000.

##### 4.4.2.1 Influence de la variabilité temporelle de $\alpha_E$ sur le biais

Nous avons tout d'abord estimé l'effet d'un lissage temporel du coefficient d'étalonnage  $\alpha_E$  (calcul de  $\overline{\alpha_E}$ ) sur l'estimation du biais. Pour cela, l'écart relatif  $\Delta\alpha/\alpha$  a été calculé à la fois sur les coefficients bimensuels  $\overline{\alpha_E}$  et sur les coefficients originaux  $\alpha_E$ . Les évolutions temporelles des coefficients  $\alpha_E$  et  $\alpha_B$ , sur la période 02/1994 - 07/1996, sont illustrées sur la figure 4.10. En plus des quelques valeurs de  $\alpha_E$  que nous avons écarté (mai 1994 et mai 1996), les coefficients  $\alpha_B$  présentent des données manquantes pour le mois de novembre 1995.

Ainsi qu'on peut le constater sur la figure 4.10, de manière générale les deux coefficients  $\alpha_E$  et  $\alpha_B$  ont la même évolution temporelle sur la période considérée. La croissance progressive entre les mois de septembre 1994 et février 1995 est présente dans les deux cas, de même que les variations de faible amplitude de l'année 1995. Cependant, durant la fin du mois de novembre et le début du mois de décembre 1995 on peut observer une variation de  $\alpha_E$  qui s'écarte de la tendance générale, tandis que le coefficient  $\alpha_B$  de l'inter-étalonnage pour la première quinzaine du mois de décembre ne présente pas de variation notable. De plus, l'évolution particulière de  $\alpha_E$  qui a lieu du 15 avril au 15 juin 1996, que nous

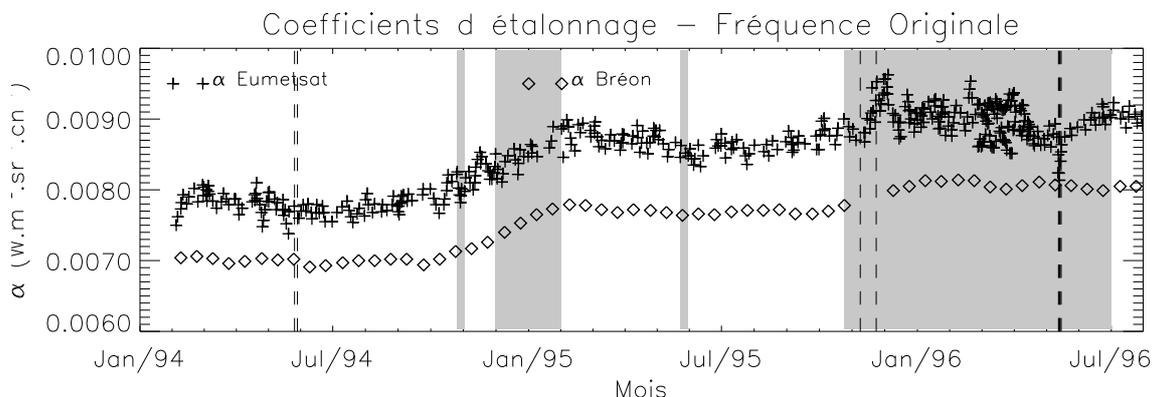


FIG. 4.10 – Série temporelle 02/1994-07/1996 des coefficient d'étalonnage de METEOSAT-5  $\alpha_E$  à la fréquence originale (croix) et  $\alpha_B$  (losanges). Les zones grisées correspondent aux sauts de gain ; les lignes verticales représentent les données manquantes ou erronées.

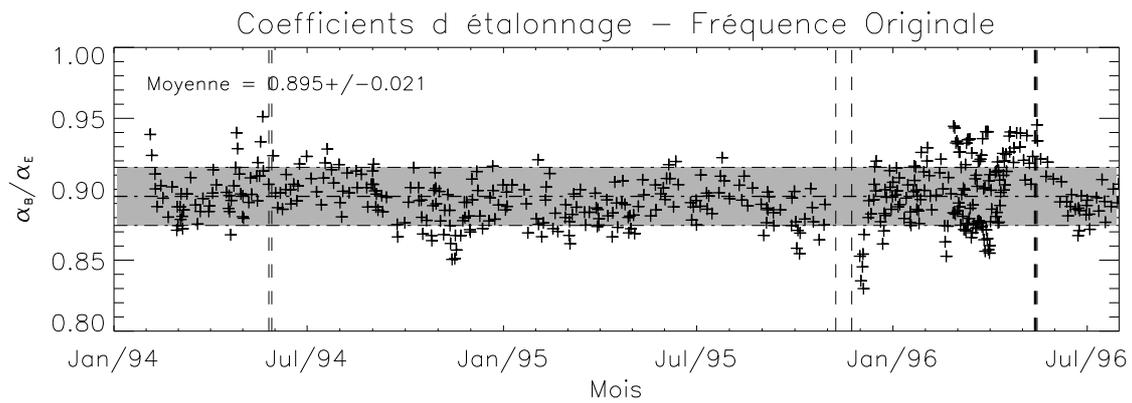
avons mentionné précédemment, n'est pas retrouvée sur la série temporelle de  $\alpha_B$ . On s'attend donc à avoir, pour ces périodes, un rapport des coefficients  $\alpha_B/\alpha_E$  qui s'écarte de la moyenne. Ces courtes périodes n'étant pas référencées comme anormales par l'agence Eumetsat, celles-ci sont conservées par la suite pour l'estimation de la correction.

Le calcul du rapport  $\alpha_B/\alpha_E$ , à partir des coefficients de l'étalonnage opérationnel originaux  $\alpha_E$ , a été réalisé en dupliquant les coefficients  $\alpha_B$  bimensuels pour qu'à chaque instant, à un  $\alpha_E$  lui corresponde un  $\alpha_B$ . L'évolution temporelle de ce rapport est représentée sur la figure 4.11(a). Le rapport  $\alpha_B/\overline{\alpha_E}$  utilisant les coefficients lissés est, quant à lui, représenté sur la figure 4.11(b).

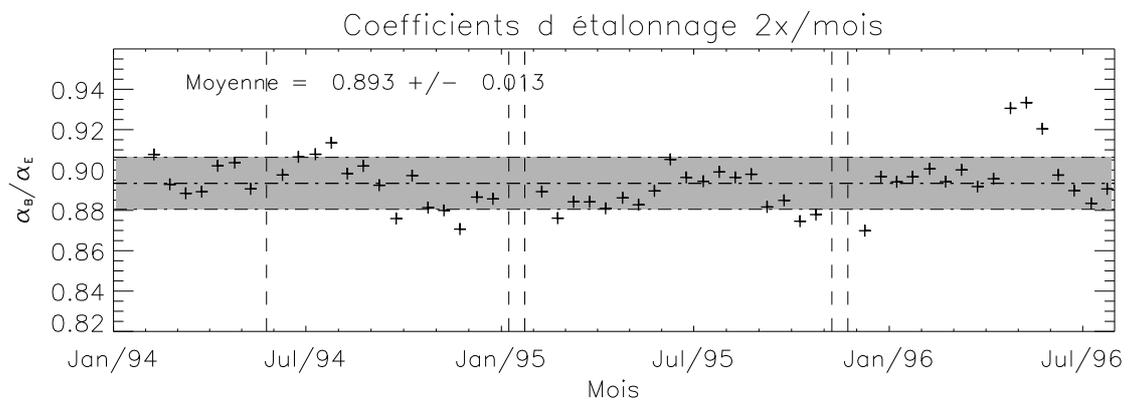
Dans le cas où les coefficients bruts  $\alpha_E$  sont utilisés (figure 4.11(a)), la moyenne du rapport  $\alpha_B/\alpha_E$  est 0,895 avec un écart-type de 0,021 autour de cette valeur moyenne. Comme discuté précédemment, les rapports calculés pour le mois de décembre 1995 et pour la période du 15 avril au 15 juin s'écartent de l'écart-type d'environ 0,03. La variabilité de la période de l'équinoxe de Printemps autour du mois de mars 1996 est également restituée avec toutefois la majorité des points qui se situent dans l'écart-type.

L'utilisation des coefficients bimensuels  $\overline{\alpha_E}$  (figure 4.11(b)) induit une faible différence de  $2.10^{-3}$  dans le calcul du rapport moyen par rapport à la moyenne calculée précédemment avec les coefficients bruts. En effet, la moyenne est 0,893 et l'écart-type est de 0,013. On retrouve également les quelques points du mois de décembre 1995 et du Printemps 1996 qui s'écartent de la moyenne (5% du signal moyen). Le lissage du coefficient d'étalonnage  $\alpha_E$  a donc pour effet principal de diminuer le bruit autour de la moyenne, ce qui s'exprime par un écart-type une fois et demi plus petit.

Le gain principal du lissage temporel du coefficient d'étalonnage apparaît principalement dans la diminution de l'écart-type moyen estimé sur le rapport des deux coefficients, d'environ  $8.10^{-3}$ . Sur des températures de brillance qui varient dans un intervalle de 220 à 300 K, l'erreur due à cette différence d'écart-type varie entre 0,15 (à 220 K) et 0,3 K (à 300 K), c'est-à-dire moins de 0,1% de la  $T_B$  sur laquelle on estime l'erreur.



(a)



(b)

FIG. 4.11 – (a) Série temporelle du rapport  $\alpha_B/\alpha_E$  pour les coefficients originaux. (b) Série temporelle du rapport  $\alpha_B/\alpha_E$  pour les coefficients lissés bimensuels. La zone grisée représente la moyenne  $\pm$  un écart-type ; les lignes verticales représentent les données manquantes ou erronées.

#### 4.4.2.2 Description de la méthode d'ajustement du biais

Le but de l'étude est la réduction du biais des données VE des satellites METEOSAT afin d'avoir une base de données VE normalisée par rapport au capteur HIRS-12. A partir des coefficients de référence de B2000, nous pouvons donc estimer la correction à mettre en oeuvre, dans un premier temps sur les deux ans de travail, puis, par continuité, sur les 13 ans de données MET-5.

Dans cette optique, la correction à réaliser est :

$$\alpha_E^* = \alpha_B = \epsilon \times \alpha \quad (4.12)$$

où  $\alpha_E^*$  est le coefficient d'étalonnage corrigé, et  $\epsilon$  est la valeur moyenne du rapport des deux coefficients estimé précédemment.  $\alpha$  représente le coefficient d'étalonnage à ajuster.

De part sa méthode d'estimation, le facteur correctif  $\epsilon$  est applicable directement sur toutes les observations MET-5, et ainsi sur la base de données MET-5 complète. Cependant, l'application de ce facteur est plus ou moins directe : on peut choisir de corriger à la fois la variabilité temporelle de l'étalonnage, par l'intermédiaire du calcul de  $\overline{\alpha_E}$ , ou bien considérer les coefficients originaux.

Ainsi que nous l'avons déterminé dans le paragraphe précédent, le lissage temporel des  $\alpha_E$  qui est proposé par B2000 permet d'estimer, à  $2.10^{-3}$  près, un facteur correctif  $\epsilon$  identique à celui trouvé par l'utilisation des coefficients bruts avec toutefois un écart-type plus faible.

Pour appliquer de façon cohérente le facteur correctif  $\epsilon$  estimé à partir des coefficients moyennés  $\overline{\alpha_E}$ , les radiances "VE" à ré-étalonner doivent être, elles aussi, calculées à partir de coefficients moyens. Ce type de correction nécessite donc un traitement complet de la base de données homogène de la façon suivante :

1. Calcul des coefficients  $\overline{\alpha_E}$  à la fréquence de 2 par mois, soit par interpolation (07/1983 - 08/1987) soit par calcul de moyenne (09/1987 - 02/1997) et détermination des radiances "VE" à partir des comptes numériques initiaux ;
2. Homogénéisation d'une nouvelle base de données de radiances "VE" MET-5 ;
3. Ajustement des radiances  $R_E$  ré-étalonnées selon :

$$\alpha^* = \epsilon \times \overline{\alpha_E} \Rightarrow R^* = \epsilon \times R_E \quad (4.13)$$

avec, dans ce cas,  $\epsilon = 0,893$ .

Et calcul des  $T_B^*$  associées par la loi de régression :

$$T_B^* = \frac{B}{\text{Ln}(R^*) - A} \quad (4.14)$$

La seconde méthode consiste à procéder directement à l'ajustement à partir des radiances "VE" homogènes, sans tenir compte de la variabilité du coefficient d'étalonnage, c'est-à-dire en calculant uniquement :

$$R^* = \epsilon' \times R_E \Rightarrow T_B^* = \frac{B}{\text{Ln}(R^*) - A} \quad (4.15)$$

avec, cette fois, le coefficient correctif  $\epsilon' = 0,895$ .

La figure 4.12 illustre les résultats obtenus par ces deux méthodes appliquées sur les mois de juillet-août des années 1994 et 1995, pour toute la région d'observation  $45^\circ\text{O}-45^\circ\text{E}/45^\circ\text{N}-45^\circ\text{S}$ .

Ces résultats montrent que l'utilisation des coefficients  $\overline{\alpha_E}$ , bien qu'offrant une diminution du bruit

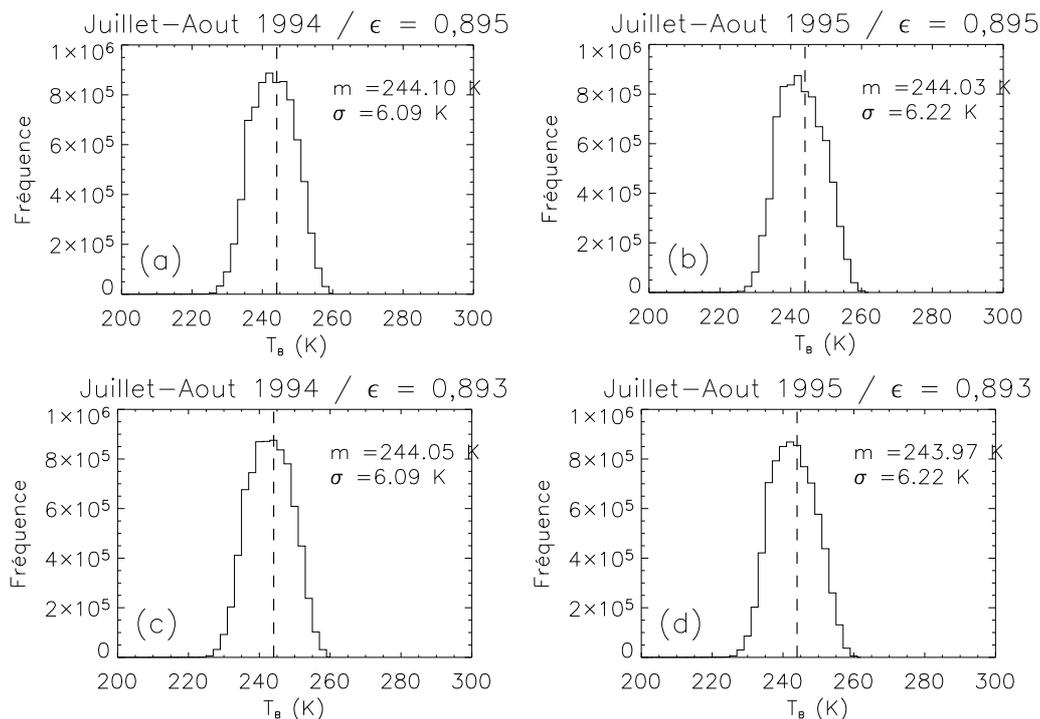


FIG. 4.12 – Distribution des  $T_B$  "VE" de la région  $45^\circ\text{O}-45^\circ\text{E}/45^\circ\text{N}-45^\circ\text{S}$  pour deux saisons juillet-août (1994 et 1995). Calculs réalisés à partir des facteurs correctifs  $\epsilon'$  (a et b) et  $\epsilon$  (c et d) selon les deux méthodes proposées.

apporté par la haute fréquence de la mise à jour de l'étalonnage opérationnel de Eumetsat, n'apporte rien de significatif par rapport à la correction en elle-même. Un écart de 0,05K apparaît sur le calcul des moyennes des  $T_B$ , pour les deux saisons testées, entre la correction appliquée directement sur les radiances (figures 4.12(a) et 4.12(b)) et la correction appliquée sur des radiances corrigées de la variabilité de  $\alpha_E$  (figures 4.12(c) et 4.12(d)). De plus, on peut observer que l'écart-type reste le même pour les deux méthodes proposées.

Pour ces raisons, la méthode d'ajustement de l'étalonnage que nous mettons en oeuvre sur la base de données "VE" homogènes consiste à corriger de façon systématique les radiances "VE", sur la base du facteur correctif  $\epsilon'$ .

### 4.4.3 Application à la période juillet 1983 - février 1997

A partir de l'équation 4.15 du paragraphe précédent, les radiances "VE" homogènes MET-5 sont inter-étalonnées avec les mesures "VE" HIRS-12/NOAA-12.

Les figures 4.13 et 4.14 illustrent l'effet de la correction de l'étalonnage opérationnel pour l'année 1992, sur la région [45°O-45°E/45°N-45°S] : les statistiques de la correction appliquée sur 2 jours (1<sup>er</sup> mars et 1<sup>er</sup> juillet) sont résumées sur la figure 4.13 ; les variabilités annuelles, avant et après la correction, sont présentées en données journalières sur la figure 4.14. Les données de  $T_B$  utilisées ont été préalablement clarifiées, et seuls les pixels de ciel clairs et de nuages bas sont conservés (voir le chapitre 4 sur la clarification des données "VE").

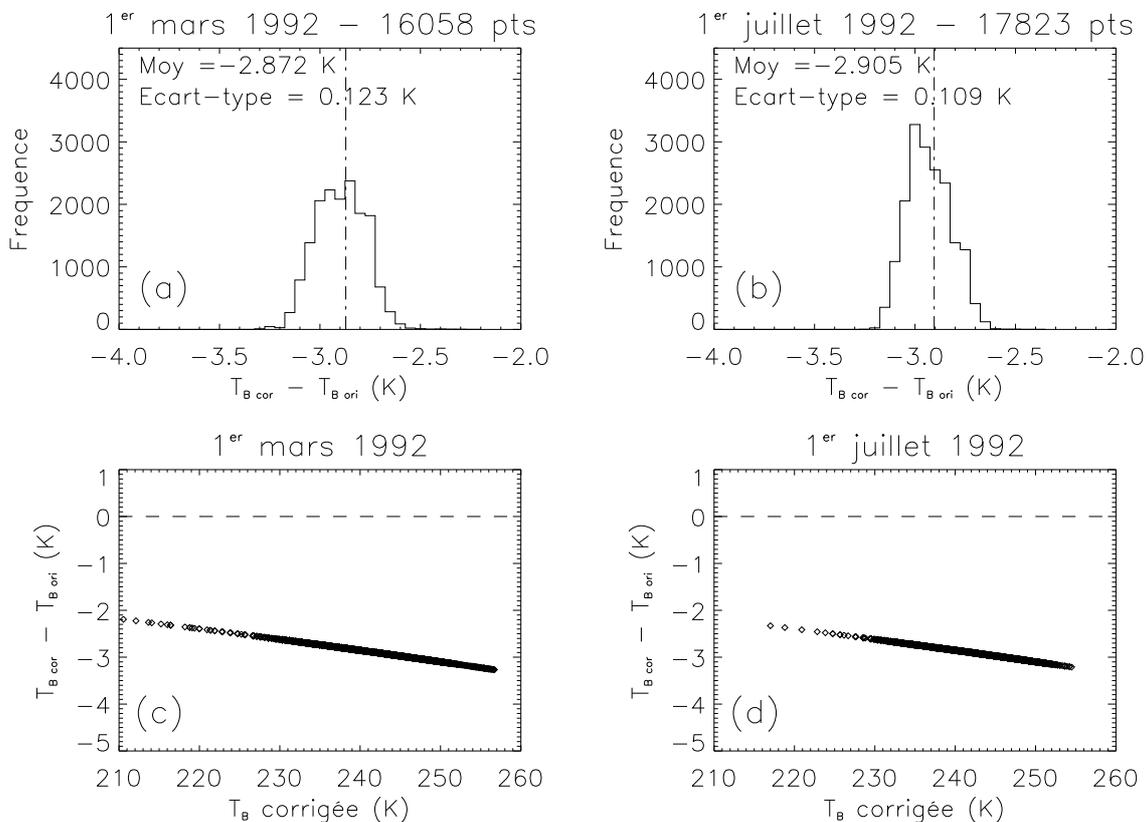


FIG. 4.13 – Série du haut : Histogrammes des écarts entre les  $T_B$  MET-5 "VE" initiales et ré-étalonnées pour deux images de 1992 : le 1<sup>er</sup> mars (a) et le 1<sup>er</sup> juillet (b). Série du bas : écart entre les  $T_B$  MET-5 "VE" initiales et ré-étalonnées, en fonction de la  $T_B$  "VE" ré-étalonnée pour les deux mêmes images : le 1<sup>er</sup> mars (c) et le 1<sup>er</sup> juillet (d).

En moyenne sur la région considérée, la correction appliquée est environ égale à 2,9K, pour les deux jours considérés, à deux époques différentes de l'année (figures 4.13(a) et (b)). Dans les deux cas, la différence des  $T_B$  après et avant la correction est comprise entre -3,7K et -2,6K. Ainsi, l'application

pixel par pixel de l'équation de correction 4.15 permet de tenir compte précisément de la dépendance linéaire de l'erreur à la valeur de  $T_B$ . Les figures 4.13(c) et (d) illustrent cette forte dépendance : pour les deux mois considérés, à 220K la correction est d'environ -2,3K tandis qu'à 250K la correction atteint environ -3,1K.

La correction est tout d'abord appliquée de façon systématique sur l'année complète 1992, à la résolution de la base de données "VE" (0,625°, 8 fois par jour). Le résultat est présenté sur la figure 4.14. La figure 4.14(a) montre les évolutions saisonnières moyennes de la  $T_B$  originale et de la  $T_B$  corrigée du biais d'étalonnage en moyenne dans la région [45°O-45°E/45°N-45°S]. L'évolution de l'écart entre les deux  $T_B$  est présentée sur la figure 4.14(b). Tout d'abord, on peut constater que la variabilité annuelle de la  $T_B$  est conservée en moyenne sur la région considérée (figure 4.14(a)). Le réchauffement du signal mesuré pendant la saison de l'été boréal, de juin à septembre est présent, de même que l'oscillation marquée du signal au début de l'année, pendant les mois de janvier à avril.

La série temporelle de l'écart entre la  $T_B$  originale et la  $T_B$  ré-étalonnée révèle une cohérence avec les estimations précédentes réalisées sur deux mois (figure 4.14(b)) : la moyenne de la correction est d'environ -2,9K, et elle est plus importante pendant les mois d'été boréal que pendant les mois d'hiver boréal. Ceci est lié à une occurrence plus importante des  $T_B$  chaudes pendant l'été, par la présence de grande zones sèches dans les régions subtropicales.

Finalement, la correction du biais d'étalonnage est appliquée de façon systématique sur la base de données complète juillet 1983 - février 1997. La figure 4.15 permet d'appréhender l'effet de cette correction, en moyennes mensuelle et régionale sur la zone d'intérêt. De la même façon que pour l'année 1992, la correction de l'étalonnage n'a pas d'effet sur le cycle interannuel de la  $T_B$  "VE". Sur cette longue série temporelle on retrouve également le cycle saisonnier caractéristique de cette région moyenne, avec des  $T_B$  chaudes en été, et froides en hiver.

## 4.5 Conclusions

Diverses évaluations de la qualité des observations "VE" de METEOSAT ont conduit à révéler un biais systématique dans les données. Ceci a été montré à la fois par inter-étalonnage avec des capteurs stables comme HIRS-12 ou SSM/T-2 et dans le processus de contrôle des radiances pour l'assimilation dans le modèle de prévision du CEPMMT. Ce biais est estimé, pour les radiomètres à bord des satellites MET-5 et MET-7, à 3K, en moyenne sur la zone d'observation. Bien que ce biais chaud, non négligeable, ne soit pas encore totalement expliqué, il est probablement lié à l'étalonnage mis en oeuvre à Eumetsat.

Dans ce chapitre, nous avons proposé une méthode d'ajustement des mesures du canal "VE", basée sur l'étude de Bréon *et al* [2000], en utilisant les mesures du sondeur HIRS-12/NOAA-12 comme référence d'étalonnage. Cette méthode d'ajustement, établie sur deux ans de données, est valable sur les 13 ans d'observations. En effet, nous avons à notre disposition une base de données "VE" METEOSAT homogène, de  $T_B$  équivalentes aux données observées par MET-5 [Picon *et al.*, 2003]. Cette base de données couvre la période juillet 1983 - février 1997 et donne accès à une haute résolution spatiale (0,625°)

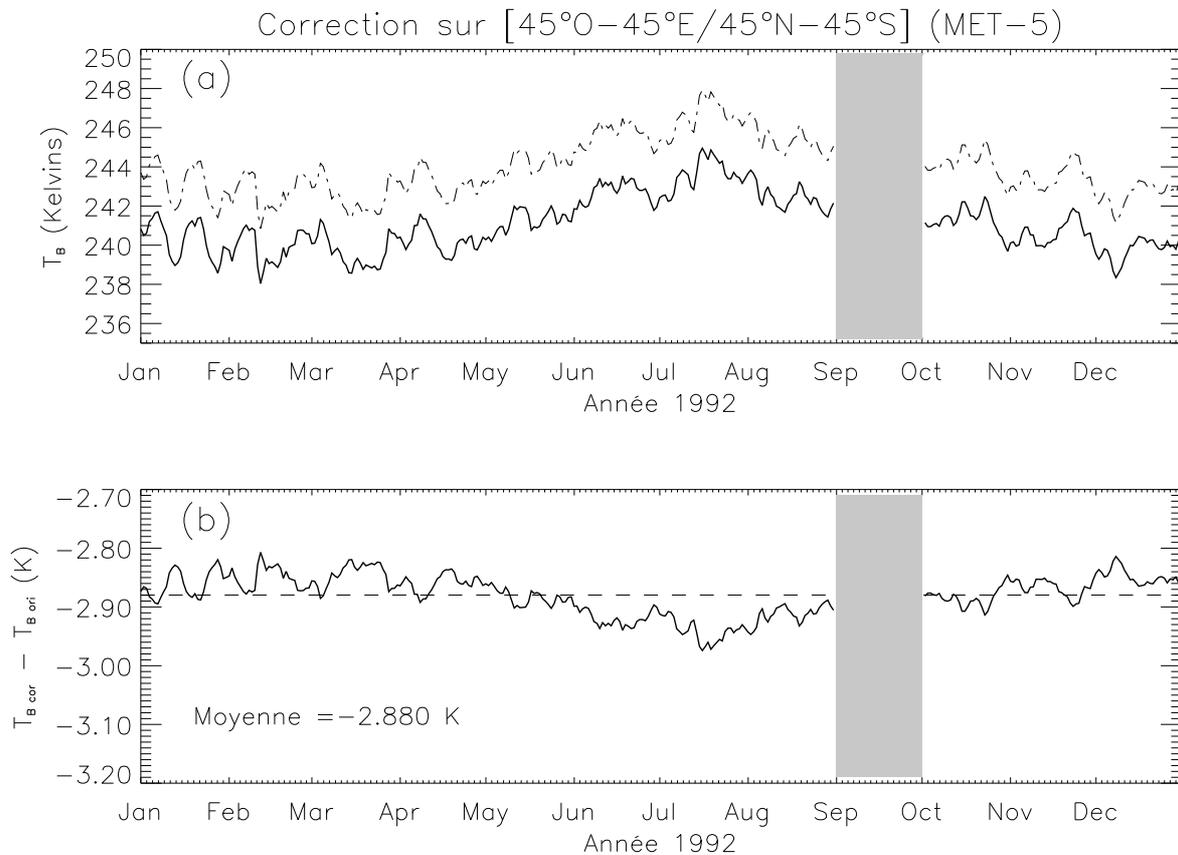


FIG. 4.14 – Séries temporelles des  $T_B$  moyennes MET-5 "VE" sur la région  $[45^{\circ}\text{O}-45^{\circ}\text{E}/45^{\circ}\text{N}-45^{\circ}\text{S}]$  en moyennes journalières sur l'année complète 1992 avant (trait pointillé) et après (trait continu) ré-étalonnage. L'espace grisé représente les données manquantes.

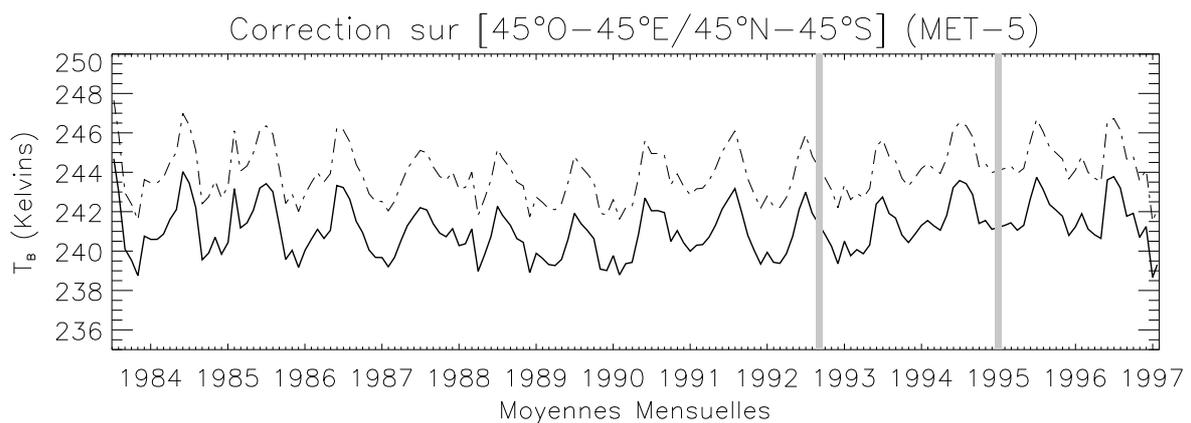


FIG. 4.15 – Idem que la figure 4.14, pour des données de  $T_B$  en moyennes mensuelles sur la période 07/1983-02/1997.

et temporelle ( $\Delta t = 3\text{h}$ ) des  $T_B$  "VE". Cette base de données est donc prise comme référence pour l'application de la méthode de correction du biais.

La méthode présentée dans ce chapitre permet ainsi d'avoir accès à une base de données dont l'étalonnage est cohérent avec celui, plus stable temporellement, de HIRS-12. On verra par la suite (chapitre 6), que cette correction d'étalonnage permet de comparer de façon cohérente les champs d'humidité (FTH) déduites des données METEOSAT et celles déduites des données HIRS-12.

Dans le chapitre suivant, nous détaillons la procédure de clarification des images "VE" METEOSAT pour la sélection des scènes de ciel clair et de nuages bas, ceux-ci affectant peu la  $T_B$  "VE". Cette procédure de clarification constitue la dernière étape de construction de la base de données FTH MET-5 couvrant la période juillet 1983 - février 1997.



## Chapitre 5

# Clarification des observations "Vapeur d'Eau"

### 5.1 Introduction

L'objet de ce chapitre est la construction d'une base de données de  $T_B$  "VE" METEOSAT de ciel clair, qui sera par la suite interprétée en FTH selon l'algorithme d'inversion décrit dans le chapitre 3, et dont les caractéristiques climatologiques nous servirons, par la suite, à évaluer la qualité des simulations de Modèles de Circulation Générale.

Les mesures du canal "VE" de METEOSAT, centré à  $6,3\mu\text{m}$ , sont peu affectées par la présence de nuages bas [e.g. Schmetz et Turpeinen, 1988], contrairement aux mesures satellites de radiomètres observant à d'autres longueurs d'ondes (IR ou VIS). Cette spécificité des mesures "VE" permet d'établir une méthodologie de sélection de scènes plus élaborée que les masques de nuages plus répandus, dont sont issus notamment les produits de radiances de ciel clair (CCR -*clear column radiances*-) produites par le NESDIS (National Environmental Satellite Data and Information Service) et issus des analyses des mesures du sondeur AIRS, d'après la méthode développée par McMillin et Dean [1982].

Nous décrivons dans ce chapitre une méthode originale de sélection des scènes, méthode que nous avons mise en oeuvre sur la base de données long-terme MET-5. Ce travail repose sur l'exploitation des informations sur la nébulosité disponibles dans les données DX de l'ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project, [Schiffer et Rossow, 1983]). Après une description des caractéristiques de la climatologie ISCCP pour les régions tropicales, nous présentons une estimation quantitative des conséquences de l'échantillonnage des scènes de nuages bas pour la construction de la base de données de ciel clair.

## 5.2 Influence des nuages dans le canal "Vapeur d'Eau"

### 5.2.1 Description des algorithmes de détection des nuages

L'un des objectifs primordial de l'analyse des données satellitales est de déterminer la variation de la couverture nuageuse, les nuages ayant un rôle clef dans le mécanisme de régulation de l'équilibre du bilan radiatif de la Terre [Ramanathan *et al.*, 1989 ; Stephens et Greenwald, 1990(b) ; Wielicki *et al.*, 1995, etc.]. Ainsi, un aspect essentiel de ce travail est la construction de bases de données séparant les scènes de ciel clair de celles nuageuses. Différentes approches, basées sur l'analyse des radiances, existent dans la littérature :

1. La **méthode de cohérence spatiale** développée par Coakley et Bretherton [1982] utilise la faible variabilité spatiale de la radiance IR des zones de ciel clair et des zones totalement recouvertes de nuages. L'analyse des radiances de chaque segment d'une grille de mesures, dont la résolution spatiale est dégradée, permet de distinguer les scènes claires de celles dont la couverture nuageuse est totale. Les scènes de couverture partielle ayant une variance spatiale plus élevée forment une "arche" qui relie les deux extrêmes. Les limitations de ce type d'analyse sont essentiellement imposées par la résolution spatiale nominale de l'instrument de mesure et par la présence de plusieurs couches nuageuses émettant chacune à différentes  $T_B$  et pouvant fausser l'analyse de l'arche. La méthode de cohérence spatiale a été, par la suite, reprise et adaptée par Soden et Bretherton [1993] pour les observations "VE" de GOES, en combinant les arches des mesures "VE" et celles de l'IR ( $\simeq 11\mu\text{m}$ ).
2. Les **tests de seuils** reposent sur la comparaison de radiances satellitales avec des seuils déterminés soit par des calculs auxiliaires de transfert radiatif, soit selon le type de surface. Ainsi, dans leur étude sur l'interaction des systèmes nuageux tropicaux et de la FTH, Udelhofen et Hartmann [1995] ont procédé à la clarification des images "VE" de GOES-7 en comparant les mesures IR de GOES-7 et 3 types de températures de brillance IR (ciel clair, nuage dont le sommet est à 700hPa ou à 600hPa) simulées à partir des profils issus des analyses du Centre Européen. La méthode de clarification du NESDIS, dite "N\*", développée par McMillin et Dean [1982] permet d'extraire, à l'aide de tests effectués sur des mesures microondes et IR, les radiances de ciel clair (CCR) sur des scènes dont la couverture nuageuse est partielle. Cette dernière méthode, utilisant des mesures multi-spectrales, a été appliquée par Stubenrauch *et al.* [1999(a)] dans la mise en oeuvre de l'analyse de la nébulosité par l'algorithme 3I [Chédin *et al.*, 1985], pour les données du sondeur HIRS. Dans ce cas, les données multi-spectrales utilisées proviennent de 3 canaux IR de HIRS ( $3,7\mu\text{m}$ ,  $4\mu\text{m}$ , et  $11\mu\text{m}$ ) et des mesures simultanées de l'instrument MSU (Microwave Sounding Unit), sondant à travers la couche nuageuse.
3. Enfin, l'**analyse multi-spectrale** des mesures VIS, IR et "VE" de METEOSAT, combinée à des calculs de transfert radiatif utilisant les prévisions du Centre Européen, est appliquée à l'agence

Eumetsat dans le but d'établir une classification des scènes (*clusters*) selon la variance des radiances [e.g. Schmetz et Turpeinen, 1988 ; Roca, 2000]. Le produit de radiances de ciel clair (CSR -*clear sky radiances*-) issu de cette classification est disponible sur une grille de résolution dégradée composée de scènes de  $3 \times 3$  pixels.

La méthode que nous proposons ici est une méthode simple utilisant les informations du produit ISCCP-DX. Les données DX, disponibles à l'échelle du pixel d'observation du satellite, permettent en effet de conserver la haute résolution spatio-temporelle de la base de données "VE", qui est son atout majeur (chapitre 4, § 4.3). De plus, nous n'avons pas à notre disposition des mesures complémentaires d'autres canaux METEOSAT autorisant une analyse locale multi-spectrale, telles celles présentées ci-dessus, et couvrant la période 1983-1997 de la base de données. Les analyses ISCCP-DX donnent accès à des informations sur la couverture nuageuse utilisées comme références de climatologie, et disponibles depuis 1983 [e.g. Rossow et Schiffer, 1999 ; Stubenrauch *et al*, 1999(a)]. Une description de la méthode ISCCP d'analyse de la nébulosité est présentée en Annexe B (§ B.3)

### 5.2.2 Caractéristiques de la fonction de poids "Vapeur d'Eau"

Dans le chapitre 2 nous avons introduit la notion de fonction de poids d'un instrument qui permet de déterminer, dans des conditions de ciel clair, la couche de l'atmosphère contribuant à la mesure. Nous avons caractérisé cette fonction de poids pour le canal "VE" de METEOSAT et nous avons présenté sa variabilité selon le type d'atmosphère (figure 2.6). L'interprétation du signal repose en grande partie sur les conditions thermodynamiques de l'atmosphère ( $T, q$ ). Les fonctions de poids que nous avons pris en exemple montrent en effet que l'altitude de leur maximum diminue avec l'assèchement de la troposphère libre, tandis que, dans un même temps, l'épaisseur de la couche observée augmente. Pour ces 3 cas, la limite inférieure de la couche donnant au minimum 10% de contribution au signal évolue de 500hPa dans le cas le plus humide à 750hPa dans le cas le plus sec. Ainsi, non seulement la surface ne contribue pas au rayonnement mesuré dans la bande "VE", mais c'est également le cas pour les plus basses couches de l'atmosphère, à partir de 700-750hPa.

L'allure de la fonction de poids "VE" de ciel clair amène à faire l'hypothèse que la présence d'un nuage dans les plus basses couches de l'atmosphère ne va pas, ou va peu, influencer le signal mesuré dans la bande "VE". Ceci est confirmé qualitativement par l'analyse de l'imagerie satellitale MET-8 des figures 5.1 présentant, pour une même scène observée au-dessus du bassin de Guinée, les images d'un canal VIS (0,56-0,71 $\mu$ m), d'un canal IR (9,8-11,8 $\mu$ m) et du canal "VE" centré à 6,2 $\mu$ m (5,35-7,15 $\mu$ m).

On peut remarquer sur les figures 5.1(a) et (b), présentant les observations dans les bandes VIS et IR, différents types de nuages tels que les nuages de convection profonde associés aux lignes de grain de la mousson d'Afrique de l'Ouest, ainsi que de nombreux nuages côtiers et marins dans les bassins de Guinée et de l'Angola. Cette même scène observée dans la bande "VE" (figure 5.1(c)) révèle des correspondances : les nuages convectifs de la Zone de Convergence Inter-Tropicale ainsi que la plupart

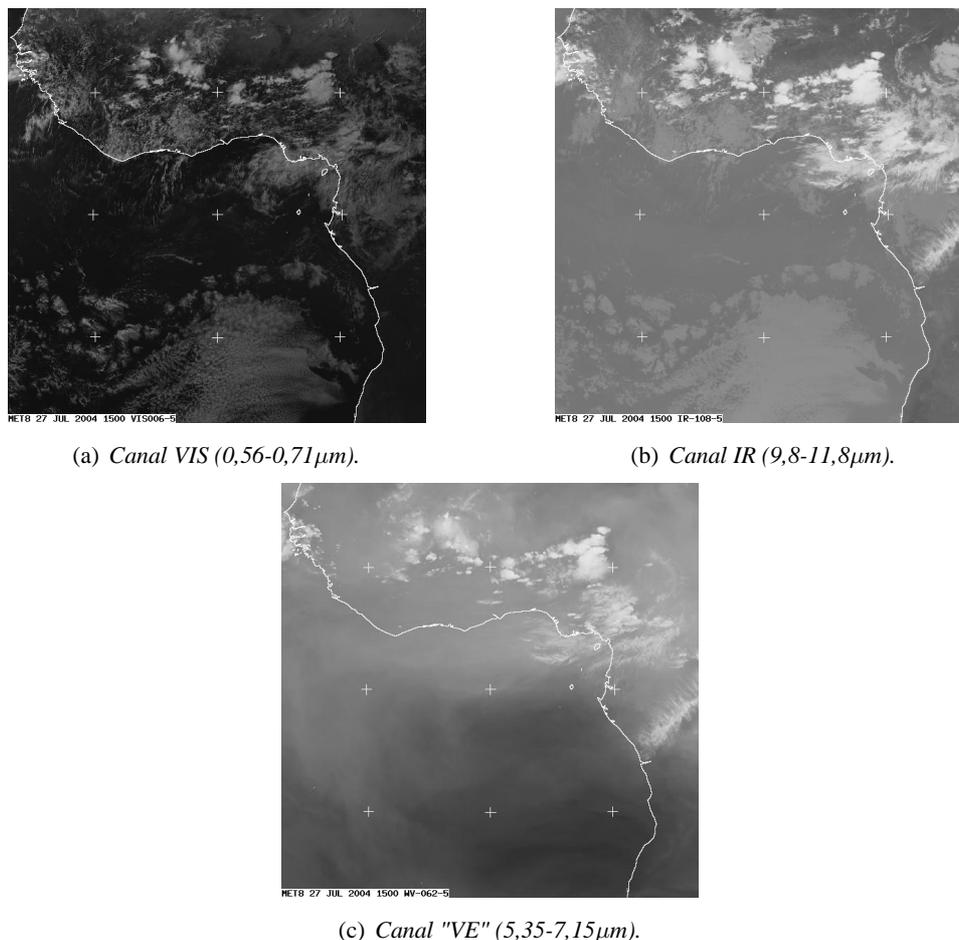


FIG. 5.1 – Images du 27 juillet 2004 à 15h de 3 canaux de MET-8 (MSG) dans la région des bassins de Guinée et de l'Angola. Images provenant du site web [www.eumetsat.de](http://www.eumetsat.de)

des nuages du bassin de Guinée. Néanmoins, les nuages du bassin de l'Angola, qui sont des nuages de basse altitude, ne ressortent pas de l'imagerie "VE".

Le produit CSR de l'agence Eumetsat que nous avons présenté brièvement dans le paragraphe 5.2.1 précédent, est non seulement constitué de pixels de ciel clair mais également de pixels contenant des nuages bas. Les données UTH fournies par Eumetsat proviennent directement de l'inversion de ces scènes considérées comme du ciel clair par le radiomètre "VE" [e.g. Van de Berg *et al.*, 1991]. La méthode que nous proposons ici repose également sur l'échantillonnage des pixels de nuages bas dans la construction de la base de données "VE" de ciel clair. Dans le paragraphe suivant, nous présentons une étude préliminaire à cet échantillonnage des scènes. Cette étude idéalisée nous permet d'estimer l'influence théorique d'un nuage épais sur la  $T_B$  "VE", selon l'altitude de ce nuage dans l'atmosphère.

### 5.2.3 Estimation de l'influence d'un nuage épais sur la $T_B$ dans un cas idéalisé

En présence d'un nuage, le signal "VE" représente l'émission de rayonnement au sommet de celui-ci. Selon son altitude, la présence d'un nuage atténue plus ou moins fortement le rayonnement IR émis vers le satellite : la  $T_B$  mesurée par le satellite sera d'autant plus faible, par rapport à des mesures de ciel clair, que le nuage se trouvera à des niveaux élevés de la troposphère. La vapeur d'eau située au-dessus du nuage contribue néanmoins à la mesure et module le signal.

Ce que nous cherchons à déterminer dans cette partie est l'impact des nuages bas sur la  $T_B$  de ciel clair, en utilisant l'outil de calcul radiatif RTTOV-7. Nous avons mené cette étude dans le cadre général de l'hypothèse des corps gris. Dans cette hypothèse, l'émissivité des nuages est une fonction du contenu intégré en eau liquide et en glace. Cette hypothèse des corps gris ainsi que le traitement des nuages dans le modèle RTTOV-7 sont détaillés en Annexe B (§ B.1). Dans le cas présent, l'analyse est centrée sur l'introduction d'un nuage épais, assimilé à un corps noir, dans une atmosphère idéalisée.

La méthode de calcul de l'effet d'un nuage sur la  $T_B$  repose sur les étapes suivantes, appuyées par la figure 5.2 :

1. Le nuage est représenté par un corps noir mono-couche dans la maille du modèle de transfert radiatif. Ce corps noir est caractérisé par une altitude  $z_i$ , une couverture horizontale  $n_i=100\%$  dans la maille et une émissivité  $\epsilon_i=1$ . Ainsi, à chaque niveau  $z_i$ , la couverture efficace  $n_i^* = \epsilon_i \times n_i$  du nuage dans le modèle est égale à 1.
2. Le modèle RTTOV-7 simule la  $T_B$  nuageuse (notée  $T_B(nua)$ ) associée à la présence de ce nuage dans une atmosphère définie par les profils de température  $T$  et d'humidité RH ;
3. L'étape n°2 est réalisée pour chaque niveau vertical  $i$  (i.e. pour chaque  $z_i$ ) de l'atmosphère considérée afin de constituer un profil vertical de  $T_B(nua)$  ;
4. Ce profil est ensuite comparé à la  $T_B$  "VE" simulée par le modèle en considérant simplement des conditions de ciel clair (notée  $T_B(cc)$ ).

Cette méthodologie est appliquée pour deux profils synthétiques schématisant les régimes rencontrés dans les régions subtropicales où les nuages bas sont principalement détectés. La distribution de l'humidité relative des régions subtropicales de la zone METEOSAT est illustrée sur la figure 5.3. Sur cette figure sont présentées des coupes méridiennes réalisées pour les mois de juillet 1984 et 1992, de l'humidité relative moyennée dans la bande de longitude  $[10^\circ\text{O}-10^\circ\text{E}]$ , les données provenant des ré-analyses NCEP. Comme on peut le constater sur ces deux coupes, la région de l'Océan Atlantique, située au Sud de la latitude  $5^\circ\text{N}$ , présente une couche limite très humide avec des valeurs d'humidité relative supérieures à 70% jusque 900hPa, tandis que l'humidité relative de la moyenne et haute troposphère prend des valeurs très faibles, inférieures à 10% dans la couche 700-300hPa en juillet 1984 (figure 5.3(gauche)) et dans la couche 600-400hPa en juillet 1992 (figure 5.3(droite)).

Les deux profils synthétiques sont construits à partir d'un profil tropical standard dont nous avons modifié la troposphère libre et sont représentés sur la figure 5.4(a). Les extrémités des profils (surface-800hPa ; 100hPa-sommet de l'atmosphère) sont ainsi celles du profil tropical standard. De plus, leur

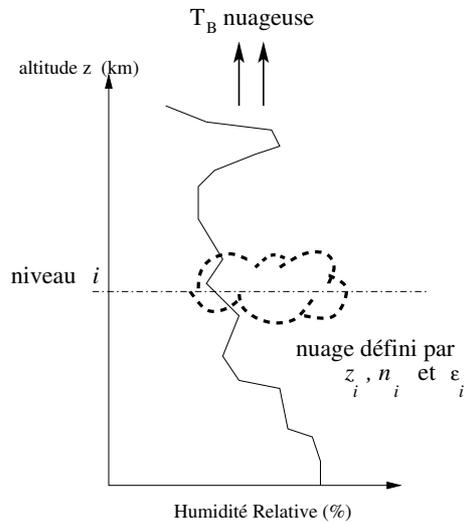


FIG. 5.2 – Modélisation de l'atmosphère pour le calcul de la  $T_B$  nuageuse dans le modèle RTTOV-7 : un nuage noir mono-couche est présent dans la maille du modèle. Le profil vertical représente un profil d'humidité relative.

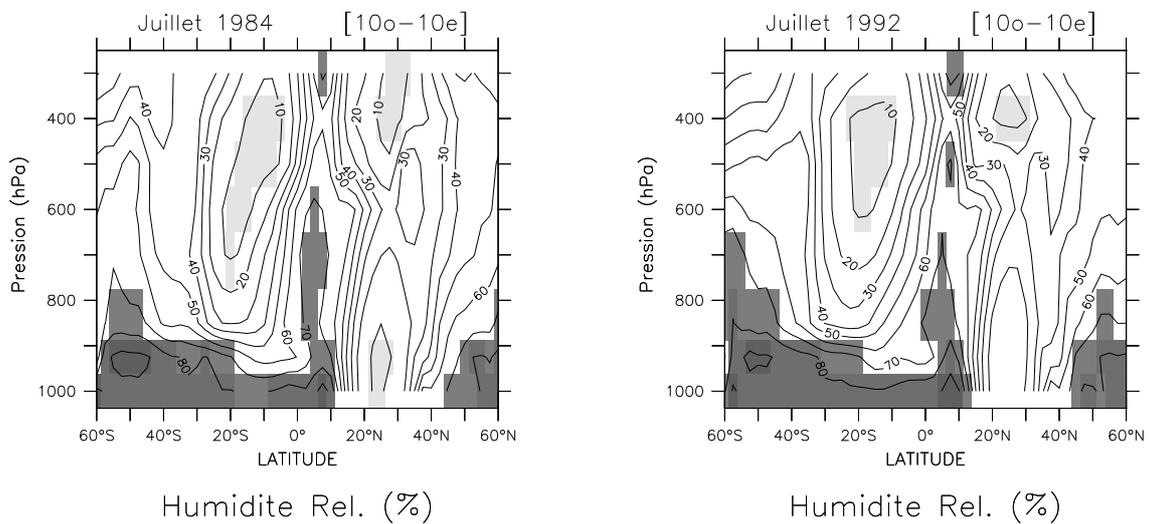


FIG. 5.3 – Coupes méridiennes de l'humidité relative, en %, dans la bande [10°O-10°E] pour les mois de juillet 1984 (gauche) et 1992 (droite). L'intervalle est de 10% et les zones grisées soulignent les régions de  $RH \leq 10\%$  (clair) et de  $RH \geq 70\%$  (foncé). Les données sont issues des ré-analyses NCEP [Kalnay et al., 1996].

couche limite prend des valeurs de RH supérieures à 70%, ce qui permet d'être cohérent avec les observations de la figure 5.3. Les deux profils synthétiques utilisés dans cette étude sont présentés sur la figure 5.4(a). Le premier profil est caractérisé par une atmosphère de FTH égale à 20%. Le second profil est plus sec, de FTH égale à 2%. Bien que particulièrement sec, ce type de profil de FTH inférieure à 5% est fréquemment rencontré dans les régions de subsidence subtropicales, comme nous le verrons par la suite dans le chapitre 6.

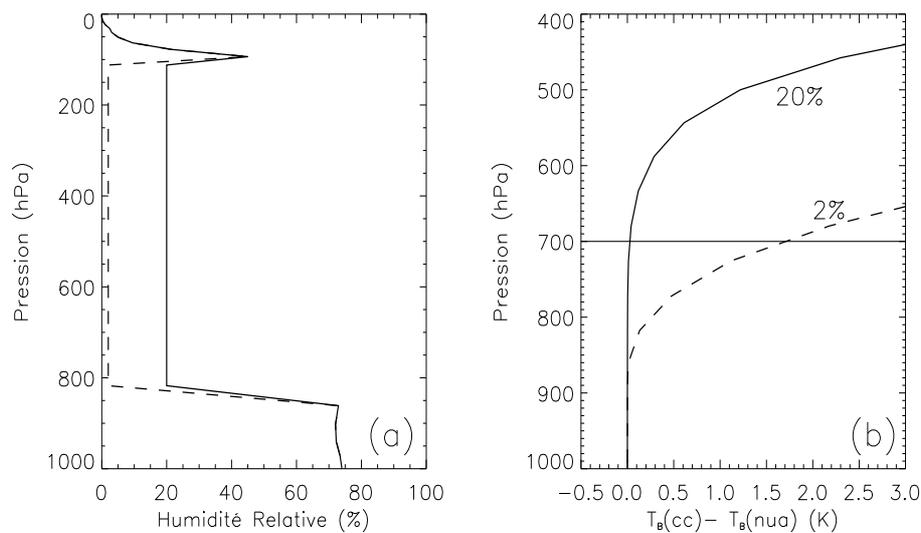


FIG. 5.4 – (a) Profils verticaux d'humidité relative tels que  $FTH=2\%$  (trait pointillé) et  $FTH=20\%$  (trait continu). (b) Distributions verticales des différences entre la  $T_B$  de ciel clair ( $T_B(cc)$ ) et les  $T_B$  simulées pour un nuage noir ( $n^*=1$ ) situé sur chaque niveau  $z_i$  du modèle ( $T_B(nua)$ ). Résultats pour le profil de  $FTH=2\%$  (trait pointillé) et le profil de  $FTH=20\%$  (trait continu). Le trait horizontal délimite le seuil de 700hPa (voir le texte).

La méthode d'estimation de l'impact radiatif d'un nuage détaillée plus haut est mise en oeuvre pour le nuage épais pour les deux profils synthétiques, en spécifiant les caractéristiques spectrales du radiomètre "VE" de MET-5 dans le modèle de transfert radiatif. Le résultat est présenté sur la figure 5.4(b).

Pour ces deux profils synthétiques les résultats montrent que plus le profil est sec, plus le nuage a un effet important sur le rayonnement "VE". Ainsi, il faut un environnement particulièrement sec ( $FTH=2\%$ ) pour que le nuage soit "vu" par l'instrument. Le seuil général de conservation des pixels de nuages bas est une pression au sommet de 700hPa [Van de Berg *et al.*, 1995 ; Udelhofen et Hartmann, 1995]. La figure 5.4(b) permet de constater qu'un corps noir situé à ce niveau de pression 700hPa a un impact d'environ 1,75K sur la  $T_B$  "VE" simulée pour le profil le plus sec ( $FTH=2\%$ ), tandis que pour le profil humide ( $FTH=20\%$ ) l'effet sur la  $T_B$  est inférieur à 0,1K. Dans ce dernier cas, il faut que le corps noir soit situé dans la moyenne troposphère (vers 475hPa) pour qu'il y ait un refroidissement de 1,75K sur la  $T_B$  simulée.

L'impact absolu sur la FTH est évalué par le biais de l'équation d'inversion de la  $T_B$  décrite dans le chapitre 3 (éq. 3.1), en faisant l'hypothèse que les variations des différents paramètres thermiques qui interviennent sont négligeables :

$$\ln FTH \simeq a \times T_B + b \Rightarrow \Delta FTH \simeq a \times \Delta T_B \times FTH \quad (5.1)$$

la pente  $a$  de la régression linéaire de l'algorithme d'inversion ayant été évalué à  $-0,1270\text{K}^{-1}$ .

Dans le cas de l'atmosphère la plus sèche ( $FTH=2\%$ ), un écart  $\Delta T_B$  de  $+1,75\text{K}$  induit un écart absolu sur la FTH de  $-0,44\%$ , soit environ 25% du signal total. Dans le cas le plus humide, de  $FTH=20\%$ , l'écart  $\Delta T_B$  pour un nuage à  $700\text{hPa}$  est d'environ  $0,05\text{K}$ , soit  $\Delta FTH=-0,13\%$  c'est-à-dire moins de 1% en terme d'écart relatif. On peut également constater que le corps noir que l'on impose sous  $800\text{hPa}$  n'a aucune influence sur la température de brillance. Ceci s'explique simplement par l'allure de la fonction de poids "VE" qui n'est pas affectée par l'émission de rayonnement IR par la vapeur d'eau localisée dans la couche limite, et donc *a fortiori* par l'eau composant les nuages de basse altitude.

**Résumé :** Dans ce paragraphe, des études de sensibilité de la  $T_B$  ciel clair à l'altitude d'un nuage épais nous ont permis d'estimer l'impact de ce nuage sur la  $T_B$  "VE". L'utilisation de deux profils idéalisés schématisant les distributions d'humidité relative rencontrées dans les subtropiques conduit à conclure que le seuil de  $700\text{hPa}$  de pression au sommet des nuages, utilisé par Eumetsat dans la construction du produit CSR, est un seuil raisonnable pour la conservation des nuages bas dans les produits "VE" de ciel clair. Ce seuil de  $700\text{hPa}$  amène une diminution de la  $T_B$  de  $1,75\text{K}$  dans le cas extrême de sécheresse de la troposphère libre pour lequel la FTH est de  $2\%$  ( $\Delta FTH=-0,44\%$ ) et de moins de  $0,1\text{K}$  dans le cas plus fréquent où la FTH est de  $20\%$  ( $\Delta FTH=-0,13\%$ ). Au-delà de  $20\%$  de FTH, un nuage épais situé à  $700\text{hPa}$  n'affecte pas la  $T_B$  ciel clair de la bande d'observation "VE".

### 5.3 La détection ISCCP dans les régions tropicales

La méthode de clarification des images "VE" que nous proposons dans ce chapitre repose sur la sélection, en plus du ciel clair, des pixels contenant de nuages de basse altitude pour lesquels la pression au sommet est supérieure à  $700\text{hPa}$ . Dans cette optique, nous utilisons les informations sur la nébulosité fournies par le produit DX de la détection ISCCP. Le projet ISCCP ainsi que la description des algorithmes d'analyse multi-spectrale des radiances pour la détection des nuages et la détermination de leurs propriétés physiques et radiatives sont présentés en Annexe B (§ B.3). Les données nuageuses du produit DX sont disponibles à la fréquence temporelle de  $3\text{h}$  sur des pixels de  $5\text{km}^2$  échantillonnés tous les  $30\text{km}$ . Cette résolution temporelle est également celle de la base de données MET-5 que nous avons présenté dans le chapitre précédent (§ 4.3), et le regrillage spatial des données DX vers la grille régulière latitude×longitude de la base de données MET-5 ( $0,625^\circ \times 0,625^\circ$ ) permet une utilisation des données de nébulosité sans perte d'information (voir le § 5.4.1). L'objet de cette partie est la description de la validation de la climatologie ISCCP-DX et de ses points faibles, ainsi que leur influence pour la construction de la base de données "VE" de ciel clair.

### 5.3.1 Validation de la climatologie ISCCP

Le produit DX constitue une ré-analyse de la climatologie de la série C. Les améliorations des algorithmes de détermination des propriétés physiques et radiatives des nuages concernent notamment la détection des cirrus au-dessus des surfaces continentales, ainsi que les nuages de basse altitude des régions océaniques :

- La comparaison de la climatologie des **cirrus** par la détection ISCCP avec des autres climatologies de nuages révèle de meilleurs accords suite à l'amélioration de l'algorithme de détection pour ces nuages (Annexe B, § B.3). Plus particulièrement pour les surfaces continentales pour lesquelles le seuil de détection dans l'IR a été réduit de 2K, permettant de réduire de façon significative le biais d'analyse de l'épaisseur optique de ces nuages [Rossow et Schiffer, 1999]. On se référera par exemple au travail de Stubenrauch *et al.* [1999(a)] qui ont montré un bon accord dans la distribution de cirrus des ré-analyses DX avec la classification nuageuse mise en oeuvre dans l'algorithme d'inversion 3I appliqué aux données TOVS.
- Des collocations avec des mesures *in situ* réalisées dans les régions subtropicales océaniques, caractérisées par une forte occurrence de **nuages bas** de type stratocumulus (e.g. expérience FIRE en 1987 -First ISCCP Regional Experiment- [Randall *et al.*, 1996]) ont permis de montrer que la détermination de la pression du sommet de ces nuages était précise à 1-1,5K, donnant une incertitude de 53m sur l'altitude du nuage [Minnis *et al.*, 1992]. De plus, les comparaisons par collocation avec les résultats du schéma de classification 3I, évoqué précédemment, révèlent un accord de 76% dans ces régions. Il faut néanmoins noter que les nuages de sable désertiques, fréquemment rencontrés dans la région du Sahara, sont assimilés à des nuages bas et optiquement fins dans les DX [Stubenrauch *et al.*, 1999(a)]. En effet, la distinction entre les particules aérosols, comme le sable, et les gouttes d'eau des nuages repose essentiellement sur la taille des particules et leur composition et requiert des mesures permettant de réaliser cette distinction. Ce genre d'incertitude est également présent dans le cas d'aérosols stratosphériques produits lors d'éruptions volcaniques [Rossow et Schiffer, 1999].
- Enfin, un objet d'incertitude concerne l'analyse des **multi-couches de nuages**, et plus spécifiquement l'analyse de cirrus situés au-dessus de nuages bas. En effet, dans l'analyse ISCCP le calcul de l'épaisseur optique du nuage à partir de la radiances VIS tient compte de la réflectivité plus forte du nuage le plus bas et la couche de cirrus n'est pas détectée [Jin et Rossow, 1997 ; Stubenrauch *et al.*, 1999(c)].

Les paramètres issus de l'algorithme de détection ISCCP (pression et température au sommet du nuage, épaisseur optique) sont utilisés comme des outils de validation des modèles de circulation générale. On parle alors de "simulateur ISCCP" : les simulations des modèles sont traitées de façon similaire à l'analyse ISCCP permettant des comparaisons directes des propriétés des nuages simulés par le modèle [Yu *et al.*, 1996]. On peut ainsi citer les études menées par Webb *et al.* [2001] et Ringer et Allan [2004] combinant la climatologie ISCCP (resp. données C1 et D2) et les flux radiatifs des observations ERBE

(Earth Radiation Budget Experiment) dans le but d'évaluer les modèles de climats du Hadley Center (versions HadAM3 et HadAM4), du Centre Européen et du LMD.

Bien que l'algorithme multi-spectral ISCCP ait subi des améliorations concernant notamment la détection des cirrus, l'analyse de ce type de nuages, et plus spécifiquement des cirrus fins, reste un point faible de la classification ISCCP.

### 5.3.2 Un point faible de la détection : les cirrus fins

En fait la validité de la détection ISCCP dépend de trois facteurs essentiels qui sont : (i) la détection de nuages en elle-même (le pixel contient ou non un nuage), (ii) la sensibilité de l'analyse conduisant à déterminer les propriétés radiatives et physiques des nuages, et (iii) la précision de la couverture nuageuse estimée.

Les deux premiers facteurs sont fortement dépendants des seuils appliqués sur les radiances VIS et IR étant donné que les nuages sont détectés par l'analyse des variations spatiales et temporelles des radiances [Rossow et Garder, 1993 ; Rossow et Schiffer, 1999]. Le problème le plus important de l'analyse multi-spectrale concerne la détection de nuit. En effet, l'analyse des scènes est réalisée par la combinaison des radiances VIS et IR et par une comparaison avec des profils TOVS (Annexe B, § B.3) :

- Dans un premier temps, la radiance IR permet de déterminer l'altitude du sommet du nuage, en supposant celui-ci opaque (la température de brillance IR correspond à la température physique du sommet de la couche nuageuse) ;
- L'épaisseur optique  $\tau$  du nuage est estimée à la fois par la radiance IR ( $\tau_{ir}$ ) et par la radiance VIS ( $\tau_{vis}$ ), via le calcul de l'albédo de la scène et grâce à une série de tables de références liant cet albédo et l'épaisseur optique ;
- Enfin, l'altitude du sommet est ajustée pour des nuages qui ne sont pas opaques (épaisseur optique inférieure à 5,5) de façon à tenir compte de la partie du rayonnement transmis par le nuage. Cet ajustement est réalisé grâce à une relation empirique liant l'épaisseur optique du canal VIS et celle du canal IR [e.g. Stubenrauch *et al.*, 1999(a)].

L'ajustement de l'altitude du sommet du nuage par le biais de  $\tau_{vis}$  est donc essentielle dans le cas des nuages fins. De nuit, lorsque les mesures du VIS ne sont pas disponibles, la détermination des propriétés radiatives des nuages optiquement fins n'est donc pas fiable à 100%.

Les figures 5.5 et 5.6 illustrent ce problème de détection. Ces figures présentent, pour les données à 12TU du mois de juillet 1992, la fréquence d'occurrence des différentes classes de nuages de la série D (Annexe C, § B.3), définies en tenant compte de l'ajustement utilisant les radiances VIS (figure 5.5) ou obtenues à partir des radiances IR seules (figure 5.6), comme c'est le cas de nuit. La principale différence de détection est nette pour les 3 types de nuages fins : cumulus, alto-cumulus et cirrus. On peut constater que la couverture spatiale des cirrus est largement sous-estimée par la détection IR seule, tandis qu'elle présente une sur-estimation de la couverture spatiale des cumulus. Afin de mieux cerner les écarts de détection pour ces 3 classes de nuages concernées, nous avons représenté sur la figure 5.7 la différence entre les fréquences d'occurrence obtenues selon les deux méthodes. Les classes les plus concernées par

Juillet 1992 (12:00TU) –Détection VIS–

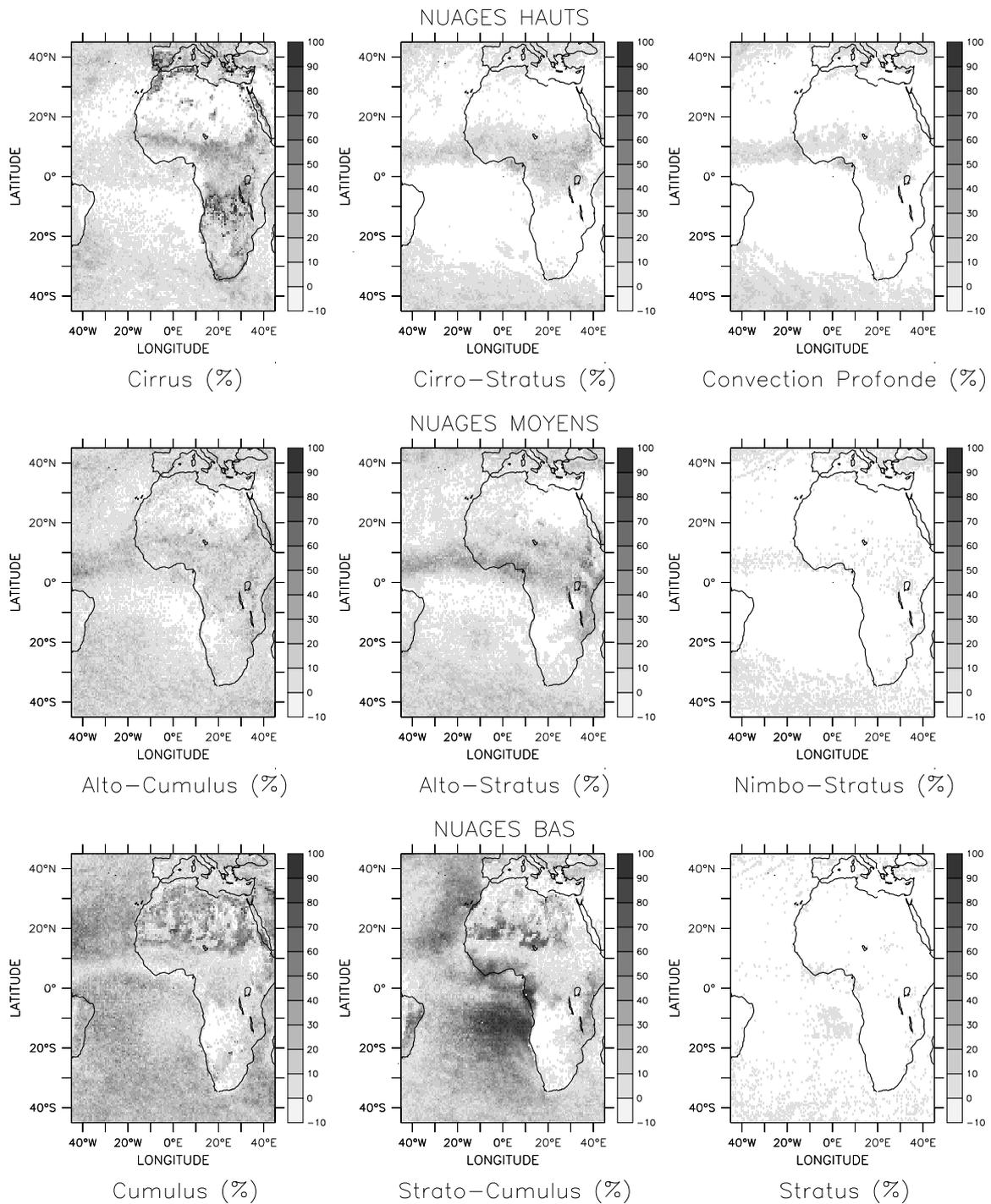


FIG. 5.5 – Fréquence d'occurrence (en %) des 9 classes de nuages ISCCP-DX pour les données à 12TU du mois de juillet 1992. Détection à partir de la combinaison des radiances IR et VIS.

Juillet 1992 (12:00TU) –Detection IR–

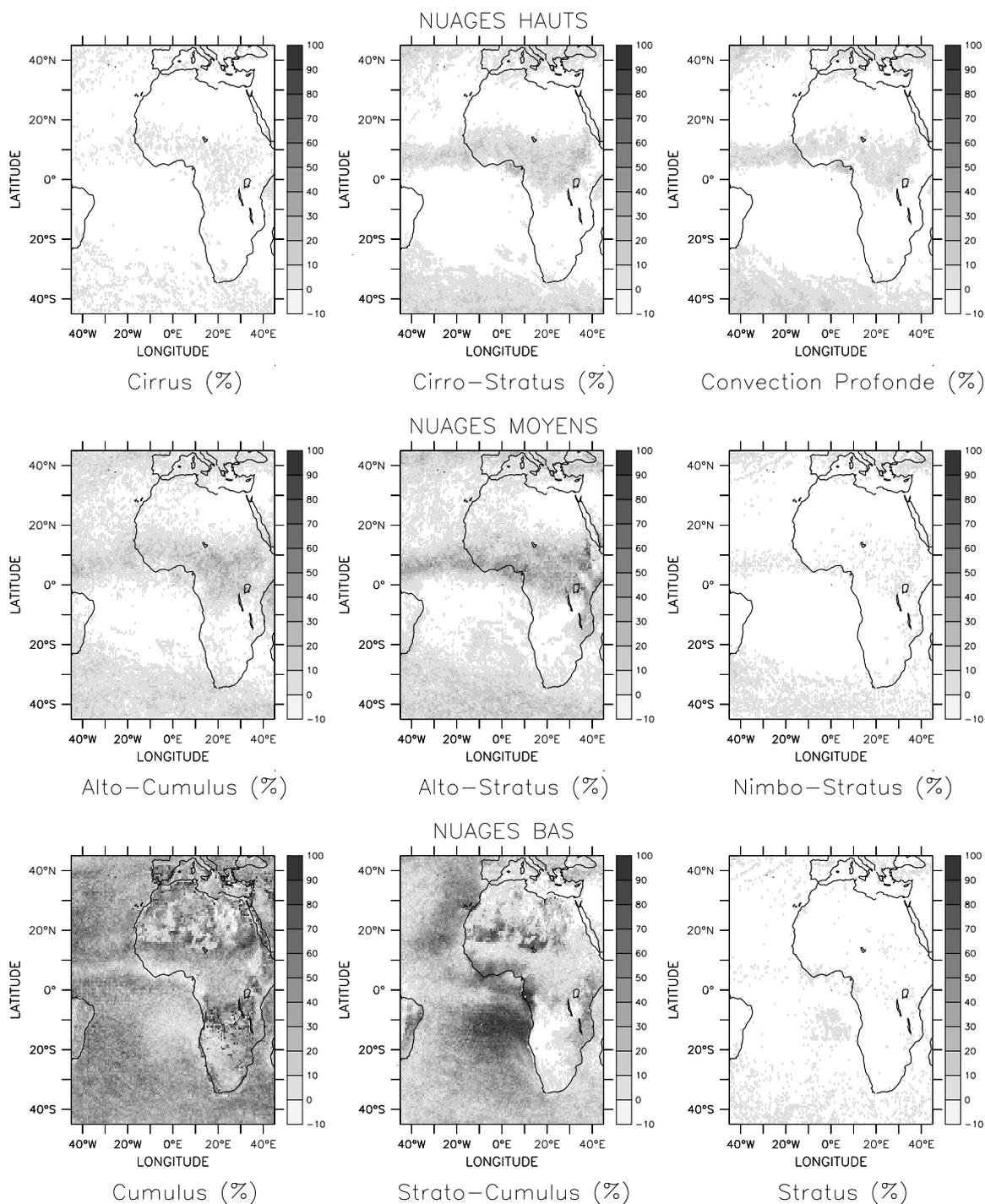


FIG. 5.6 – Idem que la figure 5.5, mais la détection est réalisée à partir des radiances IR seules.

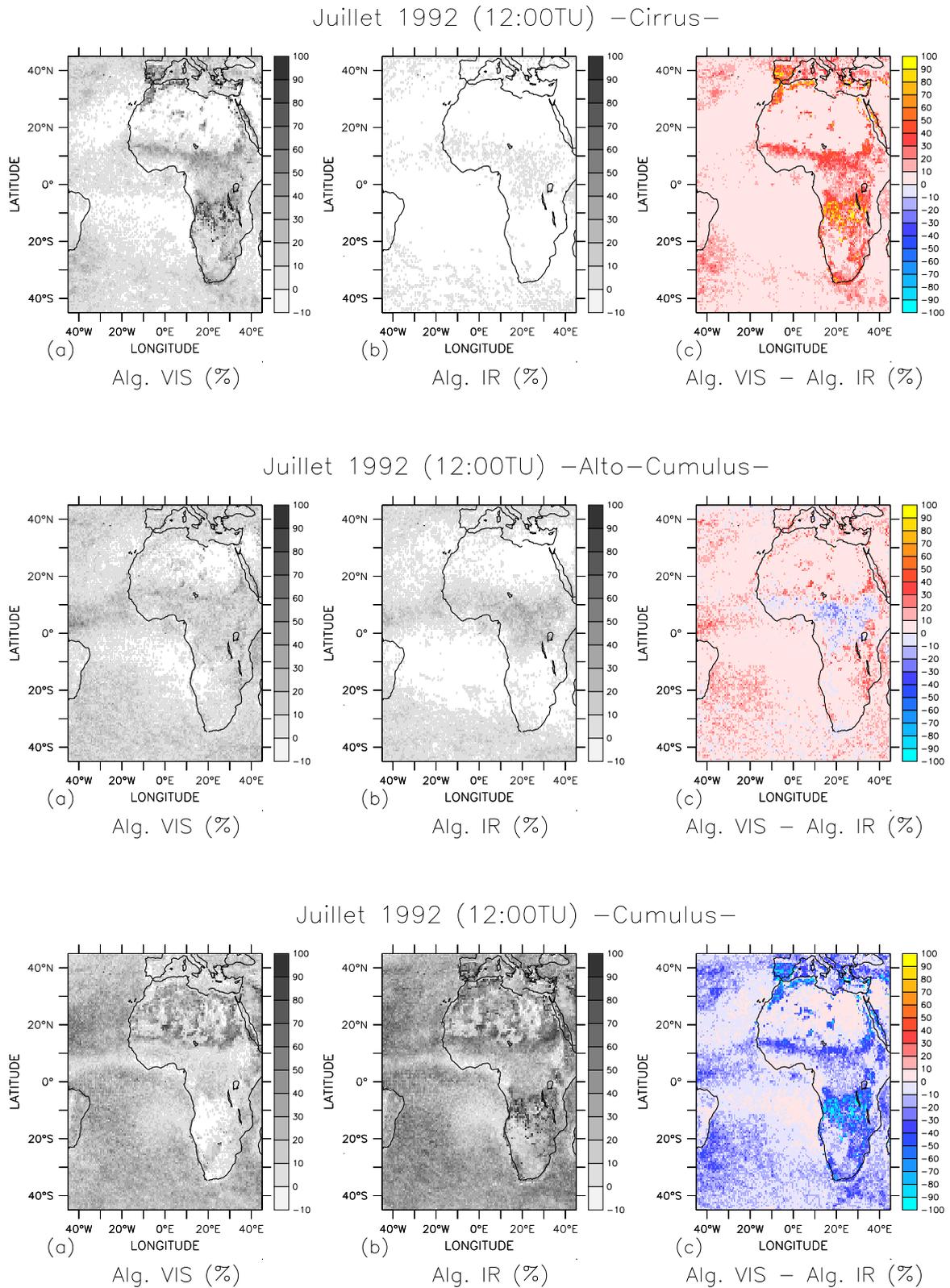


FIG. 5.7 – Fréquence d'occurrence (en %) des cirrus, alto-cumulus et cumulus en moyenne pour le mois de juillet 1992 (12TU). (a) Détection utilisant les radiances IR et VIS, (b) détection utilisant les radiances IR seules, (c) différences entre les résultats des deux algorithmes de détection.

la mauvaise estimation de  $\tau_{ir}$  sont les cumulus et les cirrus. On peut en effet constater que la région du bassin du Congo, au Sud de l'équateur est, en moyenne sur le mois de juillet 1992, essentiellement recouverte de cirrus fins qui sont visibles grâce à l'ajustement de  $\tau_{vis}$ , et qui sont manqués par la détermination unique de  $\tau_{ir}$ . Le même type d'anomalie est observé dans la ZCIT, où la forte occurrence de cirrus est reliée à la présence des tours convectives de la mousson.

La comparaison des cartes de fréquence d'occurrence des cirrus et des cumulus nous amène à remarquer qu'elles sont complémentaires : les cirrus fins sont assimilés à des nuages bas de type cumulus. Ce problème de détection vient directement de l'observation IR qui ne permet pas, dans le cas de nuages semi-transparents, de séparer la contribution du rayonnement provenant de la surface de celle du nuage. Les cirrus fins sont caractérisés par une faible réflectivité du rayonnement solaire incident, associée à une faible émissivité : ils ne peuvent pas être assimilés à des corps noirs [e.g. Liou, 1986]. Néanmoins, dans le cas où seules les radiances IR sont disponibles l'algorithme de traitement ISCCP les considère comme des corps noirs, ce qui induit une mauvaise analyse du signal. Les nuages semi-transparents transmettent une quantité importante du rayonnement IR émis par la surface et par les couches de l'atmosphère situées sous le nuage. De cette façon, la température de brillance mesurée dans l'IR est plus élevée que la température réelle du nuage, ce qui se traduit par une estimation de la pression du sommet plus élevée. C'est pour cette raison que la plus grande partie des cirrus fins est confondue avec des cumulus. Finalement on peut remarquer que quelques alto-cumulus ne sont pas correctement analysés (figure 5.7).

**Résumé :** La méthode de clarification des observations "VE" que nous décrivons dans ce chapitre repose sur l'utilisation des résultats de la détection des nuages ISCCP-DX, disponibles depuis juillet 1983 avec une résolution spatio-temporelle élevée coïncidant avec celle de la base de données "VE" MET-5. Des comparaisons avec d'autres climatologies de nuages ont révélé un bon accord de la détection ISCCP dans les régions tropicales et subtropicales considérées dans ce travail, ce qui nous conforte dans le choix de l'utilisation de ces données pour la construction de la base de données "VE" de ciel clair.

Le problème d'analyse auquel nous sommes confrontés concerne la détection des cirrus fins, puisque ceux-ci sont, de nuit, considérés comme des nuages de basse altitude. La partie suivante est consacrée à la clarification d'un cas d'étude pour, dans un premier temps, étudier le cycle diurne de la classification nuageuse ISCCP, en comparant les analyses VIS et IR, et dans un second temps analyser l'influence de la conservation des pixels nuageux dans la construction des  $T_B$  de ciel clair.

## 5.4 Evaluation de la méthode de clarification sur un cas d'étude

### 5.4.1 Description de la méthode et projection des données

A l'instar du produit CSR de Eumetsat, la base de données "VE" de ciel clair est non seulement composée des pixels de ciel clair mais également des pixels contenant des nuages de basse altitude identifiés par une pression au sommet égale ou supérieure à 700hPa. Les informations de pression nécessaires à cette clarification proviennent des données ISCCP-DX que l'on vient de présenter, et sont celles obtenues

à partir de la détermination de  $\tau_{ir}$  dans le but de conserver la haute résolution temporelle de la base de données "VE" ( $\Delta t=3h$ ).

L'échantillonnage des scènes de ciel clair et de celles de nuages bas ( $P_{\text{sommet}} \geq 700\text{hPa}$ ) est mené sur la grille ISCCP qui est une grille de surface d'observation régulière : c'est une matrice  $416 \times 416$  dont les pixels font  $30\text{km}$  de côté. Ce type de grille présente ainsi des distorsions des pixels au niveau des bords du disque terrestre observé depuis le satellite. La grille d'arrivée de la base de données MET-5 est une grille régulière en latitude  $\times$  longitude : les pixels font  $0,625^\circ$  de côté. Chacun des pixels de la grille ISCCP est projeté dans la grille MET-5 selon un algorithme basé sur le calcul des plus proches voisins. Le résultat de la projection est présenté sur la figure 5.8. L'effet de moiré que l'on distingue sur cette figure est lié à l'algorithme de projection développé pour l'établissement de la base de données "VE" [Picon *et al.*, 2000].

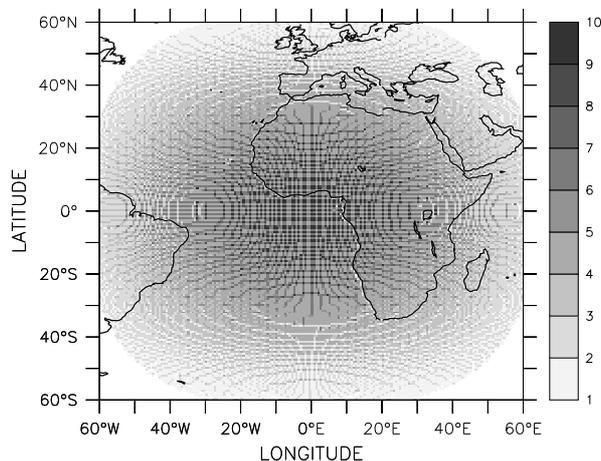


FIG. 5.8 – Nombre de pixels ISCCP ( $30\text{km} \times 30\text{km}$ ) dans chaque pixel MET-5 ( $0,625^\circ \times 0,625^\circ$ ).

Il y a un maximum de 10 pixels ISCCP dans chaque pixel de la grille MET-5, ce maximum étant atteint dans un cône d'environ  $30^\circ$  autour du point subsatellite. La construction de la base de données de ciel clair implique la détermination, pour chaque pixel MET-5, du nombre de pixels DX contenant soit du ciel clair soit un nuage bas de pression au sommet supérieure à  $700\text{hPa}$ . Les  $T_B$  "VE" des pixels conservés par la clarification et appartenant à chaque pixel MET-5 sont ensuite moyennés.

Dans la méthode ISCCP, la distinction des scènes de ciel clair de celles contenant un nuage est réalisée par une analyse spatiale et temporelle de la variabilité des radiances. La variation temporelle de la radiance (IR ou VIS) associée à la formation et à la dissipation des nuages est, en effet, plus importante que la variation temporelle de la radiance des conditions de ciel clair [e.g. Rossow et Garder, 1993]. La détection ISCCP est en fait une détection dite "conservative-nuages" : la méthode minimize le risque d'une détection erronée d'un nuage (i.e. "un nuage est un nuage"), mais elle peut manquer les nuages qui altèrent peu la radiance de ciel clair [Rossow et Schiffer, 1999]. Ce risque est d'ailleurs accru de nuit quand les radiances VIS ne sont pas disponibles. Les nuages principalement concernés par ce risque sont

les petits cumulus de beau temps, ne couvrant pas totalement le pixel d'observation, et les stratus bas (i.e. nappes de brouillard), qui ont une température de sommet proche de la température de surface et qui persistent dans l'atmosphère. Pour être complets, et bien que cette région du globe ne nous concerne pas, nous remarquerons que les cirrus situés dans les régions polaires enneigées sont également mal détectés (température au sommet froide au-dessus d'une surface froide).

Pour notre clarification, ces deux classes de nuages (cumulus de beau temps et stratus bas) sont des nuages situés dans les basses couches de l'atmosphère et qui affectent peu la  $T_B$  "VE". Ainsi, malgré le risque évoqué ci-dessus qu'ils ne soient pas détectés comme des nuages et qu'ils soient considérés comme du ciel clair, ceux-ci seraient de toutes façons sélectionnés par le seuil de pression au sommet de 700hPa que nous imposons pour construire la base de données.

Comme nous l'avons précisé dans le paragraphe 5.3.2, l'incertitude principale qui nous concerne ici est la détection des cirrus fins par l'analyse des radiances IR. Etant donné que la méthode de clarification repose essentiellement sur la pression au sommet des nuages détectés, les cirrus fins considérés comme des nuages bas sont ainsi conservés dans la base de données de ciel clair. Dans le paragraphe suivant nous présentons une estimation du biais sur la  $T_B$  "VE" dû à la sélection des cirrus fins, détectés comme nuages bas dans la climatologie ISCCP. Le cas d'étude utilisé pour cette estimation est le mois de juillet 1992.

#### 5.4.2 Estimation du biais dû à la sélection des cirrus fins

Parce que nous utilisons les pressions au sommet des nuages déterminées par l'estimation de  $\tau_{ir}$  dans le but de clarifier les images "VE" de jour comme de nuit, la mauvaise analyse des cirrus fins implique que ces nuages froids sont conservés dans les images composites "VE" de ciel clair. Afin d'estimer le biais imposé par cette sélection erronée, nous considérons l'ensemble des images à 12TU du mois de juillet 1992 pour construire, grâce à ces 31 images, les distribution moyennes des  $T_B$  correspondant aux pixels de ciel clair ainsi qu'aux pixels de nuages bas ( $P_{sommet} \geq 700\text{hPa}$ ) détectés par les mesures IR seules (notées  $T_B^{ir}$ ) ou détectés par la combinaison des mesures IR et VIS (notées  $T_B^{vis}$ ). La figure 5.9 présente les différences entre les  $T_B^{ir}$  et les  $T_B^{vis}$  selon la distribution spatiale (figure 5.9(a)) et par une représentation en histogramme (figure 5.9(b)).

Comme on a pu l'appréhender précédemment par l'analyse de la planche de figures 5.7, le biais dû à la mauvaise sélection des cirrus fins est essentiellement localisé dans les régions continentales et dans les régions des moyennes latitudes où la fréquence d'occurrence des cirrus fins est la plus élevée (figure 5.9(a)). Les zones continentales les plus concernées sont la région de la ZCIT ainsi que la partie Sud du continent Africain, tandis que les régions subtropicales océaniques des anticyclones de Açores et de  $S^{te}$  Hélène ainsi que le désert du Sahara sont les moins affectées par cette conservation erronée des cirrus. La distribution en histogramme des différences  $T_B^{ir} - T_B^{vis}$  de la figure 5.9(b) révèle un biais moyen légèrement négatif de -0,29K avec un écart-type faible de 0,44K autour de cette moyenne. On peut remarquer par ailleurs que cette distribution ne suit pas une loi gaussienne et qu'elle présente une aile négative plus étendue liée aux biais plus élevés que l'on peut observer dans l'hémisphère Sud, au-delà de 20°S.

Juillet 1992 (12:00TU)

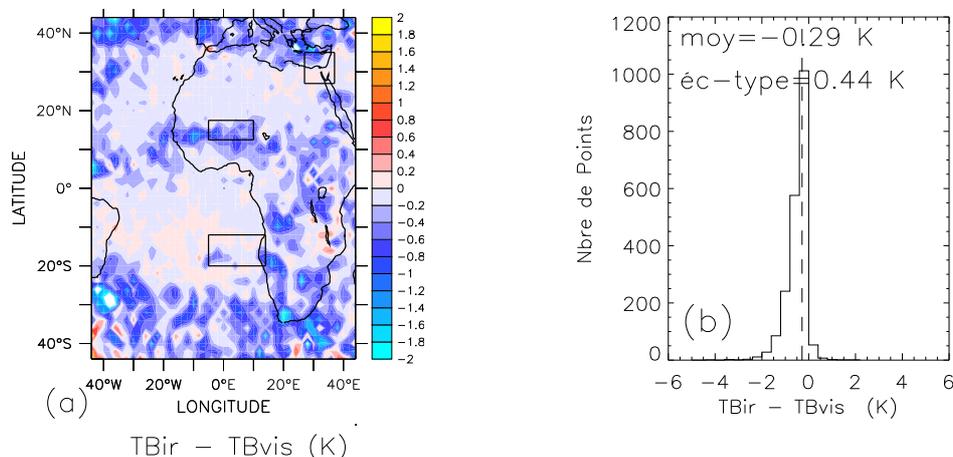


FIG. 5.9 – Données des 12TU du mois de juillet 1992 (31 images). (a) Différence (en K) entre les moyennes de  $T_B^{ir}$  et de  $T_B^{vis}$ . (b) Distribution en histogramme des différences avec moyenne et écart-type en K.

Cette analyse est approfondie par la représentation des séries temporelles des  $T_B^{ir}$  et  $T_B^{vis}$  calculées en moyenne dans les 3 zones délimitées sur la figure 5.9(a) et choisies de façon à caractériser les 3 types de climat rencontrés dans la région d'observation de METEOSAT (se reporter également à la figure 5.5) : l'Est de la Méditerranée, qui est une zone de subsidence avec une faible occurrence de nuages [27°E-37°E/27°N-35°N] ; la zone de l'Atlantique Sud dans laquelle on observe essentiellement des nuages de basse altitude (cumulus et stratocumulus) [5°O-14°E/12°S-20°S] ; et une région Soudano-Sahélienne caractérisée en été par la présence de plusieurs types de nuages associés au passage de la mousson et où l'on peut notamment observer des cirrus fins [5°O-10°E/12,5°N-17,5°N]. Les séries temporelles de  $T_B^{ir}$ ,  $T_B^{vis}$  et de leurs différences sont représentées, pour ces 3 régions, sur les figures 5.10(a) et 5.10(b).

Dans les deux premières zones (figures 5.10(i) et (ii)), situées dans les régions subtropicales, on peut constater un très bon accord entre les  $T_B^{ir}$  et  $T_B^{vis}$  issus des deux types de détection (différences moyennes resp. de -0,01 et -0,02K). Dans la région Soudano-Sahélienne (figure 5.10(iii)) les séries temporelles révèlent un écart négatif entre les  $T_B^{ir}$  et  $T_B^{vis}$ , et permettent de constater que l'amplitude de cet écart varie au cours du mois. La moyenne temporelle de ce biais est faible, égale à -0,36K, et l'écart-type autour de cette moyenne est de 0,28K.

En résumé : dans les zones continentales tropicales que nous avons étudié par l'intermédiaire d'une région Soudano-Sahélienne limitée, la conservation de scènes de cirrus fins mal classés par l'analyse des radiances IR induit, sur la moyenne spatiale des  $T_B$  "VE", un biais moyen négatif inférieur au demi-degré. Dans les deux régions subtropicales que nous avons étudié, nous pouvons conclure à une qualité de détection des nuages bas similaire, entre l'analyse des radiances IR et celle utilisant un ajustement de l'épaisseur optique par les radiances VIS.

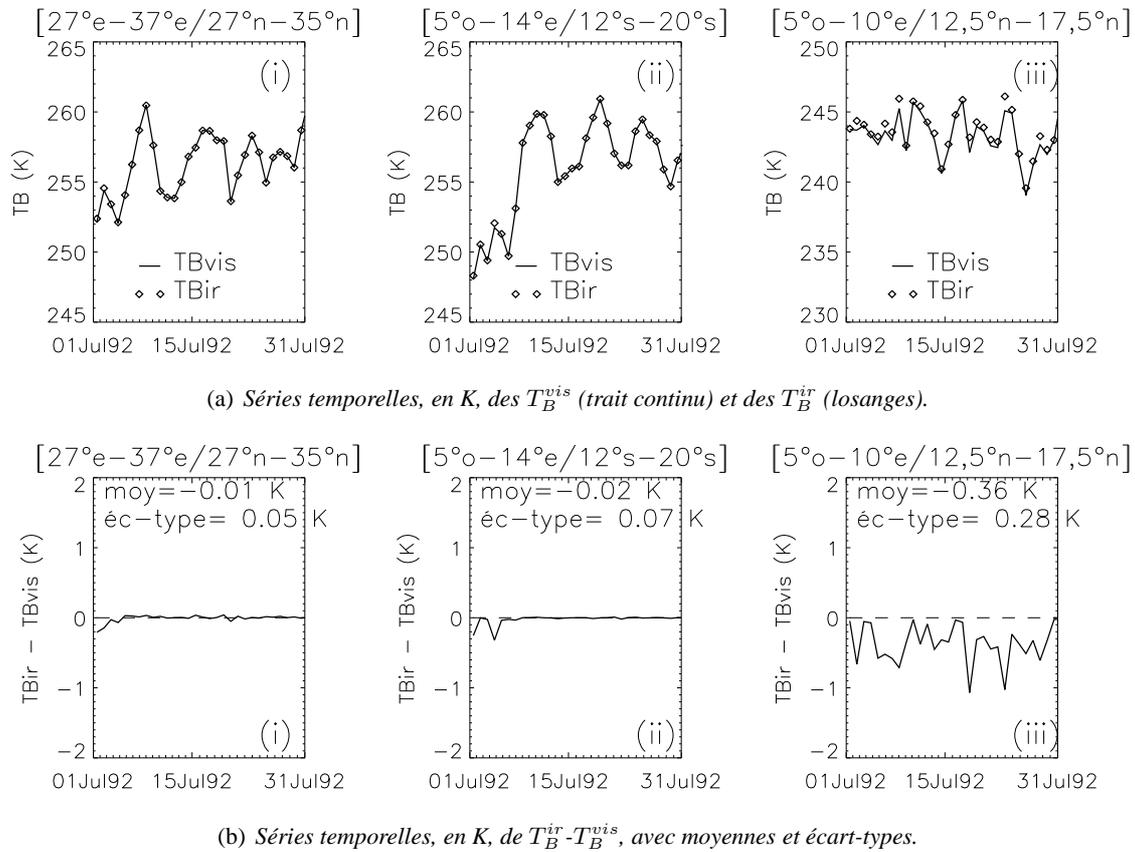


FIG. 5.10 – Moyennes régionales à 12TU du mois de juillet 1992 (31 points) dans : (i) l'Est de la Méditerranée ; (ii) l'Atlantique Sud et (iii) une région Soudano-Sahélienne.

Afin d'évaluer le biais dû à ces cirrus fins sur notre base de données FTH, nous calculons l'erreur relative  $\Delta FTH/FTH \simeq a\Delta T_B$  estimée à partir de la différence moyenne  $T_B^{ir} - T_B^{vis}$  de la figure 5.9(a). De la même façon que pour les températures de brillance, les figures 5.11(a) et 5.11(b) présentent les différences entre les  $FTH^{ir}$  et les  $FTH^{vis}$  exprimées en pourcentage de  $FTH^{vis}$ , par une carte de distribution géographique (figure 5.11(a)) et par une représentation en histogramme (figure 5.11(b)).

Le signe des biais relatifs  $\Delta FTH/FTH$  est opposé à celui des biais absolus  $\Delta T_B$  ( $a < 0$ ) représentés sur la figure 5.9 : les biais les plus élevés sont situés dans les régions des moyennes latitudes et au Sud de 15°N sur le continent Africain tandis que les écarts relatifs les plus faibles, compris entre -5% et +5% sont localisés dans les régions d'anticyclones océaniques et dans la région du Sahara. L'histogramme des écarts relatifs de la figure 5.11(b) montre que la distribution des  $\Delta FTH/FTH$  est effectivement symétrique par rapport à la distribution précédente des  $\Delta T_B$  (figure 5.9(b)), et qu'elle est caractérisée par une moyenne de +3,63% et un écart-type de 5,53%.

Les analyses que nous venons de détailler nous ont permis d'évaluer le biais inhérent de notre méthode de clarification, ce biais étant induit par la classification erronée des cirrus fins par l'algorithme

Juillet 1992 (12:00TU)

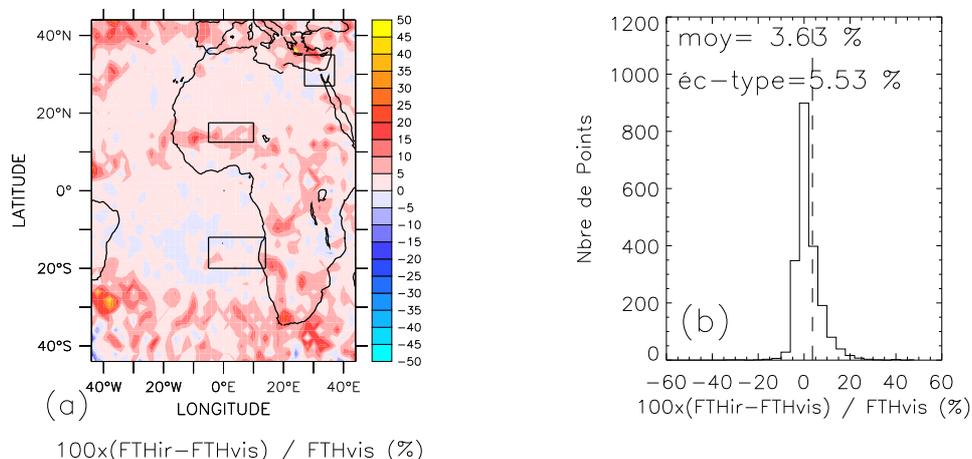


FIG. 5.11 – Données des 12TU du mois de juillet 1992 (31 images). (a) Différence relative (en %) entre les moyennes des  $FTH^{ir}$  et des  $FTH^{vis}$ . (b) Distribution en histogramme des différences relatives avec moyenne et écart-type en %.

d'analyse ISCCP des radiances IR. Dans les régions concernées par la présence de ce type de nuage, pour l'exemple du mois de juillet 1992, le biais moyen est inférieur au demi-degré, et il est égal à  $-0,29K$  sur la région METEOSAT totale (limitée toutefois en latitude :  $45^{\circ}N-45^{\circ}S$ ).

La seconde partie de l'évaluation de la méthode de clarification porte sur l'étude de l'influence de la conservation des pixels de nuages bas dans la construction de la base de données de ciel clair. Cette influence, que nous avons abordé de façon théorique sur deux cas idéalisés dans la partie 5.2 (§ 5.2.3), est estimée sur les moyennes temporelles des  $T_B$ .

### 5.4.3 Influence des scènes de nuages bas sur les moyennes temporelles

L'étude de l'effet de la conservation des pixels de nuages bas est abordée en comparant, toujours sur le mois de juillet 1992 (observations à 12TU), les  $T_B^{ir}$ , formant la base de données ciel clair, les  $T_B^{vis}$ , utilisés comme référence, et les  $T_B^{cc}$  constituées exclusivement des pixels analysés comme du ciel clair par l'algorithme ISCCP (qui est "conservatif-nuages", § 5.4.1).

La comparaison des figures 5.12(a) et 5.12(b) nous amène à remarquer que, bien que les nuages bas affectent peu la  $T_B$ , ainsi que nous l'avons montré dans la partie 5.2, leur conservation conduit à une légère diminution des  $T_B^{ir}$  et  $T_B^{vis}$  moyennes par rapport à celle constituée des seules scènes de ciel clair ( $T_B^{cc}$ ). Dans le cas où l'on utilise les mesures IR pour la détection des nuages bas, la différence  $T_B^{ir}-T_B^{cc}$  moyenne est de  $-0,42K$  avec un écart-type de  $1,18K$ , tandis que la différence est plus faible, égale à  $-0,13K$ , dans le cas où l'ajustement du calcul de la pression au sommet par les radiances VIS est réalisé

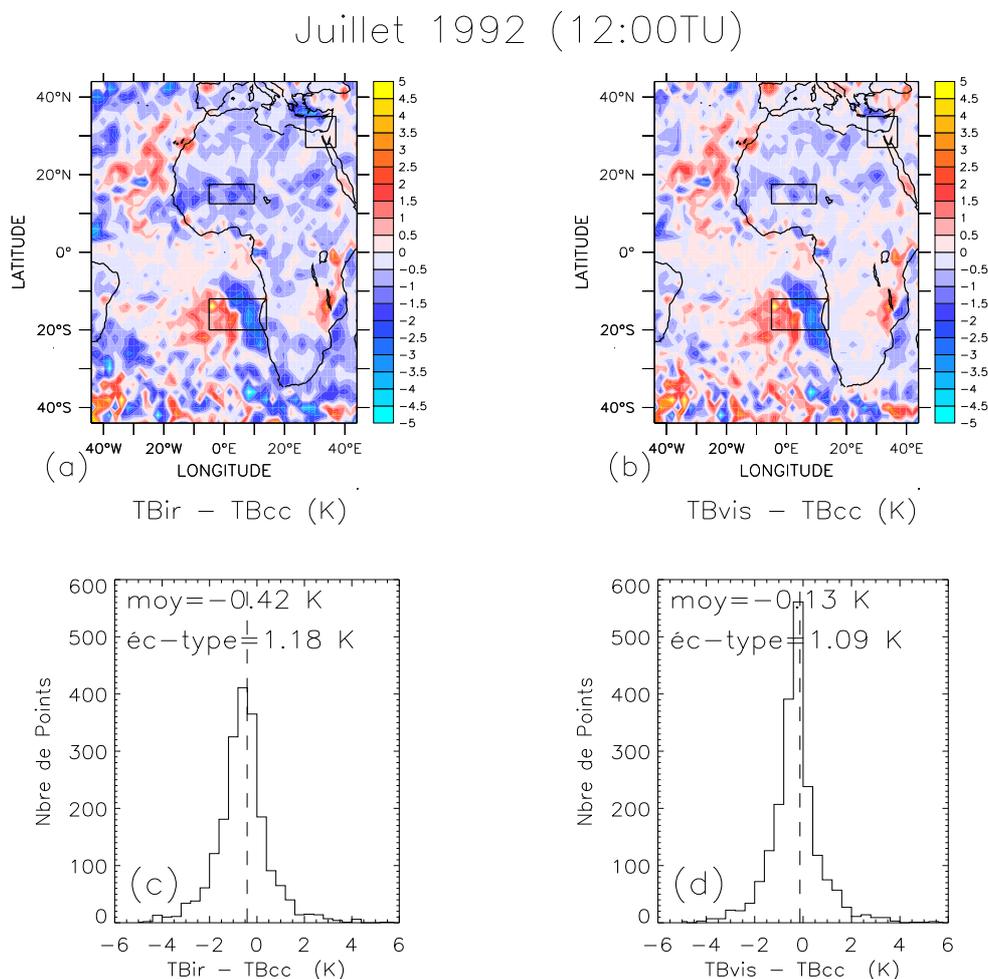


FIG. 5.12 – Données des 12TU du mois de juillet 1992 (31 images). Différences (en K) entre (a) les moyennes de  $T_B^{ir}$  et de  $T_B^{cc}$  et (b) entre les moyennes de  $T_B^{vis}$  et de  $T_B^{cc}$ . Distributions en histogramme (c) des différences  $T_B^{ir} - T_B^{cc}$  et (d) des différences  $T_B^{vis} - T_B^{cc}$ . Pour les histogrammes (c) et (d) les moyennes et écarts-types en K sont également indiqués.

(figures 5.12(c) et (d)).

Les distributions spatiales des différences moyennes nous permettent de noter deux phénomènes opposés qui apparaissent dans les cartes de  $T_B$  issues des analyses des radiances IR (figure 5.12(a)) et issues des analyses ajustées par les radiances VIS (figure 5.12(b)). Ces deux constats ne proviennent donc pas de la mauvaise attribution de la pression du sommet des nuages :

- Une *augmentation* de la  $T_B$  moyenne, principalement dans les régions océaniques, à l'Ouest de l'anticyclone des Açores (20°O-25°N) et à l'Ouest de l'anticyclone de S<sup>te</sup> Hélène (0°E-15°S) où l'augmentation atteint +3K, ainsi que près des montagnes d'Afrique de l'Est (Mont Kilimandjaro et Zambèze) ;

- Une *diminution* de la  $T_B$  dans la région du Sahara de l'ordre de -1 à -1,5K et dans la région d'upwelling du courant de Benguela (au large des côtes angolaises : 10°E-20°S) où l'écart par rapport au ciel clair atteint -5K .

Ces deux phénomènes sont uniquement dus aux conditions atmosphériques associées aux nuages bas sélectionnés :

- L'*augmentation* de la  $T_B$  moyenne apparaît essentiellement dans les régions océaniques d'anticyclones, caractérisées d'une part par une forte occurrence de nuages bas (figure 5.5), et d'autre part par une subsidence importante d'air sec depuis les hautes couches de la troposphère (branche descendante des cellules de circulation de Hadley, voir le chapitre 6). Le biais chaud que l'on observe dans ces régions est induit par l'échantillonnage plus fréquent de pixels secs associés à la subsidence dans la troposphère libre. Cette forte subsidence maintient, dans la couche limite océanique, les nuages bas (cumulus et stratocumulus) et empêche leur développement vers les couches plus élevées de la troposphère. Dans ces régions, ce sont donc ces nuages bas et les conditions sèches au-dessus que nous sélectionnons par notre méthode de clarification ;
- La *diminution* de la  $T_B$  dans la région de l'upwelling de Benguela est spécifique à ce mois de juillet 1992. En effet, l'examen des  $T_B$  provenant de mois d'autres années nous a permis de constater que le mois de juillet 1992 présente, dans cette région, une troposphère libre plus humide au-dessus de nuages bas. Différentes représentations de l'humidité relative du mois de juillet 1992 (12TU) sont illustrées sur la figure 5.13. Les données sont tirées des ré-analyses ERA-40. On peut ainsi remarquer sur ces 3 figures que, dans la région concernée par la diminution prononcée de la  $T_B$ , l'humidité relative de la troposphère libre et plus particulièrement à 500hPa, est plus humide que dans les régions environnantes. Dans cette région, l'humidité relative à 500hPa atteint 6% (figures 5.13(a) et (c)) et jusqu'à 700hPa l'air a une humidité relative supérieure à 40% (figure 5.13(b)). Dans la région sèche contiguë, que l'on a détaillée dans le point précédent, l'humidité relative prend des valeurs inférieures à 10% dans toute la troposphère libre. Ainsi, pour ce mois de juillet 1992, la conservation des nuages bas, principalement des stratocumulus (figure 5.5) induit une conservation de scènes dont la troposphère libre est humide.

La dernière étape de cette évaluation de la méthode de clarification des  $T_B$  consiste en une estimation du gain net, en terme de nombre de scènes, dans la construction de la base de données "VE" ciel clair. Cette estimation est l'objet du paragraphe suivant.

#### 5.4.4 Apport de l'échantillonnage des nuages bas

La sélection des scènes de nuages bas permet de conserver, dans l'image "VE", les pixels considérés comme du ciel clair par l'instrument de mesure. A partir de l'utilisation des informations ISCCP-DX sur la nébulosité, disponibles à l'échelle du pixel METEOSAT, on peut estimer le gain d'observations sur les mesures globales "VE". Ce gain a été déterminé, en pourcentage des observations totales (8 observations par jour), pour 4 mois de l'année 1992 (janvier, avril, juillet et octobre) afin de visualiser la variabilité saisonnière de l'échantillonnage. La planche de figures 5.14 présente ainsi les distributions spatiales des

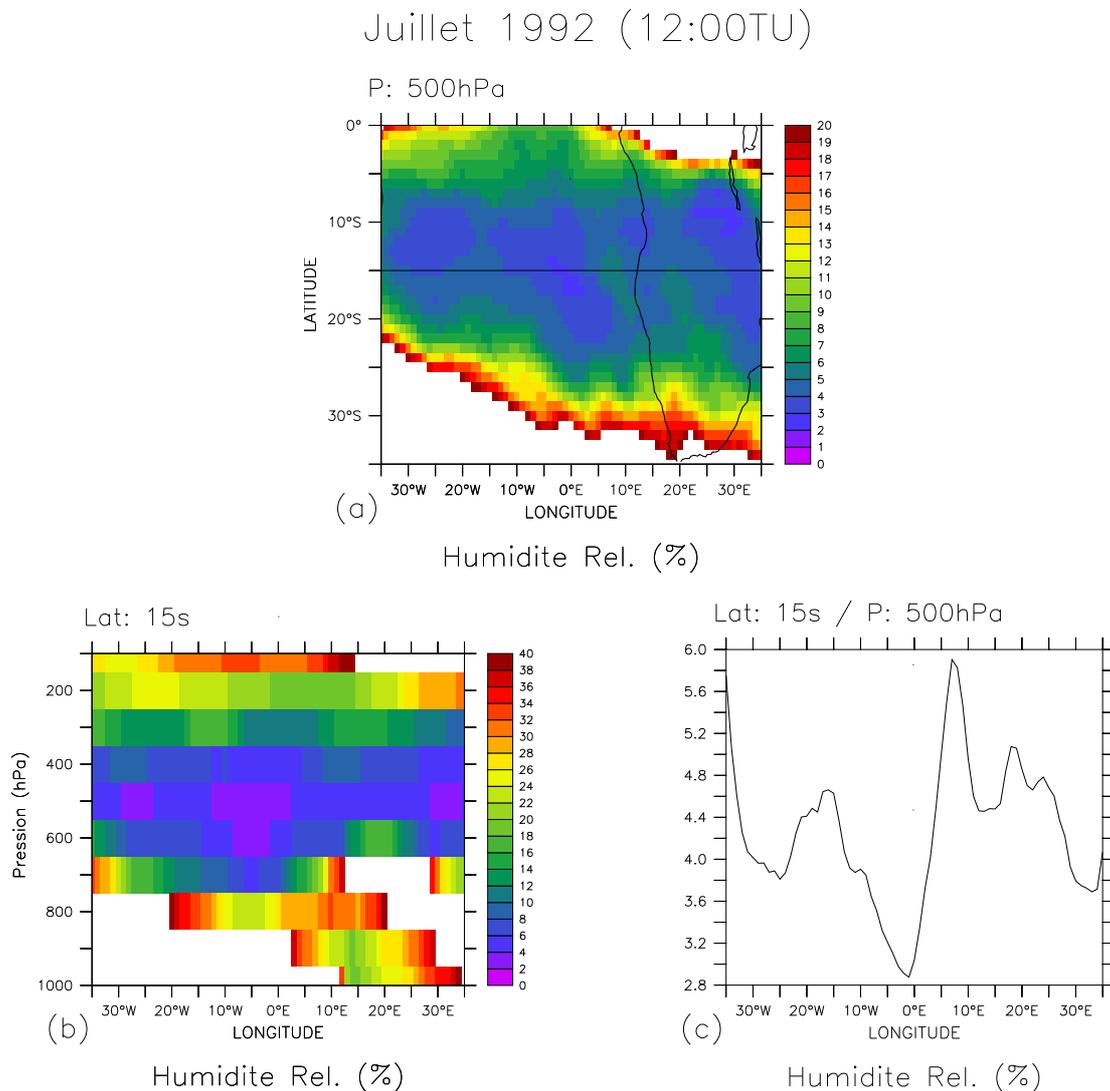


FIG. 5.13 – Données des 12TU du mois de juillet 1992 (31 images). (a) Humidité relative moyenne, en %, à 500hPa. (b) Coupe zonale à 15°S de l'humidité relative, en %. (c) Humidité relative, en %, à 500hPa selon la latitude 15°S. Données issues des ré-analyses ERA40.

pourcentages d'observations de ciel clair, de ciel clair et de nuages bas ( $P_{\text{sommet}} \geq 700\text{hPa}$ ), et des seuls nuages bas.

Le premier commentaire concerne les zones impliquées dans la sélection des scènes de nuages bas. Ces zones sont principalement océaniques : comme on a pu l'observer précédemment sur la figure 5.5, la majeure partie des nuages bas est localisée au-dessus des océans subtropicaux. Le gain net de cet échantillonnage est particulièrement perceptible dans la région de l'Atlantique Sud, notamment pendant le mois d'octobre où près de 100% des pixels conservés dans la zone [20°O-10°E/5°S-20°S] sont des

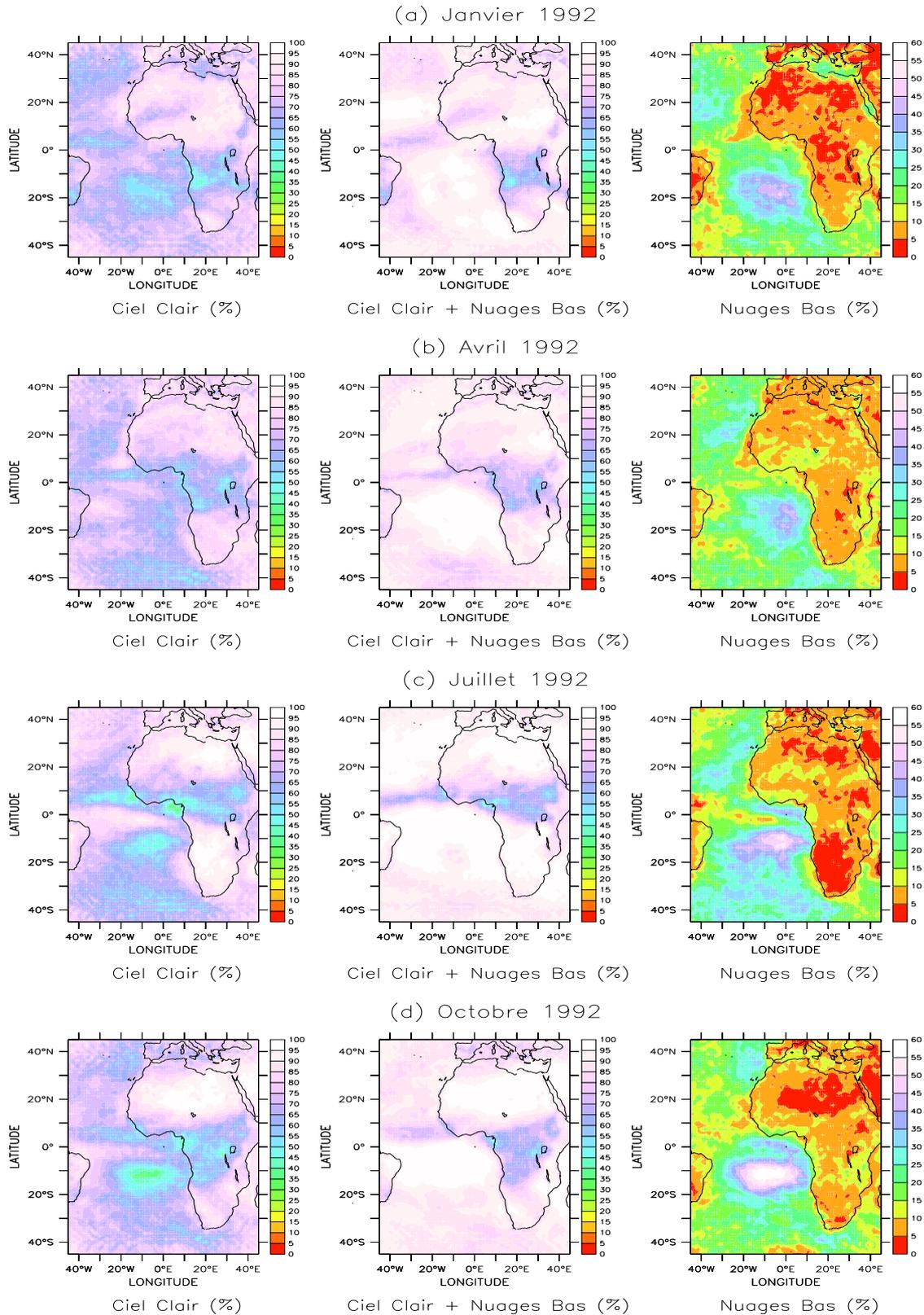


FIG. 5.14 – Pourcentages d'observations pour les mois complets de janvier 1992 (a), avril 1992 (b), juillet 1992 (c) et octobre 1992 (d).

pixels de nuages bas. On peut également noter que les zones convectives de la ZCIT sont également plus fréquemment échantillonnées : bien que la ZCIT soit l'une des régions où le pourcentage d'observations est le plus faible, l'échantillonnage des nuages bas dans cette zone conduit à considérer environ 10% d'observations en plus, et ce pour les 4 mois illustrés sur les figures 5.14. Malgré le biais systématique dû aux cirrus mal analysés, ces cartes de gain révèlent que la conservation des nuages bas, cumulus ou stratocumulus, situés près des nuages de convection profonde (figure 5.5), permet ainsi un échantillonnage du proche environnement convectif.

Les zones les moins concernées par la conservation des nuages bas sont les zones continentales, et plus particulièrement les zones désertiques : le désert du Sahara et le désert du Kalahari sont des régions où le ciel clair est majoritaire pendant toute l'année.

Dans cette partie, nous avons présenté les caractéristiques de la méthode de clarification, en détaillant l'influence, sur les moyennes spatiales et temporelles de la  $T_B$ , de l'échantillonnage des nuages de basse altitude ( $P_{sommets} \geq 700\text{hPa}$ ), ainsi que l'apport de cet échantillonnage dans le nombre d'observations de la base de données. Sur la base de ces estimations, la méthode de clarification de l'imagerie "VE" est appliquée sur la totalité de la base de données homogènes MET-5, dont l'étalonnage est ajusté sur celui de HIRS-12, que nous avons présenté dans le chapitre précédent.

## 5.5 Clarification des images "VE" MET-5 : la base de données FTH

### 5.5.1 Application sur la période juillet 1983 - février 1997

L'échantillonnage des nuages bas ISCCP-DX et des scènes de ciel clair a été réalisé pour chaque image de la base de données homogènes MET-5 sur la période juillet 1983 - février 1997. Nous avons également mis en oeuvre l'algorithme de traitement des  $T_B$  de ciel clair pour leur interprétation en FTH, dont nous rappelons l'équation d'inversion :

$$\ln \left( \frac{FTH P_0}{\langle \beta \rangle_M \cos \theta} \right) = a \times T_B + b \quad (5.2)$$

avec les coefficients de régression linéaire  $a=-0,1270\text{K}^{-1}$  et  $b=35,63$  qui ont été déterminés dans le chapitre 3. Le calcul des paramètres  $P_0$  et  $\langle \beta \rangle_M$ , définis dans ce même chapitre, est réalisé à l'aide des profils de température de l'air provenant des ré-analyses ERA-40, disponibles 4 fois par jour (00TU, 6TU, 12TU et 18TU) sur 23 niveaux de pression (Annexe B, § B.2), par collocation spatiale et temporelle avec les observations MET-5. La figure 5.15 présente une illustration des résultats de l'inversion pour les mois complets (248 images) de janvier et juillet des années 1984 et 1992. Le terme  $FTH^{ir}$  désigne donc la FTH à laquelle nous nous intéressons par le biais de ce travail de clarification des données, tandis que le terme  $FTH^{cc}$  représente les données FTH contruites à partir du seul ciel clair. Nous avons également représenté sur cette figure la différence entre les deux FTH ( $FTH^{ir} - FTH^{cc}$ ).

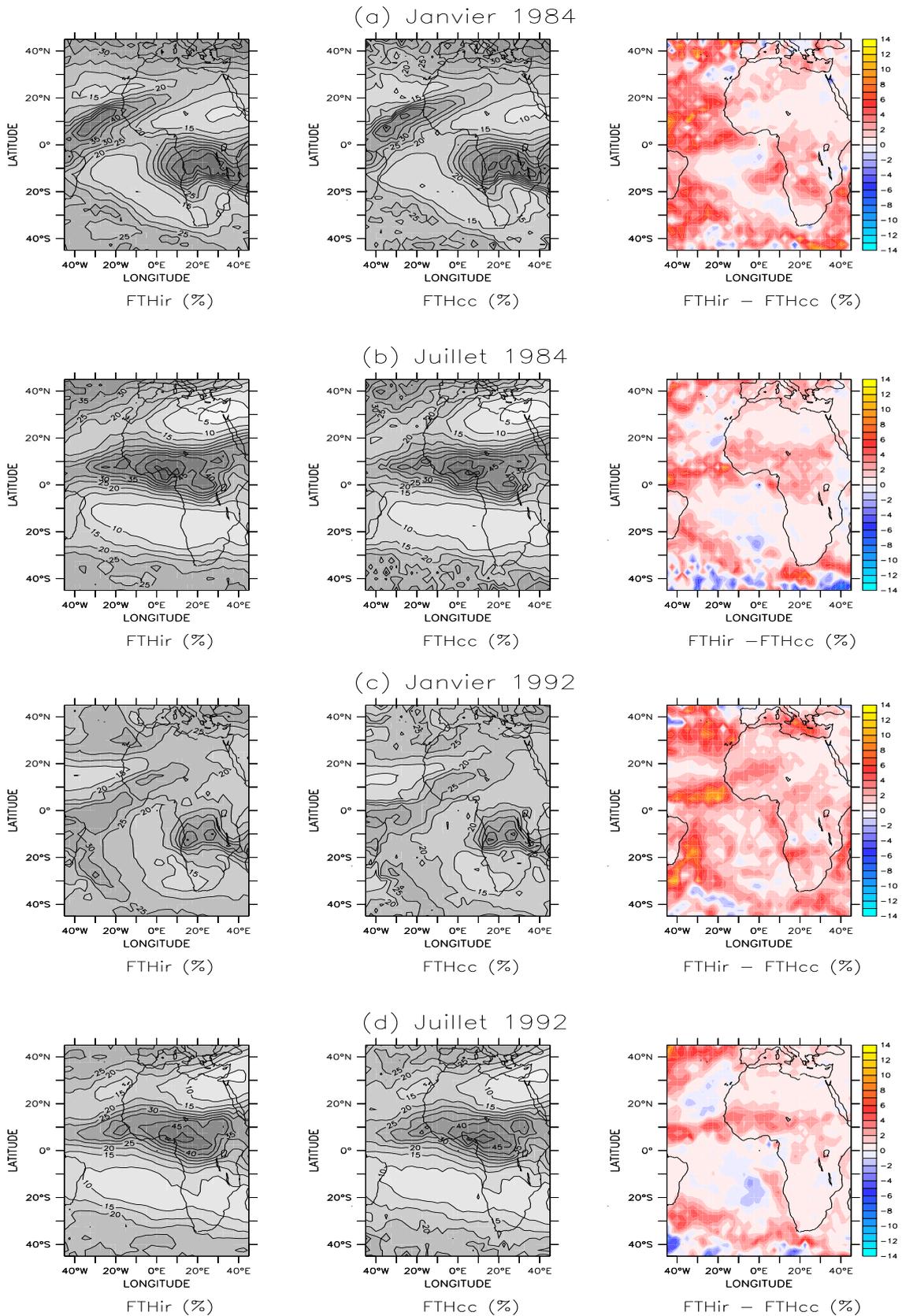


FIG. 5.15 – Moyennes mensuelles, en %, de la  $FTH^{ir}$ , de la  $FTH^{cc}$  et de leurs différences pour les mois complets de janvier 1984 (a), juillet 1984 (b), janvier 1992 (c) et juillet 1992 (d). L'intervalle entre les isolignes est de 5%.

La représentation des mois de janvier et de juillet des années 1984 et 1992 donne un aperçu de la variabilité interannuelle de la FTH de cette région. De façon cohérente avec les analyses précédentes, la prise en compte des pixels de nuages bas présente une tendance à humidifier légèrement les moyennes mensuelles. On peut ainsi observer dans les zones les plus humides ( $FTH > 40\%$ ) une différence absolue supérieure à 2%, un écart maximum de 12% étant noté en janvier 1992 à la pointe de l'Afrique de l'Ouest vers  $20^{\circ}\text{O}-5^{\circ}\text{N}$ . De plus, les zones océaniques de stratocumulus présentent un assèchement de la FTH atteignant 2% pendant les mois d'été (figures 5.15(b) et (d)).

Cette sélection des scènes de nuages bas tend à augmenter le gradient d'humidité entre les régions tropicales et les régions subtropicales, l'humidification du produit étant plus nette dans la région de la ZCIT. L'humidification de la ZCIT permet de réduire le biais sec systématique présent dans la climatologie satellitale de la FTH, mis en évidence par Soden et Lanzante [1996] et Lanzante et Gahrs [2000], dans des études complémentaires sur la climatologie de la vapeur d'eau de la troposphère mesurée par le sondeur HIRS/TOVS. Leurs analyses reposent sur l'utilisation des radiances de ciel clair (CCR) produites par le NESDIS, la couverture nuageuse maximale du produit atteignant 75% dans le cas des mesures "VE" [Soden et Lanzante, 1996]. Le biais sec d'échantillonnage, dont parlent Soden et Lanzante, est révélé par la comparaison entre la moyenne mensuelle pour juillet 1989 de la FTH dérivée des mesures HIRS (ils parlent alors d'UTH) et la moyenne, pour ce même mois, de FTH estimées à partir de radiosondages et interpolées sur la grille des données satellitales. Les régions totalement nuageuses sont sous-échantillonnées dans le produit satellite, ce qui induit ce biais sec évoqué par rapport à la climatologie des radiosondages.

### 5.5.2 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons présenté une méthode de clarification des images "VE" fournies par METEOSAT. Cette méthode de clarification est basée sur l'utilisation des données issues de l'analyse de la nébulosité ISCCP-DX, à la résolution du pixel d'observation.

Des calculs idéalisés nous ont conduit à estimer l'impact radiatif d'un nuage épais introduit dans un environnement plus ou moins sec. Un nuage dont la pression au sommet est égale à 700hPa diminue la  $T_B$  "VE" de 1,75K dans le cas du profil excessivement sec de FTH égale à 2% (-0,4% en terme de FTH) et de 0,25K dans le cas du profil plus humide de FTH égale à 20% (-0,63% en terme de FTH). Ce seuil de 700hPa est le seuil de sélection des scènes de nuages de basse altitude conservés dans la construction d'images "VE" de ciel clair du produit CSR de Eumetsat. L'utilisation des données ISCCP-DX pour cette sélection nous a amené à évaluer les incertitudes dues aux limitations de l'analyse ISCCP, concernant notamment le calcul de l'épaisseur optique des nuages optiquement fins qui permet de déterminer l'altitude du nuage. Ces limitations concernent essentiellement les cirrus fins qui, dans l'IR, transmettent une partie du rayonnement montant depuis la surface, et sont considérés, dans l'analyse ISCCP, comme des nuages bas (cumulus). Nous avons montré que ce biais dans l'analyse des propriétés des nuages fins est limité aux régions de convection de la ZCIT ainsi qu'aux régions des moyennes latitudes, les régions subtropicales présentant, en moyenne, une faible occurrence de nuages en général et *a fortiori* de cirrus. Enfin, l'étude des conséquences de la conservation des nuages bas dans les moyennes spatiales et temporelles de la  $T_B$  et de la FTH a mis en évidence l'influence sur le rayonnement "VE" des conditions

atmosphériques associées à certains types de nuages, et plus particulièrement aux nuages marins. Ces nuages bas sont situés dans des régions de forte subsidence (anticyclones) qui amène de l'air sec dans la troposphère libre.

A l'issue de cette clarification des observations METEOSAT, réalisée sur chacune des images disponibles, nous avons construit la base de donnée FTH. Cette base de données FTH MET-5 couvre la zone Afrique/Océan Atlantique sur toute la période juillet 1983 - février 1997 avec une résolution temporelle de 3 heures et sur une grille régulière de  $0,625^\circ$ . Les caractéristiques interannuelles et intrasaisonnières de cette base de données sont analysées dans le chapitre suivant.



## Chapitre 6

# Etude climatologique de la FTH

La répartition spatiale de la vapeur d'eau sur le globe ainsi que son transport vers les régions sèches est imposée par la circulation générale moyenne de l'atmosphère, ainsi que par les perturbations locales autour de l'état moyen. Nous nous intéressons ici essentiellement aux régions situées dans la bande inter-tropicale qui sont les régions clefs pour le bilan radiatif et pour le réchauffement global de la Terre. L'objet de l'introduction de ce chapitre est de présenter les grands traits de la circulation tropicale et avec une attention particulière sur les liens dynamiques entre les régions de mousson et les régions sèches subtropicales. Pour ce paragraphe d'introduction, les principales références bibliographiques sont les livres de Peixoto et Oort [1992], McGregor et Nieuwolt [1998] et Fouquart [2002], appuyés par de nombreux articles.

Dans les sections suivantes, je présente les différentes analyses climatiques qui ont été réalisées sur la base de donnée FTH développée au cours de cette thèse et dont les différentes étapes de construction ont été détaillées dans les chapitres précédents. L'originalité de ce travail d'analyse est l'utilisation de la haute résolution temporelle des données FTH afin de caractériser, à l'échelle interannuelle, la variabilité intrasaisonnière de quelques régions clefs du climat Africain, et plus particulièrement la région de l'Est de la Méditerranée, la plus sèche du globe pendant la saison juillet-août.

## 6.1 Présentation du climat des régions inter-tropicales

### 6.1.1 Bref rappel sur la circulation moyenne

Les illustrations de ce paragraphe (figures 6.1, 6.2 et 6.3) sont tirées des ré-analyses NCEP [Kalnay *et al.*, 1996] et sont représentées en moyenne climatologique sur la période d'étude de notre base de données FTH, c'est-à-dire sur la période 1983-1996.

La Terre reçoit de l'énergie du Soleil et son climat dépend de la quantité de rayonnement reçu au sommet de l'atmosphère. Ce flux d'énergie varie à la fois avec l'incidence du rayonnement et avec la distance Terre-Soleil qui change selon la position de la terre sur son orbite. Cette variation du flux d'énergie

explique les différentes saisons que nous connaissons et permet de différencier les grandes zones climatiques principales qui sont les tropiques, les latitudes tempérées et les régions polaires. De manière générale, l'insolation de la terre est inhomogène : la zone équatoriale reçoit, en moyenne sur l'année, le maximum de rayonnement solaire, tandis que les régions polaires sont les moins soumises à cette insolation. Les mouvements des fluides atmosphériques et océaniques transportent un flux d'énergie depuis l'équateur vers les moyennes latitudes, et depuis la surface vers l'atmosphère, afin de compenser les régions déficitaires. En plus de son énergie cinétique, l'énergie d'une masse d'air est une fonction de sa température (énergie interne), de son altitude (énergie potentielle) et de la quantité de vapeur d'eau qu'elle contient (chaleur latente). Dans les régions tropicales, les transferts d'énergie se font essentiellement par du transport vertical du fait des plus faibles gradients horizontaux de température.

Le transport vertical moyen des régions tropicales constitue les branches ascendantes des cellules de Hadley (1735) : l'air monte par convection au-dessus des régions excédentaires en énergie et il redescend vers les zones déficitaires. Ce schéma de cellules de Hadley a été développé et conceptualisé par la suite (Ferrel en 1856, Rossby en 1930, etc.). Il permet non seulement de traduire le transport d'énergie depuis les sources vers les puits, mais également de représenter la déviation des vents imposée par la rotation du globe (force de Coriolis) ainsi que les régimes subtropicaux de hautes pressions, localisés vers 30°N et 30°S.

Les régions équatoriales sont des régions de basses pressions, que l'on peut appréhender sur la figure 6.1 en moyenne sur la saison juillet-août pour la période 1983-1996, caractérisées par la formation de nuages dont le développement vertical est important. Ces tours convectives sont typiques des saisons de mousson et sont le lieu de précipitations intenses. Cette bande équatoriale est le lieu, en surface, de la convergence des alizés des deux hémisphères, et elle est communément appelée la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT) ou équateur météorologique.

Au sommet de la troposphère, dans la ZCIT, l'air asséché par l'ascendance se dirige vers les pôles pour subsider au dessus des subtropiques. A la latitude des branches descendantes de la circulation de Hadley, vers 30° de part et d'autre de l'équateur (tropiques du Cancer et du Capricorne), se trouvent des zones de hautes pressions où l'on trouve de l'air sec et plus froid : c'est à ces latitudes que se situent les principaux déserts (Sahara, Kalahari, Australie, ...). Le courant de retour en surface, illustré sur la figure 6.1, est formé par les alizées qui, en passant au-dessus des mers chaudes, se chargent d'humidité et donc de chaleur latente de condensation pour nourrir la convection.

Les figures 6.2 et 6.3 présentent les principaux aspects de la climatologie tropicale de l'été boréal juillet-août. La vitesse verticale  $\omega$  à 500hPa permet de situer, à quelques anomalies zonales près, les principaux mouvements d'ascendance et de subsidence de la troposphère tropicale (figure 6.2). On peut ainsi repérer les régions de forte convection : l'Afrique équatoriale, le Sud-Est Asiatique, l'Amérique du Sud et le Pacifique Ouest. De même les grands anticyclones comme l'anticyclone des Açores, celui de S<sup>te</sup> Hélène et l'anticyclone du Pacifique Sud, illustrés par des régions de hautes pressions sur la figure 6.1, sont caractérisés par de fortes subsidences à 500hPa.

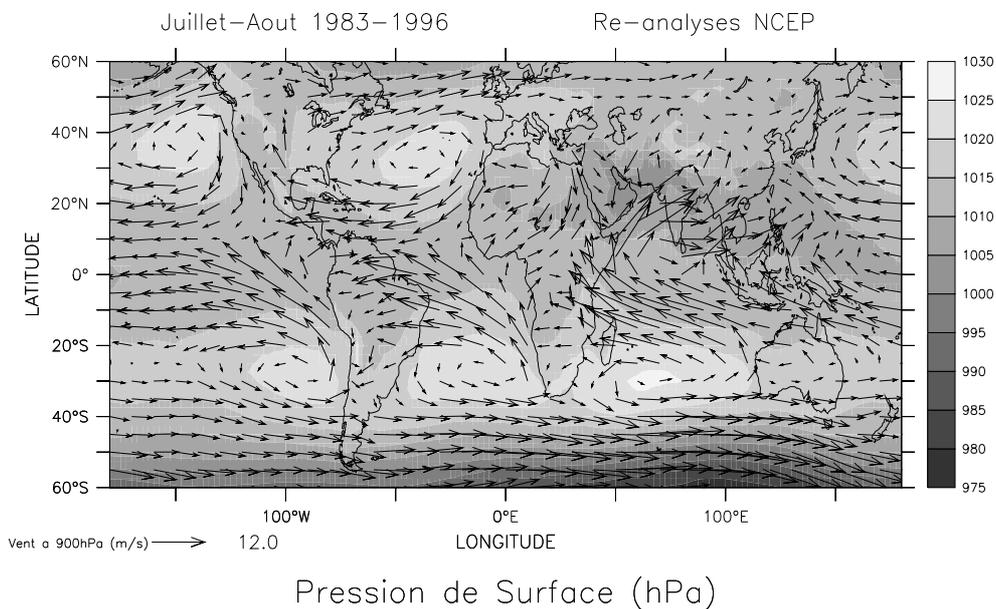


FIG. 6.1 – Pression de surface (hPa) et champ de vent à 900hPa (m/s) en moyenne sur la saison juillet-août pour la période 1983-1996. Les données sont issues des ré-analyses NCEP.

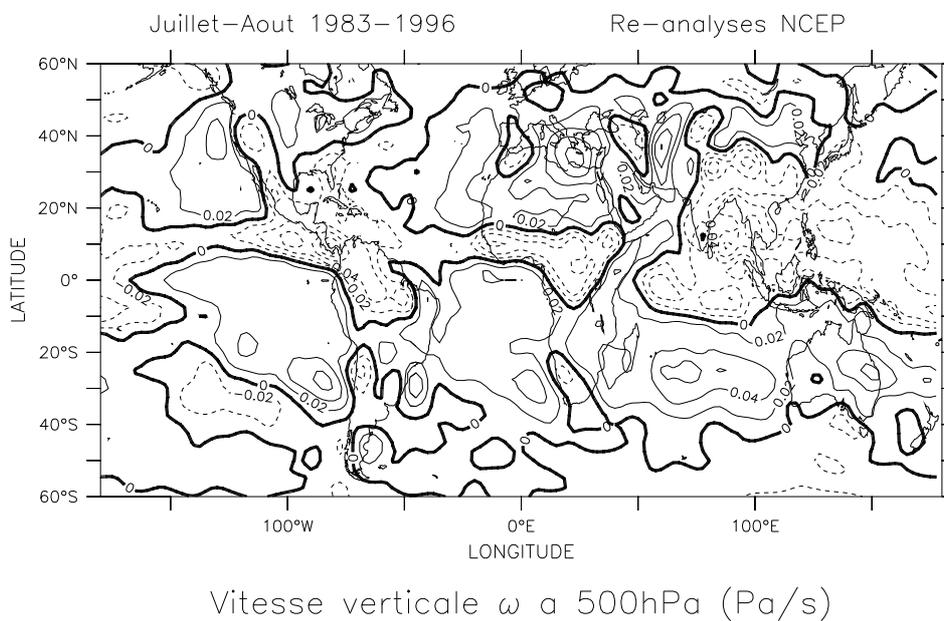


FIG. 6.2 – Vitesse verticale  $\omega$  en Pa/s au niveau 500hPa en moyenne sur la saison juillet-août pour la période 1983-1996. L'intervalle est de  $2 \cdot 10^{-2}$  Pa/s. Les isolignes positives/négatives situent les mouvements de subsidence/d'ascendance. Les données sont issues des ré-analyses NCEP.

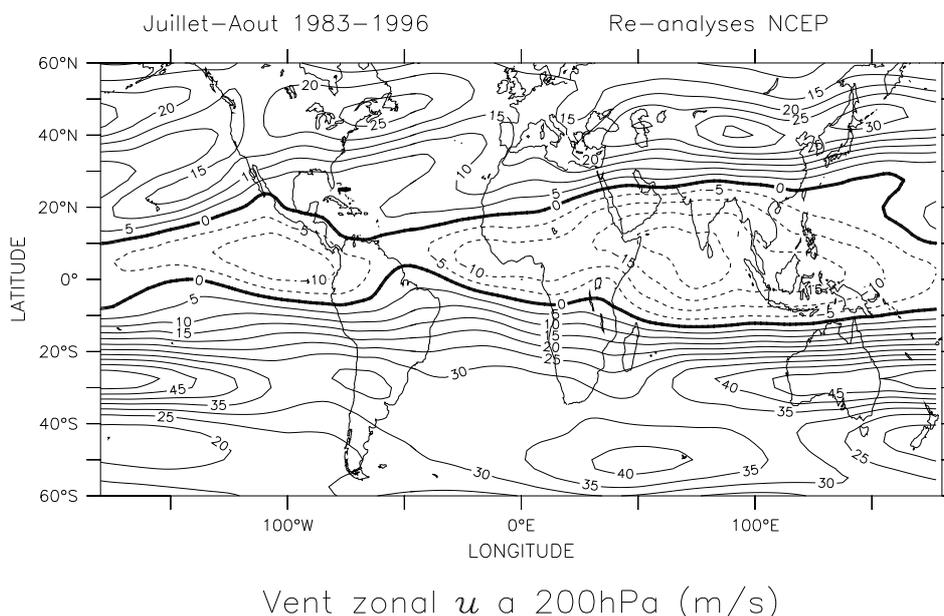


FIG. 6.3 – Vent zonal  $u$  en m/s au niveau 200hPa en moyenne sur la saison juillet-août pour la période 1983-1996. L'intervalle est de 5 m/s. Les isolignes positives/négatives situent les déplacements Ouest-Est/Est-Ouest. Les données sont issues des ré-analyses NCEP.

Dans la troposphère libre, la circulation tropicale est caractérisée par des courants jets. Ces courants de vents violents (jusqu'à  $100\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) se forment en altitude (200hPa) au niveau des branches descendantes des cellules, et sont plus rapides au-dessus des mers que sur les zones continentales. Ainsi, le jet d'Est tropical (JET) se manifeste principalement pendant l'été boréal (juin à septembre) et trouve son maximum à la pointe du continent Indien (figure 6.3). A cette altitude (200hPa), les jet d'Ouest subtropicaux sont plus intenses dans l'hémisphère d'hiver quand le gradient de température équateur-pôle est à son maximum et que la circulation de Hadley est la plus intense. Ils sont également visibles sur la figure 6.3, et sont situés en moyenne vers  $40^\circ\text{N}$  et  $30^\circ\text{S}$ , à la limite des basses et moyennes latitudes en été. Enfin, il faut noter également la présence d'un axe de vents forts (jet d'Est Africain) situé au-dessus de l'Afrique et apparaissant au-dessus de la couche limite (vers 700hPa).

### 6.1.2 Moussons d'été et Anticyclones subtropicaux

Le travail d'analyse des données FTH se place dans le contexte de l'étude du rôle des régions de mousson et des zones sèches subtropicales dans la variabilité du climat de la bande inter-tropicale.

Plus précisément, on s'intéresse ici aux moussons Indienne et Ouest-Africaine, et plus particulièrement à cette dernière. De manière générale, les systèmes de mousson sont initialement décrits à partir des changements de direction des vents de surface au passage à l'équateur. Les principales caractéristiques de ces deux moussons sont :

• **La mousson Indienne** : elle est généralement considérée comme une subdivision de la mousson Asiatique, incluant également la mousson Est-Asiatique, et celle du Nord-Est Pacifique. La mousson Indienne résulte de l'interaction de deux régimes de hautes pressions qui sont l'anticyclone des Mascareignes, situé en surface vers 30°S/60°E (figure 6.1), et l'anticyclone Tibétain d'altitude [e.g. Clemens *et al.*, 1991 ; Hsu *et al.*, 1999].

L'anticyclone des Mascareignes entraîne, en surface, un flux d'air qui se dirige vers le Nord et change de direction au passage à l'équateur, pour se transformer en courant jet de Sud-Ouest (jet de Somalie). Ce jet atteint son intensité maximale pendant les mois de juin à août et se sépare en deux flux qui atteignent les côtes de l'Inde après s'être chargé en humidité au-dessus de la mer d'Arabie. Du fait de l'orographie, les masses d'air convergent vers le plateau Tibétain, donnant lieu, en surface à de fortes pluies, et, en altitude à une divergence des masses d'air (anticyclone Tibétain). Cet anticyclone s'intensifie pour atteindre son maximum au mois de juillet. Le flux d'air sortant depuis le flanc Sud de l'anticyclone donne naissance au jet d'Est tropical déjà évoqué (voir aussi la figure 6.3).

• **La mousson Ouest-Africaine** : elle est essentiellement continentale. L'élément principal de la mousson est la trace au sol de la ZCIT (appelé Front Inter-Tropical), qui suit le maximum d'ensoleillement dans l'hémisphère d'été, et qui correspond au point de rencontre des vents de Nord-Est provenant du Sahara et transportant de l'air chaud et sec (l'*Harmattan*), avec les vents de Sud-Ouest provenant de l'Océan Atlantique et transportant de l'air froid et humide. La mousson est donc influencée par l'intensité des alizés et est reliée aux anticyclones des Açores au Nord et de S<sup>te</sup> Hélène au Sud [e.g. Janicot, 1992].

La mousson Ouest-Africaine est également caractérisée par des systèmes pluviogènes organisés en lignes, appelées "lignes de grain", qui donnent lieu à de violentes pluies et se propagent rapidement. Ces systèmes peuvent s'étendre sur plus de 100km de longueur mais ne dépassent généralement pas 30km de largeur. Les lignes de grain sont liées à des perturbations synoptiques qui se propagent d'Est en Ouest pour atteindre l'Océan Atlantique tropical. Ces perturbations, ou *ondes d'Est Africaines*, résultent des contrastes thermiques et dynamiques qui existent dans cette zone du globe (terre/mer, mousson/désert, vents des basses couches, etc.).

De nombreuses missions d'observations des ondes d'Est Africaines ont eu lieu, comme l'expérience GATE en 1974 (Global Atmospheric Research Program -GARP- Atlantic Tropical Experiment) ou le projet TOGA-COARE en 1992 (Tropical Ocean Global Atmosphere - Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment). Les analyses des données issues de cette dernière expérience ont conduit à constater l'occurrence de couches particulièrement sèches (RH<5%) dans la troposphère, dans un environnement globalement humide [e.g. Mapes et Zuidema, 1996 ; Waugh et Polvani, 2000]. L'étude, par Roca *et al.* [2004], des éléments dynamiques de systèmes convectifs de mousson (autour du 21 août 1992 ; région du Sahel) a permis de développer un scénario dans lequel des intrusions d'air sec extra-tropical, amenées par le courant jet polaire, favoriseraient le développement des lignes de grain (amplification, durée de vie, organisation). Des études récentes réalisées au Laboratoire d'Aérodynamique de Toulouse, par D. Ramond et ses collaborateurs, ont conduit à introduire l'interaction des courants jets d'altitude (polaire et subtropical) afin de déterminer les chemins privilégiés de cet air sec.

Ainsi, des masses d'air sec viendraient perturber les régions tropicales, par l'intermédiaire des courants jets d'altitude. A leur tour, les régions tropicales influencent la distribution de la vapeur d'eau des régions subtropicales.

La distribution spatiale de grande échelle de la vapeur d'eau est décrite notamment par les grandes cellules de circulation Hadley-Walker [e.g. Sun et Lindzen, 1993 ; Sherwood, 1996]. Ce lien a, par ailleurs, été confirmé par les analyses d'observations satellitales dans la bande spectrale à  $6,3\mu\text{m}$  qui ont fait apparaître des fortes corrélations, à l'échelle mensuelle, entre l'humidité de la troposphère libre et les champs dynamiques de grande échelle [e.g. Picon et Desbois, 1990 ; Schmetz *et al.*, 1995(b)] : les régions humides sont associées, dans la moyenne troposphère, à des mouvements d'ascendance des masses d'air, tandis que les régions sèches sont le lieu de fortes subsidences (et de hautes pressions, voir le § 6.1.1). Les grands anticyclones subtropicaux recouvrent en fait près de 40% de la surface de la Terre.

Le transport en cellules de type Hadley n'est cependant pas suffisant pour nourrir en vapeur d'eau ces régions sèches, et il a été mis en évidence que l'activité transitoire de la circulation, c'est-à-dire les perturbations autour de l'état moyen, affecte également le transport de l'humidité vers les régions subtropicales. Par exemple, Pierrehumbert et Yang [1993] ont introduit la notion de mélange "chaotique" afin de caractériser le transport de la vapeur d'eau dans les régions tropicales. Pour amener la vapeur d'eau dans les régions subtropicales depuis les régions convectives, c'est le mélange latéral par la circulation transitoire qui semble prévaloir [e.g. Pierrehumbert, 1998 ; 1999], combiné aux processus de microphysique dans les nuages [Emmanuel et Pierrehumbert, 1996]. Ainsi, l'utilisation d'un modèle de transport lagrangien permet de représenter les structures filamentaires de fine échelle de vapeur d'eau observées dans l'imagerie satellitale à  $6,3\mu\text{m}$  [Pierrehumbert et Roca, 1998].

A l'Est de ces anticyclones, des mouvements de forte subsidence apparaissent, que l'on peut appréhender sur la figure 6.2. La plus importante de ces régions de subsidence est la région de l'Est de la Méditerranée. Cette région est notamment caractérisée par une intense sécheresse de la troposphère libre, ainsi qu'on peut le constater sur la figure 6.4, présentant la distribution de l'humidité troposphérique UTH en moyenne sur la période 1983-1996 pour la saison juillet-août [Bates *et al.*, 2001(a) et (b)].

Rodwell et Hoskins [1996] (RH96 dans la suite) ont suggéré que ces mouvements de subsidence ne sont pas associés uniquement à la branche descendante de la cellule de Hadley. A l'aide d'un modèle hydrostatique global [Rodwell et Hoskins, 1995 ; Hoskins *et al.*, 1999], ils proposent un mécanisme "désert-mousson" liant la convection de mousson et le processus de désertification des régions subtropicales. Ce mécanisme implique à la fois l'orographie et la convection de la mousson. Dans le cas particulier de la mousson d'Asie, les simulations mettent en évidence un lien entre l'intensité de la convection de la région du Golfe du Bengale et la force de la subsidence de l'Est de la Méditerranée. Ce lien serait renforcé par la propagation vers l'Ouest d'une onde planétaire, située dans les hautes couches de l'atmosphère (onde de Rossby). Cette onde serait amorcée par l'anomalie de température de la haute troposphère due au dégagement de chaleur latente au début de la saison de mousson. RH96 suggèrent ainsi que le processus de désertification soit le résultat de la stabilisation (ou *stationarisation*) de l'onde de Rossby, pendant la saison de mousson, du fait de l'orographie particulière de la région (Mont Atlas à l'Ouest -Maroc- et Mont Zagros au Nord-Est -Kurdistan, Iran-).

Le concept "désert-mousson" de RH96 est basé sur le fait que les régions désertiques sont le lieu de perte d'énergie par refroidissement radiatif. L'équilibre énergétique est généralement réalisé dans les

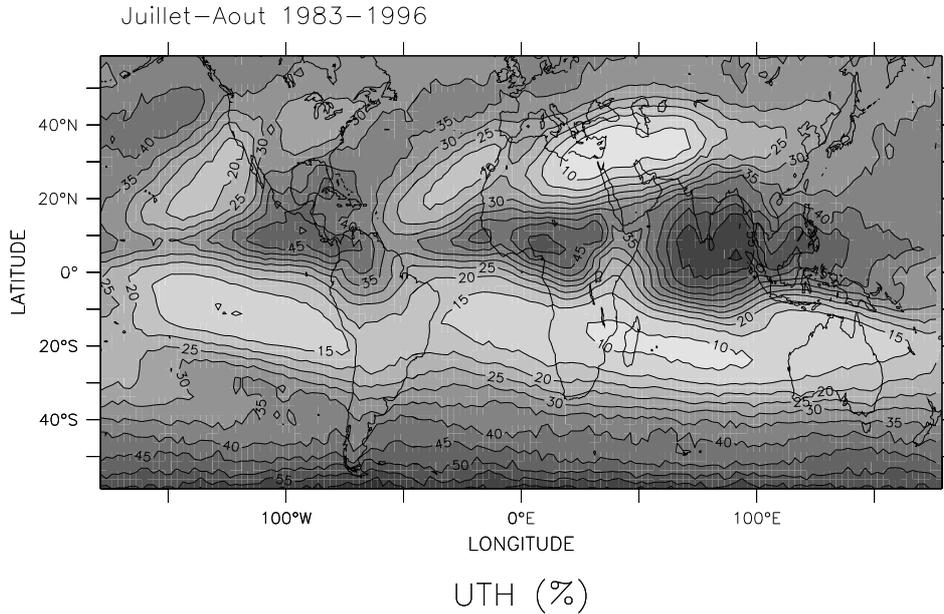


FIG. 6.4 – Humidité relative de la haute troposphère (UTH) (en %) en moyenne sur la saison juillet-août pour la période 1983-1996. L'intervalle est de 5%. Données UTH d'après [Jackson et Bates, 2001].

régions d'ascendance : dans les zones de convection, le dégagement de chaleur latente est presque entièrement équilibré par le refroidissement adiabatique des masses d'air dû à l'ascension. A l'échelle de la saison, cet équilibre s'écrit :

$$\frac{\overline{Q}}{c_p} = \left( \frac{p}{p_0} \right)^\kappa \overline{\omega} \frac{\partial \theta}{\partial p}$$

où la barre horizontale représente la moyenne saisonnière.  $Q$  est le terme de réchauffement ou de refroidissement diabatique,  $c_p$  est la chaleur spécifique de l'air sec à pression donnée ( $c_p = 1004 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ),  $p$  est la pression,  $p_0$  est une pression standard (constante),  $\kappa = R/c_p$  avec  $R$  la constante des gaz parfait pour l'air sec ( $R = 287 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ),  $\omega = dp/dt$  est la vitesse verticale (en  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ), enfin  $\theta = (p/p_0)^{-\kappa} T$  est la température potentielle (en K).

Cet équilibre n'est cependant pas vrai dans les régions sèches subtropicales. En effet, RH96 montrent que la contribution de l'advection horizontale  $\mathbf{v} \cdot \nabla_p T$  ( $\mathbf{v}$  est le vecteur de vent horizontal) est deux fois plus importante que celle du refroidissement radiatif imposé par la descente, et qu'elle dirige la position de ces régions désertiques. Les simulations révèlent qu'une partie de la descente serait due au forçage du modèle par le dégagement de chaleur au démarrage de la mousson. Ainsi, la région de subsidence de l'Est de la Méditerranée serait déterminée par la rencontre entre le front de l'onde de Rossby (amorcée par la mousson) se propageant vers l'Ouest et le flux d'Ouest polaire. La descente adiabatique forcée par la mousson, impliquerait un assèchement des masses d'air et ainsi une diminution du rayonnement IR émis vers l'espace (région de ciel clair). Ce refroidissement radiatif conduirait à un renforcement local de la subsidence, cette fois de façon diabatique, qui serait responsable de la moitié de la descente observée [Rodwell et Hoskins, 2001].

**Résumé :** La distribution de la vapeur d'eau des régions tropicales et subtropicales est donc gérée par des mécanismes complexes, faisant interagir les zones de forte convection et des zones d'intense sécheresse. Dans ce contexte, la base de donnée FTH développée pendant cette thèse est un outil idéal : sa résolution spatio-temporelle permet de faire des analyses de l'humidité troposphérique de ces régions depuis des échelles de temps interannuelles jusqu'à des variabilités journalières.

Les paragraphes suivants sont consacrés aux études interannuelles dans un premier temps, puis à la variabilité intrasaisonnière de la saison juillet-août dans 3 régions de la zone d'observation METEOSAT, incluant une région de mousson (zone Sahélienne) et deux régions subtropicales (l'Est de la Méditerranée, l'Atlantique Sud). L'analyse de la variabilité intrasaisonnière de la FTH est finalement approfondie, par des comparaisons interannuelles, à l'aide de rétro-trajectoires afin de caractériser le transport de la vapeur d'eau vers la région de subsidence de l'Est de la Méditerranée.

## 6.2 La FTH de juillet 1983 à février 1997

Afin d'évaluer la variabilité interannuelle de la FTH, le produit UTH dérivé des données "VE" HIRS-12 construit par Jackson et Bates [2001] est pris comme référence. Cette étape d'analyse de la cohérence de la FTH sur de grandes échelles de temps est une étape nécessaire, préliminaire aux analyses de plus fines échelles spatiale et temporelle.

Notre période d'étude s'étendant de juillet 1983 à février 1997, les cycles saisonniers des deux produits et leurs variabilités interannuelles sont étudiés à l'échelle mensuelle (fréquence des données d'UTH) sur les années complètes de 1984 à 1996.

### 6.2.1 Caractéristiques des données UTH de HIRS-12 1978-1998

La dynamique de la vapeur d'eau troposphérique mesurée par le sondeur HIRS-12 a été analysée par Bates *et al* [1996] sur la période 1981-1993 à l'aide de moyennes mensuelles couvrant la bande tropicale et subtropicale limitée à 30°N-30°S. La climatologie des  $T_B$  "VE", reliée aux calculs d'anomalies de température de surface de la mer et du rayonnement ondes-longues sortant au sommet de l'atmosphère (OLR), présente une forte cohérence avec les événements El Niño chauds (1982/83 ; 1987 ; 1991/92) et froids (1984/85 ; 1988/89) qui apparaissent dans l'Océan Pacifique. Ces événements sont essentiellement révélés par les anomalies d'OLR et se retrouvent dans les calculs d'anomalies des  $T_B$  "VE" : les événements chauds présentent une augmentation de l'activité convective dans la partie Ouest de l'Océan Pacifique cohérente avec une diminution des valeurs de  $T_B$  "VE" (augmentation de la quantité de vapeur d'eau dans la troposphère libre). De même, les principales caractéristiques de la circulation tropicale sont décrites dans la climatologie HIRS-12 : on retrouve notamment les intensités et les positions des zones de subsidence subtropicales.

Cette climatologie de moyennes mensuelles est étendue à la période 1978-1998 selon les travaux de Jackson et Bates [2001] qui interprètent les données HIRS-12 en terme d'UTH. L'analyse des tendances de ces 20 années d'UTH/HIRS-12 montrent un accord avec la climatologie saisonnière tropicale : l'UTH

augmente au-dessus des régions de mousson pendant l'été (Inde, Afrique, Amérique Centrale), tandis qu'elle tend à diminuer dans les régions de subsidence subtropicales des hémisphères d'hiver [Bates et Jackson, 2001]. Les données UTH dérivées des mesures "VE" de HIRS présentent ainsi une tendance en bon accord avec le cycle de l'eau des régions tropicales.

Ce jeu de données est également cohérent, à l'échelle interannuelle, avec les anomalies de circulation générale de grande échelle connus [Bates *et al.*, 2001]. Des analyses en composantes principales montrent que, dans la bande 30°S-30°N, la variabilité interannuelle de l'UTH est fortement corrélée avec les anomalies de précipitation, de la température de surface de la mer, ainsi que celles de la pression de surface. Enfin, l'analyse de la partie transitoire de la circulation révèle que, dans l'Océan Pacifique tropical, le transport vertical et horizontal de la vapeur d'eau serait modulé par la propagation d'ondes planétaires de grande échelle présentes dans les hauts niveaux de la troposphère (ondes de Rossby), ce qui expliquerait les fluctuations importantes de l'UTH de cette région.

### 6.2.2 Etude du cycle saisonnier moyen

L'étude du cycle saisonnier moyen permet de visualiser l'évolution saisonnière moyenne d'une variable sur une région donnée. Cette représentation permet d'en cerner les principales variations au cours d'une année climatologique moyenne. La figure 6.5 illustre le cycle annuel moyen de la FTH dans la région de l'Afrique et de l'Océan Atlantique.

Les structures de forte humidité (de 40 à 55%) sont associées à la ZCIT qui évolue au cours de l'année. On peut remarquer que ce déplacement méridien est principalement marqué sur le continent africain : le maximum de FTH (50-55%) est situé vers 10°S-5°S pendant les mois d'hiver (janvier, mars et novembre) et il se déplace vers 5°N-10°N pendant les mois d'été (juillet). Au contraire, la partie océanique de la ZCIT est située en moyenne entre 0°N et 10°N tout au long de l'année.

Les zones de subsidence subtropicales sont situées de part et d'autre de l'équateur météorologique et sont caractérisées par des faibles valeurs de FTH. Le centre de la région anticyclonique de l'Atlantique Sud ( $FTH \leq 15\%$ ) présente un déplacement essentiellement zonal au cours de l'année : la position la plus occidentale est située autour de 10°O en septembre, et se déplace vers l'Est pendant l'année. On peut d'ailleurs noter la croissance progressive d'une seconde région sèche où la FTH est minimale sur la région de l'anticyclone des Mascareignes situé à 40°E, au large des côtes Malgaches. Enfin, l'inclinaison en latitude de l'axe de cette zone de subsidence est la plus forte en hiver : l'inclinaison est d'environ 20° en janvier tandis qu'elle atteint moins de 10° en juillet.

Dans l'hémisphère Nord, le contraste de FTH au Nord-Est de l'Afrique est plus prononcé entre l'hiver et l'été : localement aux coordonnées 35°E-30°N, on passe de 25% d'humidité en moyenne dans la troposphère libre au mois de mars, à 5% d'humidité en juillet. De façon similaire, au large des îles des Canaries (15°O-30°N) il y a un contraste d'environ 15% de FTH entre l'été (juillet) et l'hiver (novembre). De même que pour l'Atlantique Sud, le déplacement de la zone très sèche, située à l'Est de la Méditerranée vers 35°N en juillet et associée à une région de forte subsidence (voir le § 6.1.2), est particulièrement prononcé : en hiver, cette zone sèche est localisée au Sud de la mer Rouge vers 15°N en novembre.

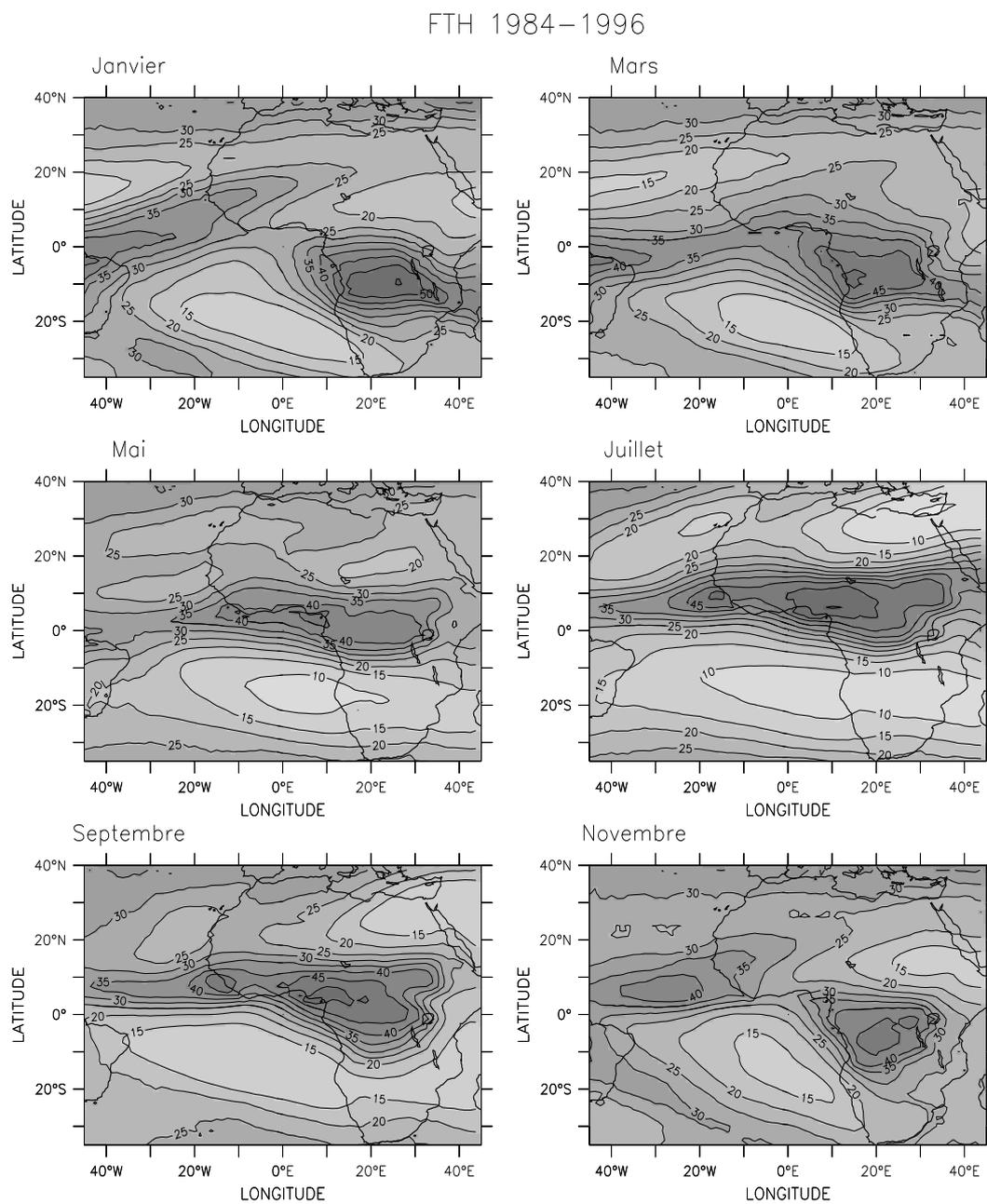


FIG. 6.5 – Climatologie mensuelle de la FTH, en % d'humidité, sur la période 1984-1996. L'intervalle est de 5%.

Afin d'évaluer cette climatologie moyenne, les variations saisonnières moyennes de notre produit FTH et de la base de données UTH développée par Bates *et al.* [2001] sont représentées sur les figures 6.6 pour la région d'étude. Seuls les hiver et été moyens sont représentés : janvier-février-mars (JFM), et juillet-août-septembre (JAS). Ces cartes saisonnières permettent d'appréhender les principales structures caractéristiques du climat de cette région dans les deux jeux de données, et ainsi de réaliser une première comparaison générale de leurs structures d'humidité et de leurs valeurs moyennes.

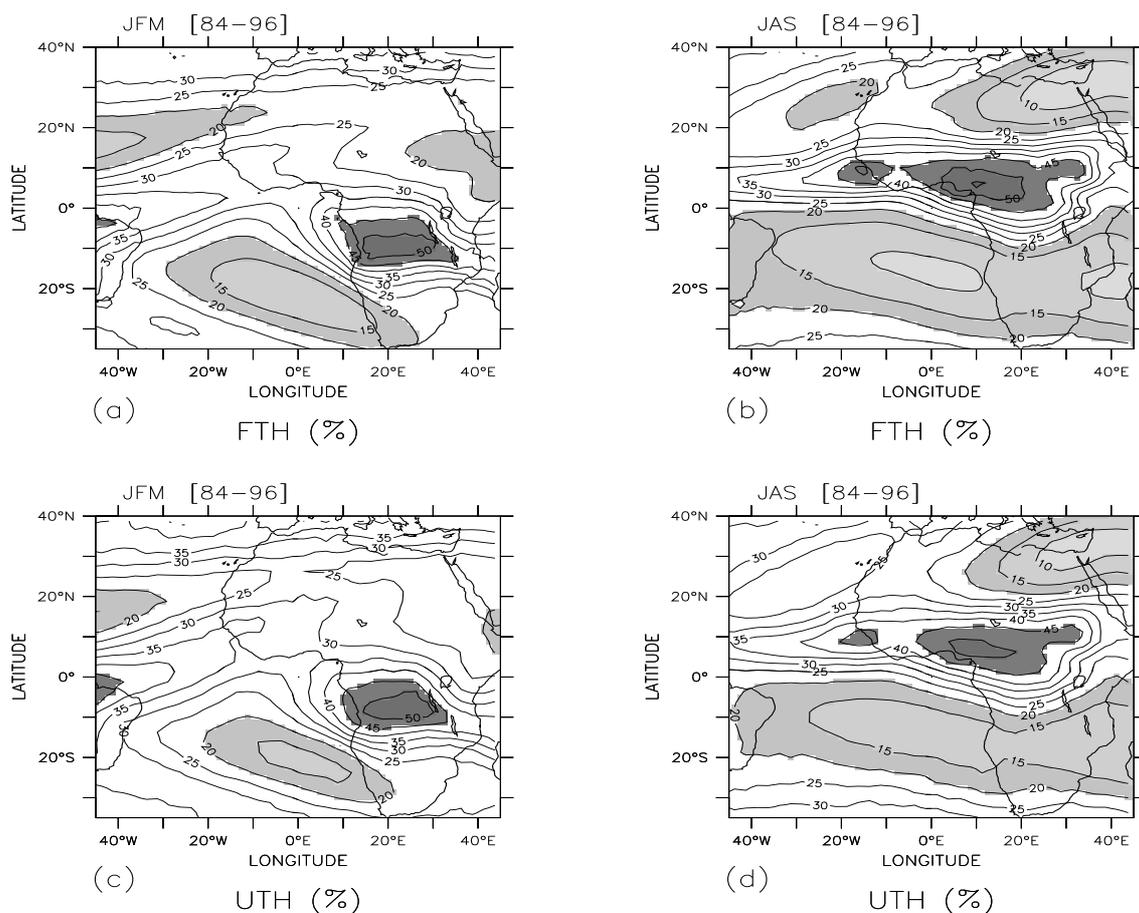


FIG. 6.6 – Saisons moyennes des données FTH (a,b) et UTH (c,d) pour janvier-février-mars (JFM) et juillet-août-septembre (JAS) de la période 1984-1996, en % d'humidité. Les zones en gris clair délimitent les régions sèches ( $F(U)TH \leq 15\%$ ), les zones en gris foncé délimitent les régions humides ( $F(U)TH \geq 45\%$ ). L'intervalle est de 5%.

Les régions sèches et humides, de FTH respectivement inférieures à 15% et supérieures à 45%, sont mises en évidence par des zones grisées pour faciliter la visualisation de la dynamique des deux produits.

Tout d'abord, on peut constater que les structures de la FTH décrites plus haut sont également présentes sur les moyennes saisonnières de l'UTH. Ainsi la migration de la ZCIT est décrite de manière identique par les deux produits d'humidité : pendant la saison JFM, la ZCIT se situe autour de 10°S

sur le continent Africain, tandis que sa position est localisée plus au Nord entre 5°N et 10°N pendant la saison JAS. De plus, les régions de subsidence des masses d'air, situées de part et d'autre de la ZCIT et associées aux régions sèches subtropicales (Atlantique Sud et Est de la Méditerranée), se retrouvent également dans les deux jeux de données. Pendant la période JAS, on retrouve ainsi les deux minima locaux de l'Atlantique Sud évoqués précédemment : l'anticyclone de S<sup>te</sup> Hélène (0°E-15°S) et l'anticyclone des Mascareignes (40°E-15°S). De la même façon, la zone sèche située à l'Est de la Méditerranée pendant la saison JAS (35°E-35°N) se déplace vers le Sud-Est pendant la saison JFM.

Enfin, concernant les amplitudes des signaux, ces saisons moyennes montrent que les extrema d'humidité sont similaires dans les deux produits. La FTH ainsi que l'UTH atteignent des valeurs de 10% dans la région de l'Est de la Méditerranée, pour la saison moyenne JAS. De plus des zones de fort gradient séparent la ZCIT des zones de subsidence et se retrouvent dans les deux jeux de données : dans ces zones, et plus spécialement pendant la saison JAS, on passe de 50% à 10% d'humidité sur près de 15° (~ 1500km).

On peut toutefois constater des différences entre les deux champs. Les données FTH révèlent des régions subtropicales plus sèches et plus étendues que les données UTH. Ainsi, la zone sèche de l'Atlantique Sud est, en moyenne sur JFM, plus sèche de 5% dans le champ de FTH, de la même façon que la langue sèche de l'Atlantique Nord. En été, on observe le même type de différences, bien que cela soit plus prononcé dans l'hémisphère Sud. Les régions humides ont, quant à elles, des amplitudes similaires, la ZCIT étant, pendant JAS, légèrement plus étendue dans le champ de FTH que dans le champ d'UTH.

L'année climatologique moyenne, présentée dans ce paragraphe, lisse les différences interannuelles pour révéler les évolutions saisonnières moyennes. Dans le paragraphe qui suit, nous présentons l'analyse de la variabilité interannuelle de la FTH, en parallèle avec l'UTH, qui permet d'appréhender les différences existantes d'une année sur l'autre.

### 6.2.3 Etude de la variabilité interannuelle

#### 6.2.3.1 Pour l'ensemble de la zone d'observation METEOSAT

La première étape de l'analyse interannuelle de la FTH est l'étude de la zone METEOSAT. Bien que cette région présente des régimes climatiques très différents (voir le § 6.1.2), l'étude globale de la FTH de cette région permet d'appréhender les principales caractéristiques de la période considérée. La figure 6.7 illustre les évolutions mensuelles de la FTH et de l'UTH par l'intermédiaire de diagrammes latitude/temps (diagrammes de HovMüller) au cours des 13 années communes aux deux produits. Ce type de diagramme permet de distinguer les saisons présentant des écarts à la moyenne climatologique notables.

De la même façon que pour les saisons moyennes, nous avons mis en évidence les régions sèches et humides par des grisés plus ou moins foncés. Les régions sèches sont limitées des F(U)TH inférieures à 15%, tandis que les régions humides sont celles de F(U)TH supérieures à 35%. Cette différence de seuil humide par rapport aux saisons du paragraphe précédent est due à la représentation en moyenne zonale sur une région qui ne présente pas une distribution spatiale homogène en longitude, comme montré sur

la figure 6.6. Le choix du seuil de 35% permet toutefois de visualiser les principales structures humides des deux produits.

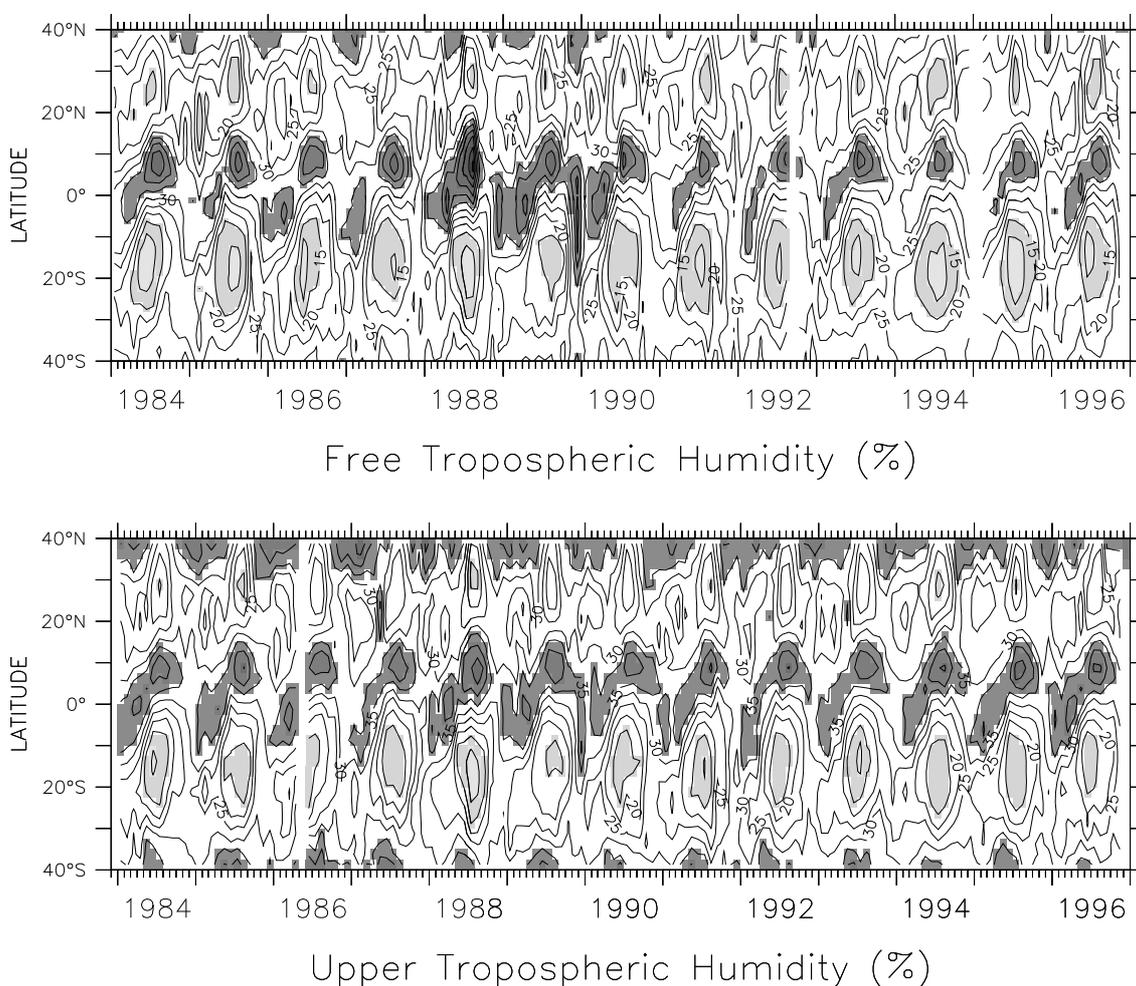


FIG. 6.7 – Diagrammes latitude/temps de HovMüller sur la région 40°S-40°N pour les données FTH (a) et UTH (b), en % d'humidité. Moyennes zonales sur la bande 45°O-45°E. Les zones en gris clair délimitent les régions sèches ( $F(U)TH \leq 15\%$ ), les zones en gris foncé délimitent les régions humides ( $F(U)TH \geq 35\%$ ). L'intervalle est de 5%.

La migration interannuelle de la Zone de Convergence Inter-Tropicale est représentée de façon similaire dans les deux produits et présente une évolution saisonnière entre les latitudes 10°S en hiver et 15°N en été. Tout en rappelant que le champ d'humidité n'est pas zonal, on peut cependant observer quelques années pendant lesquelles la ZCIT se distingue de la moyenne. Les années 1988 et 1989 sont notamment caractérisées par une ZCIT plus humide que la moyenne et plus étendue en latitude, la FTH étant plus humide que l'UTH puisque la valeur maximale est de 50% pour la FTH tandis qu'elle est de 40% pour l'UTH.

On peut également distinguer un accroissement progressif et saisonnier des régions sèches subtro-

picales situées de part et d'autre de la ZCIT. Cet assèchement est, en moyenne longitudinale, moins prononcé dans l'hémisphère Nord, mais est particulièrement visible dans l'hémisphère Sud où les zones sèches de moins de 15% d'humidité recouvrent jusqu'à 20° de latitude certaines années, et cela dans les deux jeux de données. De telles extensions sont visibles pour les années 1984, 1988 et 1994. L'été boréal de l'année 1989 est, au contraire, caractérisé par une région sèche peu étendue en latitude qui ne dépasse pas 5°.

Dans l'hémisphère Nord l'analyse est plus délicate. En effet, la distribution spatiale présentée de façon moyenne dans la section 6.2.2 montre des structures d'humidité qui sont loin d'être zonales, contrairement à l'hémisphère Sud qui révèle une forte homogénéité du champ pendant la saison JAS. Quelques observations peuvent cependant être relevées. On peut remarquer que le seuil de 15% choisi pour délimiter qualitativement les zones sèches est rarement atteint. Seules les années 1984, 1985, 1994 et 1996 des données FTH présentent de telles zones tandis que l'UTH ne révèle pas de tels minima.

Enfin, comme l'analyse du cycle saisonnier l'avait déjà mis en évidence, cette étude des moyennes mensuelles montre que les données d'UTH sont plus humides que les données de FTH dans les régions subtropicales, et que la ZCIT est généralement plus étendue mais présente une amplitude moins forte. L'année 1988 illustre parfaitement cette différence. Celle-ci peut s'expliquer par deux aspects : d'une part par la méthode d'inversion des  $T_B$  "VE" (chapitre 3), d'autre part par l'échantillonnage des scènes. En effet, tandis que METEOSAT "VE" observe en continu la zone considérée ici, le pas de temps étant d'1/2 heure, HIRS-12 est situé à bord d'un satellite défilant, et offre jusqu'à 2 observations par jour (matin et soir) selon le satellite.

Les fluctuations autour de la moyenne du champ d'humidité FTH sont appréhendées par l'écart-type interannuel. Sa représentation cartographique permet de mettre en évidence géographiquement les régions où la variabilité interannuelle est la plus grande. Les écarts-types interannuels  $\sigma_{i,j}$  de la FTH des saisons JFM et JAS sont représentés sur les figures 6.8(a) et (b). Ils ont été calculés à partir des saisons JFM et JAS de chaque année sur la période 1984-1996 selon :

$$\sigma_{i,j} = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{t=84}^{96} (x_{t,i,j} - \bar{x}_{i,j})^2} \quad (6.1)$$

où  $x_{t,i,j}$  est la FTH de la saison (JFM ou JAS) de l'année  $t$  au point de coordonnées  $(i,j)$ , et  $\bar{x}_{i,j}$  correspond à la moyenne interannuelle de FTH de la saison (JFM ou JAS) en ce même point.  $N=13$  est le nombre d'année pour lesquelles l'écart-type est calculé.

Les écarts-types des figures 6.8(a) et 6.8(b) présentent des maxima dans les régions de fort gradient de FTH, de part et d'autre de la ZCIT. La position de ces maxima reflète le décalage interannuel de la position de migration de la ZCIT au cours de la saison. En hiver (saison JFM, figure 6.8(a)), on observe deux maxima d'écarts-types de même amplitude : le premier est situé vers 10°N dans l'Océan Atlantique, le second est positionné vers 15°S sur le continent Africain. En été (saison JAS, figure 6.8(b)), le maximum d'écart-type est situé au sud de la ZCIT continentale, autour de 5°S-10°S.

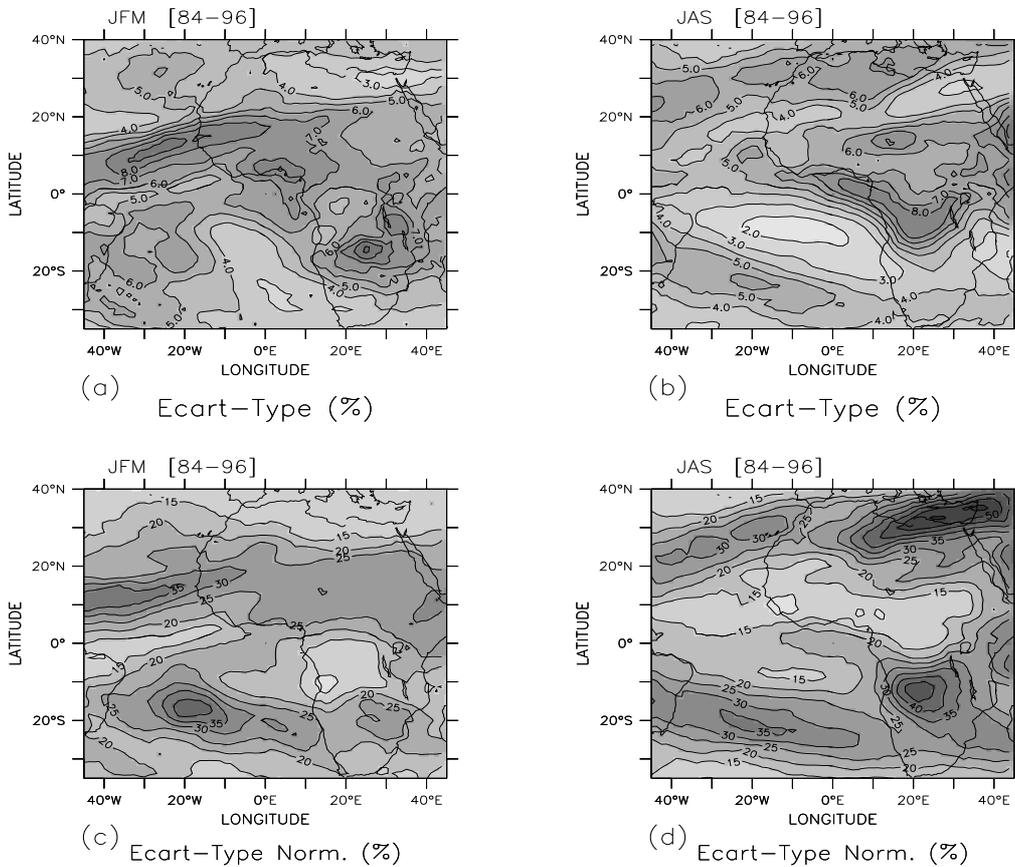


FIG. 6.8 – *Ecart-type* (en % d'humidité) (a, b) (intervalle de 1%) et *Ecart-type normalisé* (en % du signal moyen) (c, d) (intervalle de 5%) de la FTH pour les saisons JFM (gauche) et JAS (droite) sur la période 1984-1996.

Le déplacement méridien de la ZCIT, autour d'une position moyenne, apporte ainsi la principale contribution à la variance autour du signal moyen. Dans les régions de faibles valeurs de FTH, l'écart-type absolu est faible mais cela masque une forte variabilité relative. Ainsi, le calcul de l'écart-type normalisé (ou relatif)  $\sigma_{i,j}^N$  permet d'étudier les fluctuations autour de la moyenne en pourcentage de l'amplitude du signal étudié :

$$\sigma_{i,j}^N = 100 \times \frac{\sigma_{i,j}}{\bar{x}_{i,j}} \quad (6.2)$$

Les figures 6.8(c) et 6.8(d) sont obtenues par l'application de l'équation 6.2 sur les saisons JFM et JAS. Le calcul de l'écart-type normalisé met en évidence la forte variation interannuelle *relative* des régions subtropicales.

En hiver (JFM, figure 6.8(c)), les régions situées vers 20°O-15°S dans l'Atlantique Sud et vers 10°N dans l'Atlantique Nord sont les principales régions où la variation relative de la FTH est la plus prononcée. Ces régions sont respectivement le bord de la zone de subsidence de l'Ouest de l'anticyclone de S<sup>te</sup> Hélène et la limite Nord de la ZCIT océanique (voir le § 6.2.2).

En été (JAS, figure 6.8(d)) le maximum de l'écart-type normalisé est observé dans la région de l'Est de la Méditerranée, avec plus de 50% de variation relative autour de la moyenne. Un second maximum, de moindre intensité (40%) est situé vers 15°S sur le continent Africain (Angola-Zambie) : ce maximum correspond au déplacement interannuel du lieu de rencontre des deux minima de FTH de l'hémisphère Sud évoqués précédemment dans le paragraphe 6.2.2 (figure 6.5).

La dernière analyse interannuelle de la FTH de la région METEOSAT est basée sur la haute résolution temporelle de la base de données. A l'aide d'un algorithme de transformée de Fourier discrète rapide (ou FFT) nous avons calculé la variance spectrale des différentes harmoniques qui constituent le signal de FTH afin de décomposer ses modes de variabilité. On pourra se référer à différents livres [e.g. Wilks, 1995] ou articles [e.g. Diedhiou *et al.*, 1998] pour les détails mathématiques de la FFT et ses nombreuses applications, notamment en climatologie Africaine.

L'étude de l'écart-type normalisé de la FTH faisant ressortir des structures particulièrement intéressantes pendant l'été boréal, nous nous sommes concentrés sur cette période de l'année. Les données FTH disponibles 8 fois par jour sont moyennées afin d'obtenir une série temporelle lisse de valeurs journalières. Pour chaque année de l'étude, nous avons construit une série temporelle centrée sur les deux principaux mois de l'été boréal (juillet-août) en y ajoutant les 15 derniers jours de juin et les 15 premiers jours de septembre : en considérant la période 1984-1996, nous avons ainsi 13 séries temporelles composées de 92 points. La transformée de Fourier est donc appliquée sur chacune de ces séries de 92 jours d'observations de FTH et les valeurs de variances spectrales sont moyennées sur les 13 ans.

Cette analyse spectrale est restreinte à deux modes d'oscillations :

- le premier est le mode d'oscillation à 3-9 jours qui est caractéristique des régions de mousson ;
- le second est le mode d'oscillation à 10-30 jours ne tenant pas compte de la variation saisonnière et qui caractérise la variance des signaux de plus basse fréquence.

Ces deux modes sont étudiés par l'intermédiaire de leur contribution dans le signal global et la figure 6.9 montre la variance spectrale relative moyenne de chacun des deux modes. Les régions de variance spectrale relative moyenne supérieure à 55% de la variance totale sont mises en évidence par les grisés.

La première fenêtre de fréquences à 3-9 jours est la plus étudiée dans les analyses synoptiques du climat de mousson [e.g. Sultan et Janicot, 2003]. En effet, la période juillet-août au Sahel est caractérisée par des passages fréquents de systèmes pluvio-gènes (les lignes de grain) liées à la propagation des ondes d'Est (voir le § 6.1). Les ondes d'Est ont une périodicité marquée à 3-9 jours et sont actives durant la période de mousson, de mai à octobre [e.g. Diedhiou *et al.*, 1998 ; Grist, 2002]. La figure 6.9 illustre ainsi les principales régions d'Afrique concernées par la propagation des ondes d'Est dans la bande 3-9 jours, c'est-à-dire les pays de l'Afrique équatoriale ainsi que l'Océan Atlantique, vers 15°N.

Le deuxième mode d'oscillation de 10-30 jours apparaît essentiellement dans les régions subtropicales. La bande 20°S-10°S de l'Atlantique Sud présente un signal dans cette bande de fréquence avec un maximum au large des côtes angolaises (10°E-15°S). De même, le Sahara est concerné par ce mode d'oscillation avec 3 maxima locaux : les montagnes de l'Atlas (10°O-30°N), la Libye (10°E-30°N) et le Nord-Est de l'Egypte (vers 35°E-25°N).

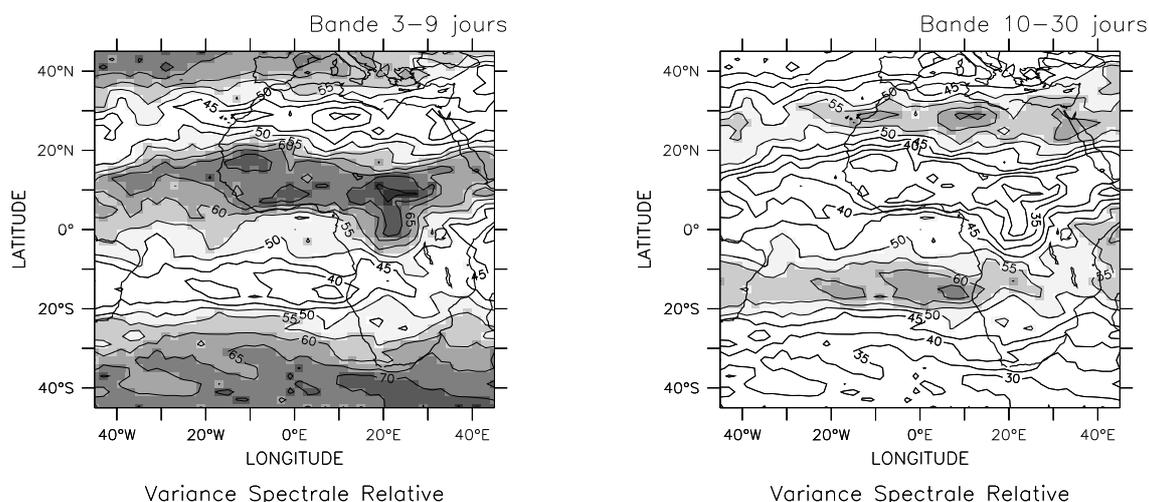


FIG. 6.9 – Variance spectrale relative moyenne sur 13 ans pour la saison juin(15j)-juillet-août-septembre(15j). Bandes de fréquences 3-9 jours (gauche) et 10-30 jours (droite) en pourcentage de la variance spectrale totale entre 3 et 30 jours. L'intervalle est de 5%.

Le paragraphe suivant est consacré à l'étude du signal de FTH dans trois régions de la zone d'étude METEOSAT mises en évidence par les deux analyses statistiques de ce paragraphe.

### 6.2.3.2 Pour 3 régions clefs du climat Africain

Dans ce paragraphe, nous allons étudier la variabilité interannuelle de la FTH des 3 régions clefs du climat Africain qui sont ressorties des résultats des analyses précédentes. Ces régions sont représentées sur la carte de la figure 6.10 :

- l'Est de la mer Méditerranée [ $27^{\circ}\text{E}$ - $37^{\circ}\text{E}$ / $27^{\circ}\text{N}$ - $35^{\circ}\text{N}$ ] ;
- l'anticyclone de  $S^{te}$  Hélène, situé dans l'Océan Atlantique Sud [ $5^{\circ}\text{O}$ - $14^{\circ}\text{E}$ / $20^{\circ}\text{S}$ - $12^{\circ}\text{S}$ ] ;
- une région sahélienne, dans la Zone de Convergence Inter-Tropicale [ $5^{\circ}\text{O}$ - $10^{\circ}\text{E}$ / $12,5^{\circ}\text{N}$ - $17,5^{\circ}\text{N}$ ].

Les deux premières régions sont des régions sèches subtropicales, qui sont importantes dans le bilan radiatif de la Terre puisqu'elles ont un rôle primordial dans la redistribution de l'énergie. La région de l'Est de la Méditerranée, notamment, est une région charnière entre les moussons Indienne et Africaine [Rodwell et Hoskins, 1996 ; Raich *et al.*, 2003]. De plus, la région sahélienne est une zone qui présente, en été, de forts contrastes avec une alternance de périodes sèches et de lignes de grains, et une variabilité intrasaisonnaire forte.

En fait, l'information contenue dans les coupes interannuelles latitude/temps de la figure 6.7 est essentiellement qualitative. Cette représentation sur une telle région d'étude [ $45^{\circ}\text{O}$ - $45^{\circ}\text{E}$ ] noie l'information spatiale contenue dans les données. En effet, et comme le montrent les figures 6.6, le champ d'humidité (FTH ou UTH) est loin d'être zonal et une moyenne sur cette large bande de longitude (environ  $90^{\circ}$ , i.e. 9000km) n'est pas adaptée pour des études quantitatives de la variabilité interannuelle.

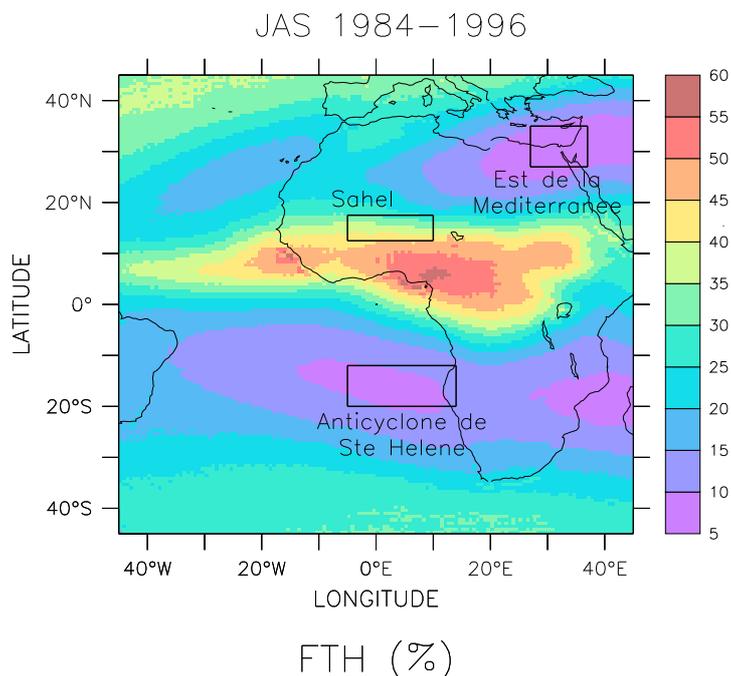


FIG. 6.10 – Localisation géographique des 3 régions d'étude. Données FTH de la saison juillet-août-septembre pour la période 1984 à 1996.

Les trois régions sélectionnées nous servent ainsi à comparer la variabilité interannuelle de notre produit FTH et de l'UTH.

Les séries temporelles de la FTH et de l'UTH dans ces trois régions sont représentées sur la figure 6.11. De manière générale, on peut noter qu'il existe un très bon accord entre les deux estimations de l'humidité de la troposphère (FTH et UTH) pour les trois régions étudiées, tant en moyenne qu'en écart-type. On peut d'ailleurs noter que les deux régions subtropicales présentent un signal saisonnier prononcé tout au long de la période juillet 1983 - décembre 1996.

Dans la région de l'Est de la Méditerranée (figure 6.11 (a)), le cycle saisonnier est particulièrement prononcé avec un écart de plus de 25% d'humidité relative entre les étés et les hivers. Les plus faibles valeurs de FTH/UTH peuvent être observées de juin à septembre, le minimum étant atteint en juillet-août (JA) pour les deux jeux de données. Le minimum d'humidité est compris entre 3 et 7%, la période JA la plus sèche étant observée en 1984, tandis que les étés JA les moins secs ont eu lieu en 1988, 1992 et en 1994. Pendant le reste de l'année (de octobre à mai) la variabilité saisonnière reste similaire entre les deux produits, avec de manière générale une amplitude du signal d'UTH plus forte de 2 à 5% par rapport à la FTH.

La région de l'anticyclone de Ste Hélène présente plus de disparités entre les moyennes mensuelles des deux produits d'humidité, comme le montre la figure 6.11 (b). On peut remarquer que la FTH est plus humide que l'UTH de octobre à mai, tandis qu'elle atteint des valeurs plus faible de quelques pourcents

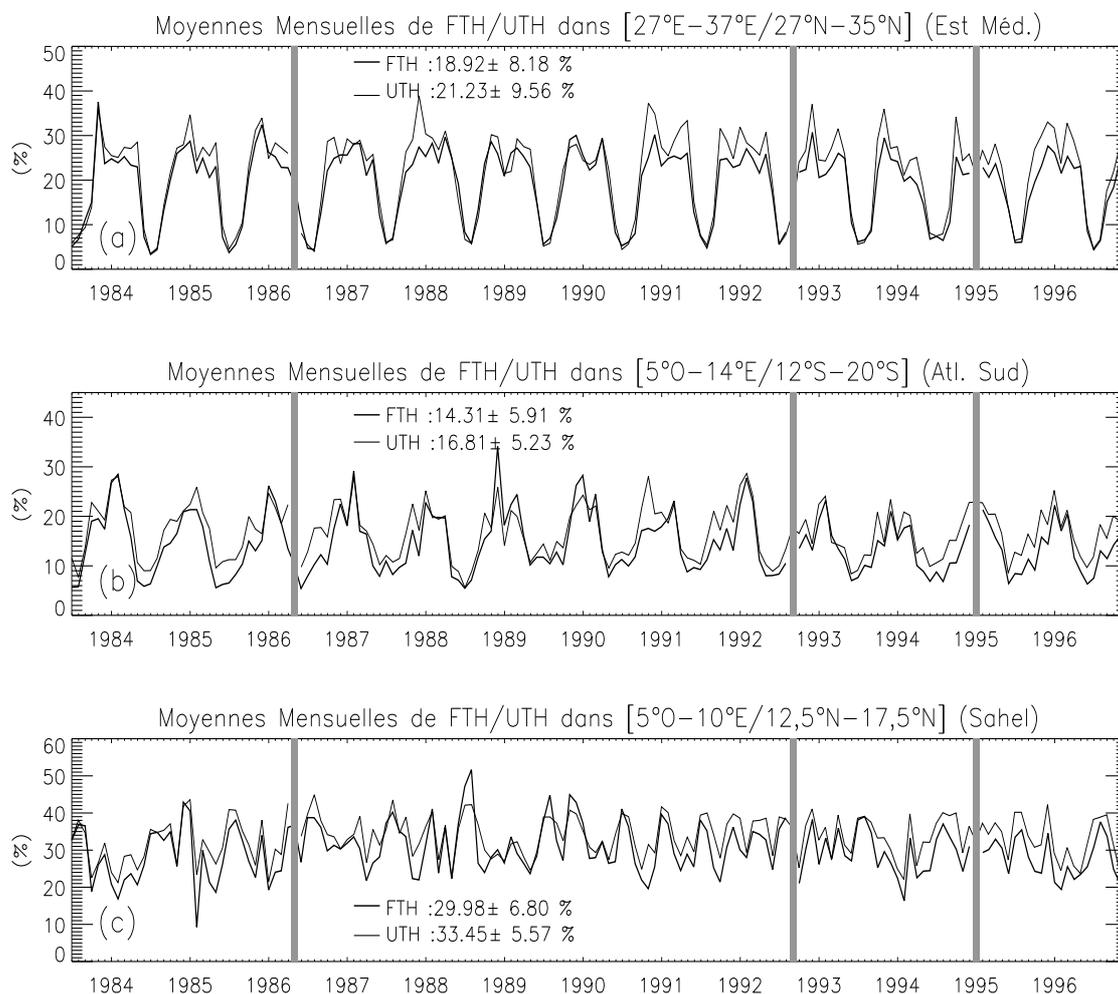


FIG. 6.11 – Séries temporelles sur la période 07/1983-12/1996 de la FTH obtenue par les observations METEOSAT (trait épais) et de l'UTH obtenue à partir des données HIRS-12 (trait fin), en % d'humidité. (a) Est de la Méditerranée ; (b) anticyclone de Ste Hélène ; (c) Sahel. Les zones grisées représentent les mois manquants de l'un ou l'autre des deux jeux de données. Les marques principales repèrent les mois de janvier.

de juin à septembre. Dans le chapitre 5, nous avons montré que notre méthode de clarification nuageuse a conduit à sélectionner la plupart des pixels de l'imagerie METEOSAT de cette région subtropicale. Ainsi, cette différence d'amplitude entre la FTH et l'UTH est principalement due à la conservation des nuages bas de cette région du globe. Enfin, et de même que dans la région de l'Est de la Méditerranée, le cycle saisonnier est marqué mais la différence d'humidité F(U)TH entre les étés et les hivers est plus faible : elle est estimée à environ 20% sur les 13 ans disponibles.

La figure 6.11 (c) montre que les deux séries temporelles de FTH et d'UTH réalisées dans la région du Sahel présentent un cycle saisonnier peu prononcé. Toutefois, l'évolution temporelle des deux jeux

de données est la même, et les caractéristiques interannuelles mises en évidence par la représentation latitude/temps plus globale (figure 6.7) sont également observées dans les deux variables. Par exemple, dans cette région d'étude plus limitée, située dans la région humide associée à la position de la ZCIT la plus méridionale pendant la période JAS, la FTH ainsi que l'UTH de JAS 1988 atteignent des valeurs qui sortent de la moyenne interannuelle .

Les fluctuations locales de l'humidité (FTH et UTH) par rapport à la moyenne interannuelle sont déterminées par le calcul de l'anomalie interannuelle normalisée  $a_i$  pour le mois  $i$  de la période 07/1983-12/1996, ce qui permet d'éliminer les tendances saisonnières :

$$a_i = \frac{x_i - \bar{x}}{\bar{x}} \quad (6.3)$$

où  $x_i$  est l'humidité FTH ou UTH du mois  $i$ , et  $\bar{x}$  est la moyenne interannuelle de ce même mois, dans la région considérée. La normalisation par la moyenne interannuelle permet de rendre les calculs d'anomalie des 3 régions comparables. L'anomalie  $a_i$  prend des valeurs comprises entre -1 et 1 et elle est représentée sur la figure 6.12 pour les 3 régions sélectionnées.

Les deux jeux de données d'humidité présentent les mêmes anomalies interannuelles normalisées dans chacune des 3 régions. Les anomalies positives et négatives se retrouvent donc dans les deux produits. Par exemple, en 1988 la période juin-juillet présente des anomalies prononcées en FTH et en UTH dans les 3 zones. En effet, dans la région de l'Est de la Méditerranée, l'anomalie normalisée est positive et du même signe que dans la région du Sahel, ce qui signifie que, dans ces deux régions, les mois de juin et juillet 1988 sont plus humides que la moyenne. A l'opposé, dans la région de l'anticyclone de Ste Hélène, l'anomalie normalisée de la FTH et de l'UTH pour les mois juin et juillet 1988 est négative : pendant cette période, l'humidité de la troposphère dans cette région de l'hémisphère Sud est plus sèche que la moyenne.

Dans la région de l'Est de la Méditerranée, les anomalies négatives les plus prononcées (i.e. les F(U)TH les plus faibles) ont lieu pendant l'été des années 1984 et 1994. Dans la région de l'Atlantique Sud, les plus fortes anomalies sont positives : les maxima d'humidité sont observés pendant l'hiver 1988-1989, pendant les mois de juin et juillet 1989, pendant le mois de juin 1995 et pendant le mois de septembre 1996. Enfin, dans la région sahélienne, les anomalies négatives de F(U)TH les plus importantes sont observées pendant les mois de février 1985 et 1994, tandis que les anomalies positives les plus fortes ont eu lieu pendant les mois de février 1988 et de novembre 1989.

#### 6.2.4 Résumé

Dans cette section, nous avons tout d'abord mis en évidence, à l'échelle interannuelle, la forte cohérence spatiale et temporelle des deux jeux de données FTH (MET-5) et UTH (HIRS-12). Des différences apparaissent cependant, dues principalement à la méthode d'inversion, ainsi qu'à fréquence de l'échantillonnage des scènes observées. Les scènes de ciel clair utilisées pour le calcul de l'UTH sont données

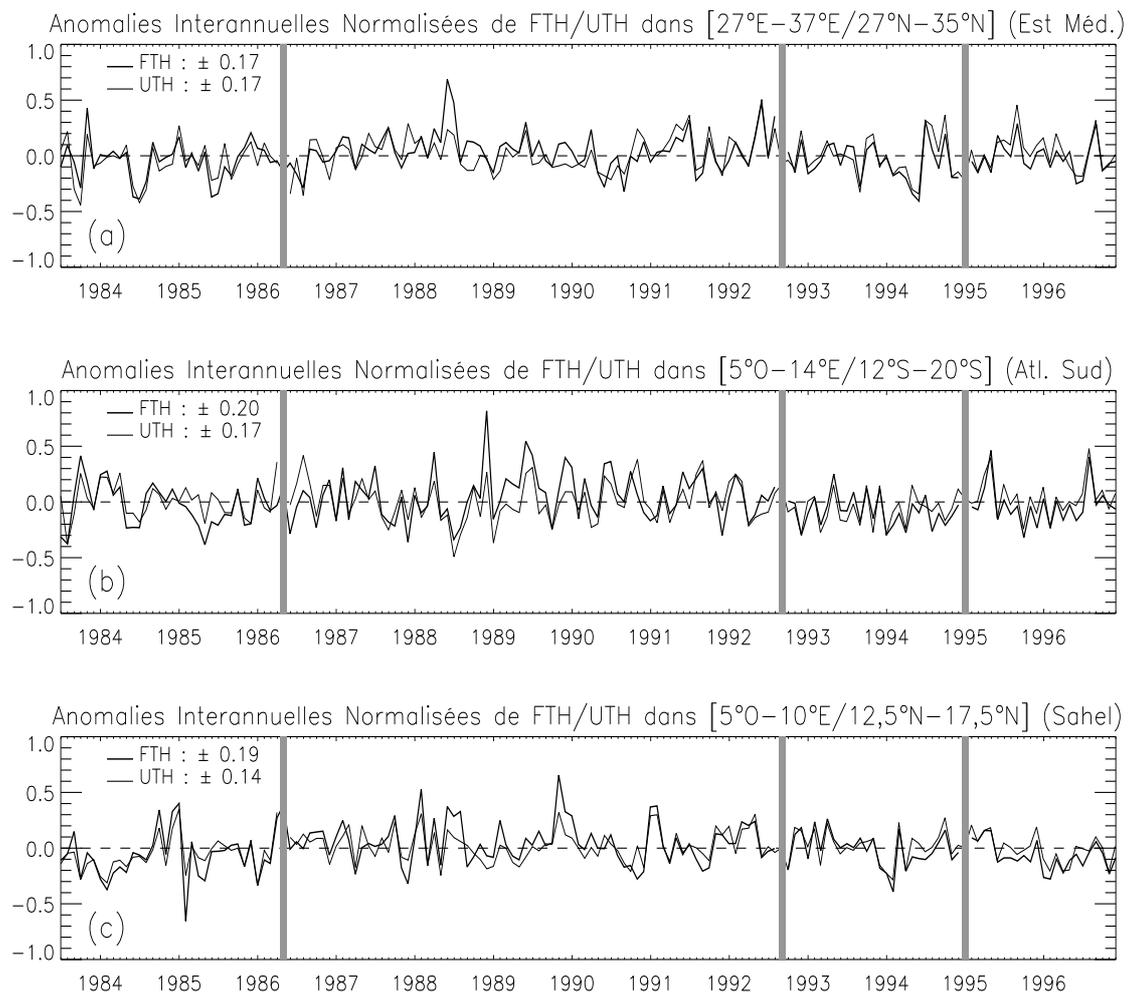


FIG. 6.12 – *Idem que la figure 6.11 pour les anomalies interannuelles normalisées de la FTH et de l'UTH dans les 3 régions.*

par le produit de radiance de ciel clair (CCR) du NESDIS. Ce produit n'inclut pas les scènes de nuages bas, qui sont cependant conservées dans notre cas, ainsi que nous l'avons détaillé dans le chapitre précédent, .

L'analyse des écarts-types normalisés des données a permis d'appréhender la forte variabilité interannuelle de la FTH des régions sèches subtropicales, et notamment celle de la région de l'Est de la Méditerranée. Enfin, le mode d'oscillation de la bande 10-30 jours est prépondérant dans le signal de FTH de ces régions sèches.

Ces études préliminaires conduisent à changer d'échelle afin d'étudier la variabilité intrasaisonnière de la FTH. Nous nous sommes plus particulièrement intéressés aux données journalières des mois juillet-août sur la période juillet 1983 - décembre 1996.

### 6.3 Variabilité intrasaisonnière de la période juillet-août

Nous avons vu précédemment que les variabilités interannuelles de la circulation moyenne pouvaient être expliquées par des phénomènes ondulatoires d'échelle synoptique. Ainsi, nous allons nous concentrer sur la variabilité à plus petite échelle pour tenter d'analyser l'origine de ces variabilités synoptiques. Dans cette analyse, on se concentre sur les mois de juillet et août. En effet, les mois de juin et septembre sont des mois de début et de fin de mousson pendant lesquels la circulation est instable, tandis que la circulation de mousson est relativement bien installée pendant les deux mois d'été JA.

Afin de comparer aisément les saisons juillet-août disponibles et de mettre en évidence les différences à l'échelle interannuelle, nous avons mis bout à bout les séries temporelles des données journalières de chaque année de la période 07/1983-12/1996.

#### 6.3.1 Région de l'Est de la Méditerranée

La figure 6.13(a) présente la variabilité intrasaisonnière de la FTH dans la région de l'Est de la Méditerranée, limitée à la zone [27°E-37°E/27°N-35°N], pour les 14 juillet-août de la période 1983-1996.

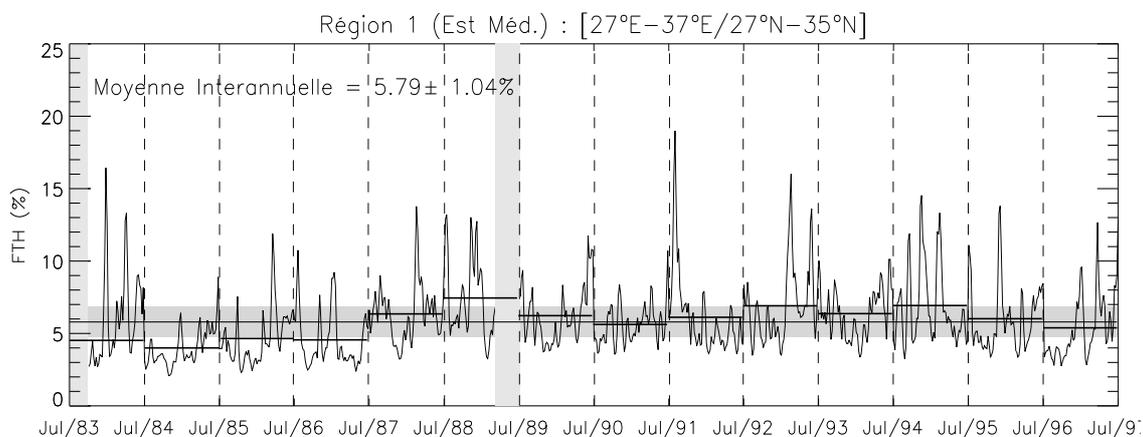
Dans cette région, la moyenne interannuelle de FTH est de 5,79% avec un écart-type moyen de 1,04%, tandis que les moyennes saisonnières individuelles s'échelonnent entre 3,6% pour JA 1984 et 7,8% pour JA 1988. La représentation des moyennes saisonnières permet de visualiser les tendances par rapport à la moyenne et de distinguer les années qui présentent des écarts à la moyenne prononcés.

De manière générale, les années 1984, 1985 et 1986 sont des années plus sèches que la moyenne tandis que les années 1988, 1992 et 1994 sont les années les plus humides. Les 5 autres années de la période étudiée sont, quant à elles, représentatives de l'humidité troposphérique moyenne de cette région subtropicale, étant donné qu'elles appartiennent à l'intervalle limité par la moyenne  $\pm$  un écart-type. Cependant, l'année 1988 est difficilement exploitable puisqu'il manque 15 jours de données au mois d'août (du 15 au 31) ce qui empêche un approfondissement de l'analyse de cette saison humide. De la même façon pour la saison juillet-août 1983 qui commence le 17 juillet et qui révèle cependant une FTH moyenne particulièrement sèche. Nous ne retiendrons donc que les saisons juillet-août 1984 et 1986 pour les saisons les plus sèches et les saisons juillet-août 1992 et 1994 pour les plus humides.

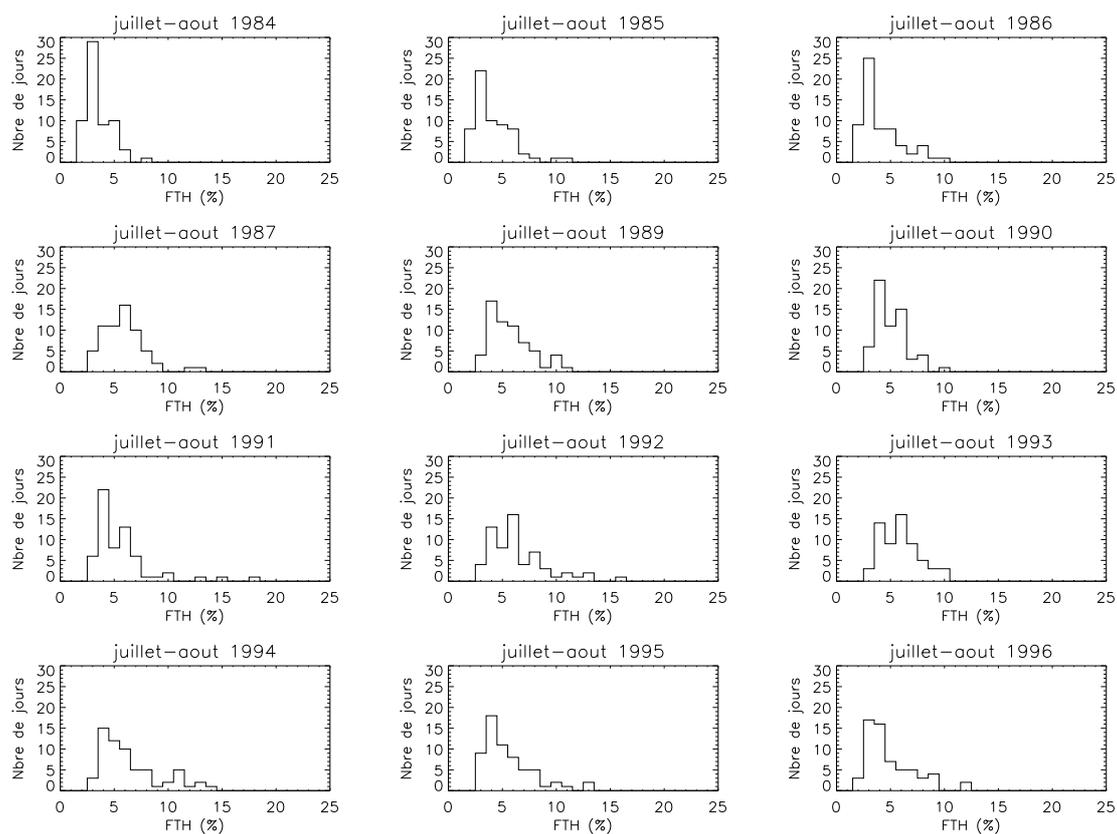
Ce type d'étude individuelle, pris dans un contexte interannuel, est renforcé par la représentation des distributions de FTH pour chaque saison JA des années sans données manquantes, c'est-à-dire sans 1983 ni 1988. La figure 6.13(b) présente les histogrammes saisonniers de la FTH en moyenne sur la région étudiée ici localisée à l'Est de la Méditerranée.

Les deux saisons sèches 1984 et 1986 présentent des caractéristiques bien distinctes :

- la FTH de la saison JA 1984 varie entre 2 et 6% et on peut constater que le signal présente une tendance progressive à l'humidification, pour se stabiliser autour de 5% pendant les 15 derniers jours du mois d'août. Cette saison possède également le maximum de jours secs : la moitié de la saison présente une FTH inférieure ou égale à 3% (39 jours) et la valeur la plus humide est de 8%, valeur observée pendant un seul jour de la saison.



(a) Séries temporelles de chaque JA de la période. Les moyennes saisonnières sont superposées aux séries temporelles (traits épais). Les zones grisées verticales représentent les données manquantes. La bande grisée horizontale représente la moyenne  $\pm$  un écart-type.



(b) Distribution en histogramme des données journalières pour chaque saison complète (i.e. sans 1983 ni 1988).

FIG. 6.13 – Données journalières de la FTH, en % d'humidité, sur les mois juillet-août 1983 à 1996 dans la région [27°E–37°E/27°N–35°N].

- en 1986, la série temporelle de FTH est plus contrastée : pendant les phases sèches qui occupent plus des deux tiers de la saison, les valeurs de FTH sont situées autour de 3%. Entre ces deux phases sèches, on peut observer deux pics d'humidité, début juillet et début août, qui durent environ 15 jours, au cours desquels la FTH atteint 9 à 10%. La distribution est plus étendue vers les plus grandes valeurs de FTH, mais ne dépasse pas toutefois les 10%.

De la même façon, les variabilités intrasaisonnières des deux années humides 1992 et 1994, sont très différentes et ont des distributions moins pointues :

- l'année 1992 doit sa plus forte moyenne au mois d'août. Dès le 1<sup>er</sup> août on peut observer une humidification importante du signal (jusqu'à 15%) qui dure jusqu'à la fin du mois, avec toutefois une intensité qui présente un creux d'amplitude au milieu du mois d'août. La FTH de cette période est comprise entre 3 et 16% et la durée maximale est de 16 jours à 6% ;
- l'année 1994 présente, quant à elle, une alternance, à environ 12 jours, de phases sèches brèves à 4-5% de FTH et de phases très humides de plus de 12%. A la fin du mois d'août, le signal est plus stable et l'intensité des oscillations diminue. De manière plus générale, la FTH est comprise entre 3 et 14% tandis que la valeur de 4% est observée pendant 15 jours. Enfin, on peut constater la présence de deux modes dans la distribution du signal.

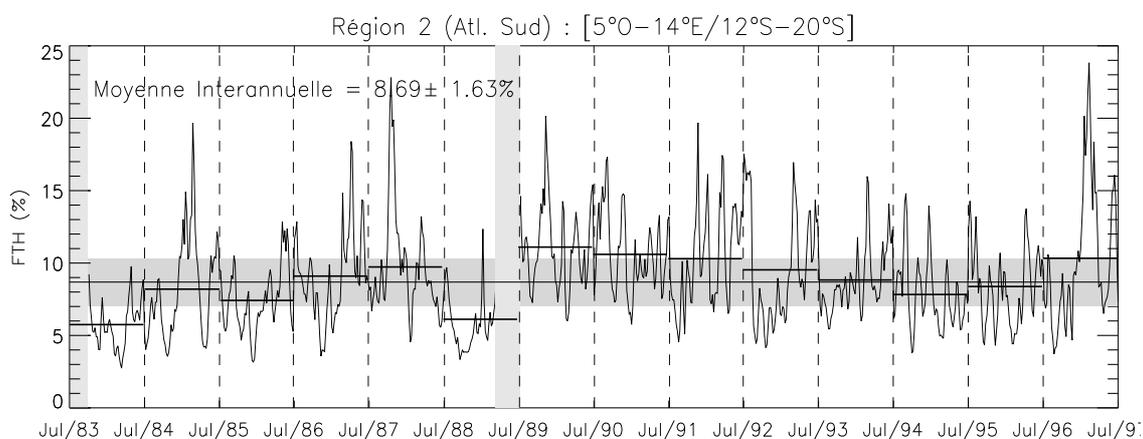
### 6.3.2 Région de l'anticyclone de S<sup>te</sup> Hélène

Le même type d'étude est repris pour la région limitée à 5°O-14°E/12°S-20°S. Cette zone, située dans la région de l'anticyclone de S<sup>te</sup> Hélène présente des variabilités intrasaisonnières plus prononcées.

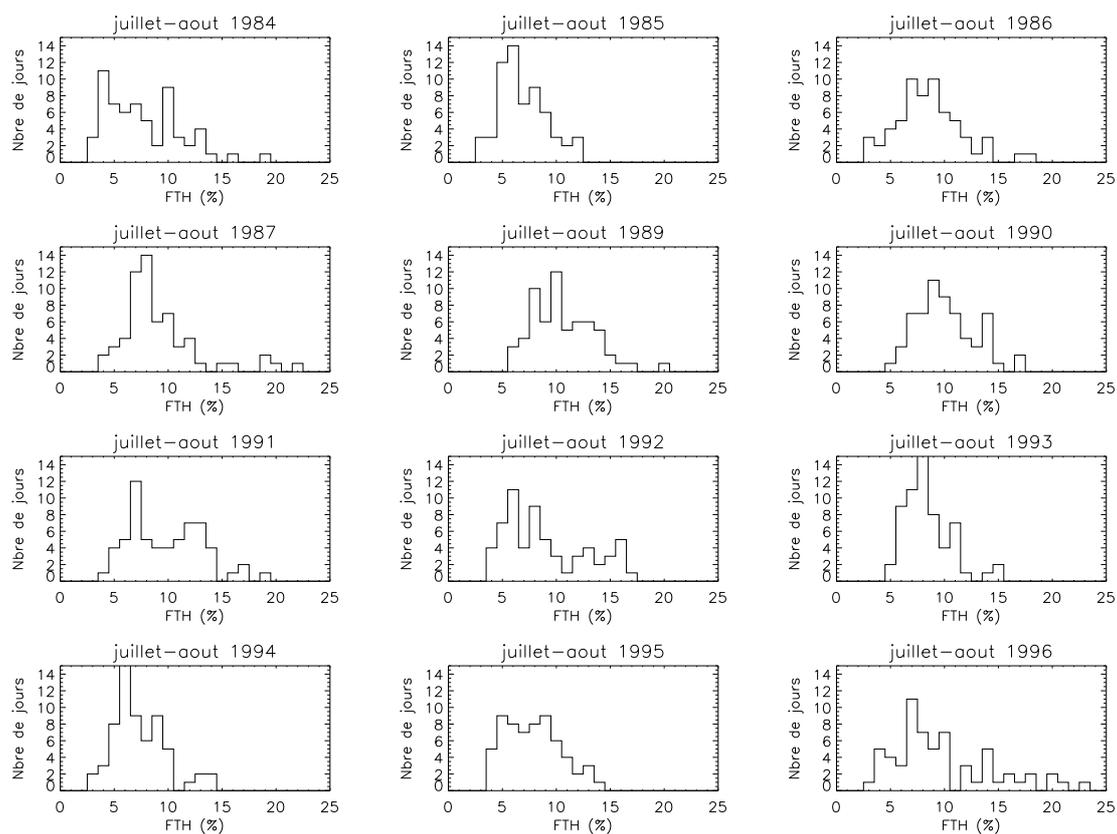
De la même façon que pour la région de l'Est de la Méditerranée, les séries temporelles des données journalières des saisons juillet-août 1983 à 1996, et moyennées sur la région d'étude, sont mises bout à bout de façon à analyser les fluctuations interannuelles. Les résultats sont présentés sur la figure 6.14. Les distributions de la FTH pour chacune des saisons complètes sont représentées sur la figure 6.14(b). Ces distributions laissent apparaître, certaines années, un caractère bimodal, particulièrement remarquable en JA 1989, 1991 et 1992.

Dans cette région d'étude, la moyenne de FTH sur les 14 saisons JA est de 8,69%, avec un écart-type relativement important de 1,63%. Quelques années présentent des moyennes saisonnières qui s'écartent de façon notable de cette moyenne interannuelle. Dans cette seconde région subtropicale, les années les plus humides sont 1989, 1990, 1991 et 1996, tandis que les années les plus sèches sont 1983, 1985 et 1988. Cependant, comme on l'a évoqué dans le paragraphe précédent, les saisons JA 1983 et 1988 sont incomplètes, ce qui réduit les saisons sèches étudiables à la seule saison JA 1985.

Cette figure permet de constater que les fluctuations à l'intérieur des saisons sont particulièrement fortes, et notamment pendant les saisons d'anomalies positives, c'est-à-dire pendant les années plus humides que la moyenne de 1989, 1990, 1991 et 1996 qui ont des écarts-types respectifs de 2,9% (moyenne de 11,1%), 2,7% (moyenne de 10,6%), 3,4% (moyenne de 10,3%) et 4,7% (moyenne de 10,3%). Au contraire, la saison JA 1985 qui est la plus sèche de la période présente une plus faible variabilité intrasaisonnière (écart-type de 2,2% pour une moyenne de 7,4%).



(a) Séries temporelles de chaque JA de la période. Les moyennes saisonnières sont superposées aux séries temporelles (traits épais). Les zones grisées verticales représentent les données manquantes. La bande grisée horizontale représente la moyenne  $\pm$  un écart-type.



(b) Distribution en histogramme des données journalières pour chaque saison complète (i.e. sans 1983 ni 1988).

FIG. 6.14 – Données journalières de la FTH, en % d'humidité, sur les mois juillet-août 1983 à 1996 dans la région  $[5^{\circ}\text{O}-14^{\circ}\text{E}/12^{\circ}\text{S}-20^{\circ}\text{S}]$ .

La saison JA 1985 présente une alternance de phases très sèches (3 à 5%) et plus humides (de 9 à 12%), avec une période d'oscillations qui dure environ 10 jours. De plus, la distribution de FTH est à peu près centrée autour de 6-7% avec un maximum d'occurrence à 6% pendant 14 jours. De plus, cette distribution s'étend entre 3% et 12%. Par comparaison aux résultats de la région précédente de l'Est de la Méditerranée qui montraient que la saison juillet-août 1984 était la plus sèche de la période, on peut observer une distribution de la FTH différente dans cette région de l'Atlantique Sud : la distribution de FTH s'étale entre 3% et 19% avec un maximum de 11 jours (à 4%) tandis qu'elle présentait un pic de 29 jours à 3% et qu'elle était limitée à l'intervalle 2-8% dans la région précédente.

En ce qui concerne les deux saisons JA 1989 et 1990 les plus humides de la période d'étude, on peut constater des oscillations de période 10-15 jours :

- en 1989, le mois de juillet est le plus humide, la FTH atteignant des valeurs de 22% vers le milieu du mois. Le mois d'août est, au contraire, plus stable, la FTH variant entre 6-7% et 15%. La distribution légèrement bimodale de la FTH de cette période présente un maximum local à 9% et un second à 12-13% : cette distribution reflète l'oscillation particulière du signal de FTH dans cette région puisqu'on peut observer sur la série temporelle de la figure 6.14(a) que les creux des oscillations sont stables autour de 9% tandis que les pics sont plutôt situés autour de 12%, avec un pic à 20% (1 jour) ;
- pendant la saison JA 1990, le comportement de la FTH est similaire à la saison JA 1989. En effet, l'humidification de la saison est plus forte pendant le mois de juillet (18-19%) tandis que le mois d'août, montre une amplitude d'oscillations moins importante, limitée à 5% de FTH entre les pics successifs. Cette saison révèle une distribution de FTH unimodale, centrée à 9% et limitée à l'intervalle 5-15%, 2 jours de la saison atteignant une valeur de 17%.

### 6.3.3 Région Sahélienne

La dernière région d'étude est une zone du Sahel, limitée à la région 5°O-10°E/12,5°N-17,5°N. Cette région est la limite Nord du régime de mousson caractérisé par des événements pluviogènes violents (lignes de grain). Celui-ci est installé de façon stable pendant les deux mois considérés [e.g. Sultan et Janicot, 2003]. Ainsi que nous l'avons noté dans le paragraphe 6.2.3, pendant les mois de mousson (mai à octobre) des ondes d'Est parcourent la région sahélienne avec une fréquence de passage comprise entre 3 et 9 jours. A l'avant de ces ondes d'Est, on peut observer une divergence des masses d'air, tandis qu'à l'arrière des ondes le flux est convergent et renforce la convection dans les basses couches de l'atmosphère ce qui tend à humidifier la troposphère.

La longue série temporelle de données journalières, représentée sur la figure 6.15(a), illustre le régime dominant de variabilité à 3-9 jours caractérisant l'apparition des lignes de grains liées à la propagation des ondes d'Est. La moyenne interannuelle est de 38,66% et l'écart-type est de 4,04%. Encore une fois, les années les plus sèches sont les années 1984 et 1996, tandis que les années les plus humides sont 1988 et 1989. Les 10 autres saisons de la période étant situées dans l'intervalle formé par la moyenne  $\pm$  un

écart-type, leurs caractéristiques intrasaisonnières sont moins détaillées dans la suite.

La figure 6.15(b) montre les distributions de la FTH journalière pour les 12 saisons juillet-août complètes. Cette fois, les distributions sont toutes de type gaussienne et ne présentent pas de signes prononcés de bimodalité, qui étaient remarquée dans la région d'étude précédente. La haute fréquence des oscillations (périodes de moins de 10 jours) de fortes amplitudes (de l'ordre de 20 à 25%) en moyenne sur les saisons étudiées permet d'expliquer ce type de répartition ainsi que l'étalement, ou largeur à mi-hauteur, de chacune de ces distributions.

Du fait de la haute fréquence de variabilité du signal de FTH dans cette région, les fluctuations intrasaisonnières sont plus délicates à aborder. Cependant, on peut remarquer que les saisons JA des années 1984 et 1996 évoluent de façons différentes :

- en tenant compte de la haute fréquence du signal due aux ondes d'Est, on peut observer en JA 1984 un signal qui oscille à plus basse fréquence (autour de 12 jours) avec une amplitude de 25%. Pendant cette saison sèche, la FTH varie entre 20% et 50% et, de même que dans la région de l'Est de la Méditerranée, la FTH des 15 derniers jours du mois d'août sont plus stables que pendant le reste de la période ;
- de la même façon, la FTH de la saison JA 1996 présente une fréquence plus basse d'oscillation, autour de 10 jours. Les amplitudes des oscillations sont cependant plus faibles, de l'ordre de 15% en moyenne entre les pics et creux successifs.

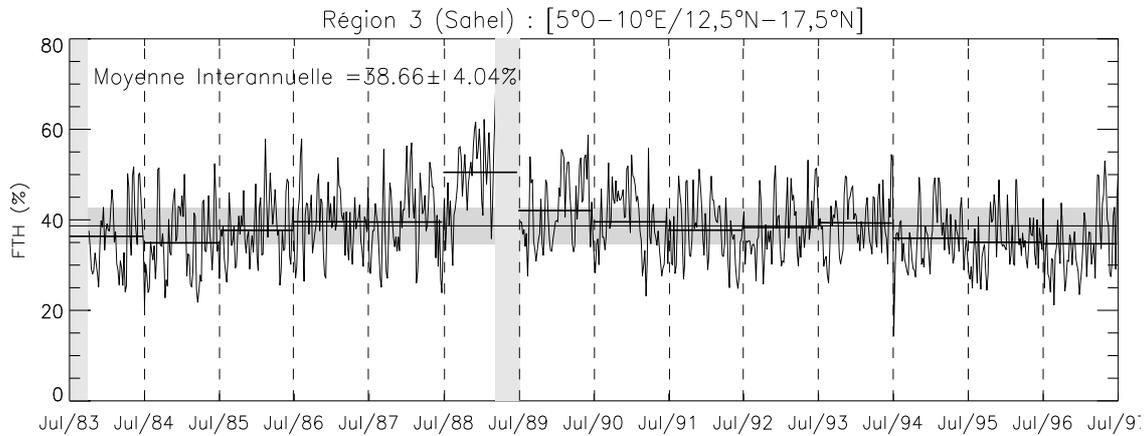
Pour les raisons expliquées plus haut, la saison JA 1988 est incomplète et seule la saison humide JA 1989 est détaillée. Durant cette période, les oscillations du signal de FTH varient autour d'une valeur moyenne de 50%, le mois de juillet étant, en moyenne, plus sec que le mois d'août. De plus, on peut remarquer que la période principale de fluctuation de la FTH est de l'ordre de 15 jours, plus grande que pendant les années sèches ou les années plus "standards".

#### 6.3.4 Résumé des analyses

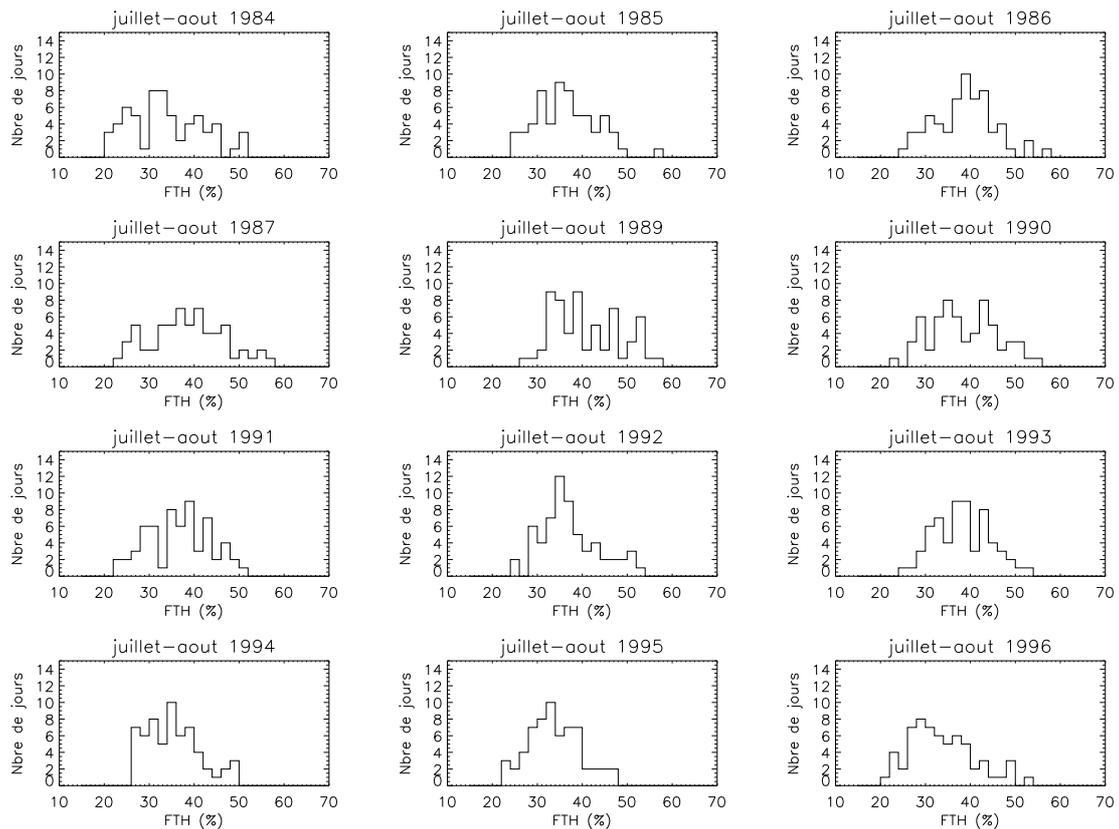
Dans les précédents paragraphes, nous avons illustré et étudié le cycle saisonnier moyen de la FTH ainsi que sa variabilité interannuelle, tout d'abord à l'échelle du mois par l'intermédiaire des diagrammes HovMüller et des écarts-types normalisés, puis à l'échelle journalière grâce à l'analyse spectrale des étés de la base de données de FTH. A l'échelle interannuelle, les régions sèches importantes lorsque l'on traite de rayonnement et du bilan radiatif de la Terre (voir le § 1.1), et plus particulièrement la région de l'Est de la Méditerranée, présentent une variabilité relative la plus forte. De plus, l'analyse spectrale de ces régions sèches révèle une périodicité marquée à 10-30 jours.

Nous avons également présenté une comparaison de la distribution de FTH avec les observations d'UTH tirées des mesures HIRS-12. Cette comparaison a fait ressortir que :

- le cycle saisonnier moyen est comparable, tant en amplitude du signal observé que dans la distribution spatiale ;



(a) Séries temporelles de chaque JA de la période. Les moyennes saisonnières sont superposées aux séries temporelles (traits épais). Les zones grisées verticales représentent les données manquantes. La bande grisée horizontale représente la moyenne  $\pm$  un écart-type.



(b) Distribution en histogramme des données journalières pour chaque saison complète (i.e. sans 1983 ni 1988).

FIG. 6.15 – Données journalières de la FTH, en % d'humidité, sur les mois juillet-août 1983 à 1996 dans la région [5°O-10°E/12,5°N-17,5°N].

- la variabilité interannuelle des deux produits est cohérente sur les 3 régions étudiées : le cycle interannuel ainsi que l'anomalie normalisée interannuelle présentent globalement les mêmes caractéristiques, avec toutefois une tendance plus humide relevée dans les données UTH.

Nous avons ensuite étudié les séries temporelles journalières de la FTH des périodes juillet-août pour les années 1984 à 1996 dans le cadre de l'analyse intrasaisonnière de la FTH. Ainsi, cette analyse révèle une variabilité intrasaisonnière forte de la FTH des 3 régions considérées. Par exemple, la FTH de la région de l'Est de la Méditerranée, qui est en moyenne inférieure à 6%, présente des distributions saisonnières qui tendent vers les valeurs sèches. Dans cette région, les valeurs de FTH les plus faibles sont atteintes en JA 1984 (4%), tandis que la période JA la plus humide est, en moyenne, celle de 1992 (7%).

Le tableau suivant résume les années extrêmes de chaque région (période juillet-août) :

	JA le plus humide	JA le plus sec
Est de la Méd.	1992	1984
Atl. Sud	1989	1985
région Sahélienne	1989	1984

TAB. 6.1 – Tableau résumant les analyses intrasaisonnières de la FTH des 3 régions clefs étudiées.

## 6.4 Dynamique de la FTH de l'Est de la Méditerranée

Les différentes études de la partie précédente nous ont permis de mettre en évidence des caractéristiques de la variabilité interannuelle puis intrasaisonnière de la FTH de la région de l'Est de la Méditerranée (voir le § 6.3.4). Cette région, qui est également la région la plus sèche du globe, en JA, en terme de FTH (voir la figure 6.4), Cette partie présente les résultats de l'étude dynamique menée dans cette région particulière, utilisant les sorties d'un modèle simplifié de rétro-trajectoire, et conduisant à la caractérisation de la source de la FTH de cette région.

### 6.4.1 Bref rappel sur le transport de la vapeur d'eau

Le rayonnement ondes longues sortant au sommet de l'atmosphère est plus sensible à la concentration en vapeur d'eau troposphérique des régions sèches (voir le chapitre d'introduction, §1.1). Ainsi, de légères modifications sur la quantité de vapeur d'eau des régions subtropicales, plus particulièrement dans la moyenne et haute troposphère, auront un impact significatif sur le bilan radiatif de la Terre [e.g Spencer et Braswell, 1997 ; Held et Soden, 2000].

De nombreuses études ont été consacrées à l'étude de l'importance de la circulation tropicale dans la distribution de l'humidité et dans le calcul du rayonnement ondes longues sortant. Parmi ces études,

on peut citer notamment celle de Pierrehumbert [1995] qui a mis en évidence le rôle conjoint de la circulation tropicale et de l'humidité des régions subtropicales dans la régulation du climat tropical.

L'étude de l'interaction entre la circulation tropicale et la distribution de l'humidité troposphérique peut-être réalisée par l'intermédiaire de modèles de transport pour le suivi des masses d'air. Le modèle développé par Yang et Pierrehumbert [1994] suit la subsidence des masses d'air tropicales sur une surface isentrope (sans échange de chaleur, i.e. lors de la subsidence les masses d'air ne saturent pas et ne condensent donc pas). Dans le modèle de Sherwood [1996], les trajectoires sont calculées par l'intermédiaire du champ de vent 3-D fourni par les analyses du CEPMMT. Bien que n'utilisant pas à proprement parler un modèle de transport, Soden [1998] procède au suivi des masses d'air, en calculant des vecteurs de déplacement obtenus par corrélation-retard des images "VE" successives du satellite GOES-7 ( $6,7\mu\text{m}$ ).

#### 6.4.2 Caractéristiques du modèle de transport utilisé et mise en oeuvre

Le modèle de transport utilisé ici est un modèle d'advection/condensation développé par Pierrehumbert [1998]. Il a été ensuite repris par Pierrehumbert et Roca [1998] pour l'étude du contrôle de l'humidité subtropicale par l'advection de grande échelle, dans la région de l'Océan Atlantique, ou encore par Dessler et Sherwood [2000] qui ont simulé l'humidité de deux niveaux de la haute troposphère (215 et 146hPa) des régions convectives et non-convectives de la bande tropicale du Pacifique.

Dans ce modèle, le calcul des trajectoires repose sur l'hypothèse qu'il n'y a pas d'échange de matière entre les masses d'air (traceur dit "non-diffusif"). Ainsi, le suivi de la vapeur d'eau de la troposphère libre repose sur le schéma suivant, applicable dans les régions subtropicales où la convection n'existe pas :

1. l'humidité spécifique  $q$  d'une masse d'air est conservée tout au long de son transport par les vents, excepté lorsqu'elle rencontre la source ou le puit d'humidité ;
2. la source d'humidité est la couche limite planétaire. Quand la masse d'air pénètre la couche limite (pression  $\geq 900\text{hPa}$ ), la masse d'air voit son humidité relative fixée à 100% ;
3. le puit d'humidité est la condensation qui a lieu lorsque la masse d'air pénètre dans une région où l'humidité spécifique à saturation  $q_{sat}$  est plus petite que son humidité spécifique propre  $q$ . Dans ce cas, la masse d'air perd sous forme de pluie l'excès en eau sans humidifier la couche située en-dessous, et son humidité spécifique est ramenée à  $q_{sat}$ .

Si on se place en un lieu donné, à un instant donné, l'humidité spécifique  $q$  de ce point peut être calculée à partir de la trajectoire suivie par la masse d'air et en se basant sur ces hypothèses simples. En fait, l'humidité spécifique  $q$  de la masse d'air au lieu d'étude correspond à la valeur minimum de  $q_{sat}$  rencontrée au cours du trajet. En effet, la saturation (la source) et la réinitialisation (le puit) de  $q$  à chaque pas de temps impliquent que la parcelle d'air perd la "mémoire" des saturations qui ont eu lieu aux pas de temps précédents [Pierrehumbert, 1998 ; Pierrehumbert et Roca, 1998 ; Held et Soden, 2000].

L'application de cette méthode de suivi des masses d'air subtropicales a été réalisée à l'aide des champs globaux de vent ( $u, v, w$ ) et de température  $T$  issus des ré-analyses du NCEP. Ainsi, le calcul des trajectoires et la détermination des sources et puits d'humidité au cours du trajet (calcul de  $q_{sat}$ ) sont menés à la résolution spatiale et temporelle des données du NCEP. Ces données sont disponibles sur 17 niveaux de pression, avec un pas de temps de 6 heures et couvrent une grille régulière de  $2,5^\circ$  interpolée sur une grille plus fine de  $0,5^\circ$ . De plus, les régions convectives sont isolées à partir des analyses de précipitations du NCEP. Malgré les incertitudes provenant des analyses, cette méthode offre l'avantage d'être cohérente avec les champs de vent. La convection est signalée lorsque les données de précipitation dépassent un seuil de 1cm de pluie par jour.

Dans le cadre de l'étude de la région de l'Est de la Méditerranée, le suivi des masses d'air est réalisé sur la période juillet-août pour chaque année de FTH disponible, c'est-à-dire pour les années 1984 à 1996. La zone d'arrivée est donc la région  $[27^\circ\text{E}-37^\circ\text{E}/27^\circ\text{N}-35^\circ\text{N}]$ , ce qui conduit au calcul de 320 trajectoires à chaque pas de temps des champs de vents (6 heures), pour chaque saison juillet-août. Enfin, la durée des rétro-trajectoires est de 12,5 jours. C'est un compromis qui permet des temps de calcul CPU raisonnables et la formation des filaments de fine échelle issus des champs reconstruits [Roca *et al.*, 2004].

### 6.4.3 Température de dernière saturation

Si l'on considère la pression et la température du point de la trajectoire où la masse d'air a saturé en dernier et en supposant que la masse d'air a uniquement subi une descente depuis ce moment de dernière saturation, alors l'humidité spécifique à saturation  $q_{sat}$  de la masse d'air est l'humidité spécifique à ce niveau de pression où la température est la plus froide de la trajectoire, notées respectivement  $p_c$  et  $T_c$ . Dans le cas où la parcelle d'air est entraînée d'un système convectif,  $T_c$  correspond à la température du nuage.

La connaissance de  $T_c$  permet d'expliquer thermodynamiquement les valeurs d'humidité relative qui sont atteintes au niveau de pression d'arrivée  $p_2$  des masses d'air. Ces humidités relatives sont estimées à partir de l'équation de Clausius-Clapeyron qui relie la pression partielle de vapeur saturante  $e_{sat}$  d'une parcelle à sa température  $T$  [e.g. Peixoto et Oort, 1992] :

$$\frac{d e_{sat}(T)}{d T} = \frac{L_{1 \rightarrow 2}}{T \times (\alpha_2 - \alpha_1)}$$

où  $L_{1 \rightarrow 2}$  est la chaleur latente de transition de la phase 1 vers la phase 2 et  $\alpha_1$  et  $\alpha_2$  sont les volumes spécifiques à ces deux phases. De manière générale, on a  $\alpha_2 \gg \alpha_1$ , ce qui conduit à :

$$\frac{d e_{sat}(T)}{d T} \simeq \frac{L_{1 \rightarrow 2}}{T \alpha_2} = \frac{R_s}{R_v} \frac{L_{1 \rightarrow 2}}{R_s T^2} e_{sat} \quad (6.4)$$

avec  $R_s$  et  $R_v$  qui sont respectivement les constantes des gaz parfaits pour l'air sec ( $R_s=287 \text{ J.Kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ) et pour la vapeur d'eau ( $R_v=461,5 \text{ J.Kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ), telles que  $R_s/R_v=0,622$ .

L'humidité relative au niveau  $p_2$  est donnée par le rapport de la pression de vapeur  $e$  sur la pression de vapeur saturante à la même pression et à la même température  $T_2$  :

$$RH(T_2, p_2) = \frac{e(T_2, p_2)}{e_{sat}(T_2, p_2)}$$

Or, selon le modèle de transport, la pression de vapeur  $e$  est celle du point le plus froid, c'est-à-dire qu'on peut poser :

$$\begin{aligned} e(T_2, p_2) &= e_{sat}(T_c, p_c) \\ \Rightarrow RH(T_2, p_2) &= \frac{e_{sat}(T_c, p_c)}{e_{sat}(T_2, p_2)} \end{aligned}$$

Les deux températures en jeu font intervenir des transitions de phase différentes :

- à  $T_c$  on considère le changement de phase glace  $\rightarrow$  vapeur d'eau (sublimation). On utilisera donc  $L_{g \rightarrow v} = 2\,864 \cdot 10^6 \text{ J.Kg}^{-1}$  ;
- à  $T_2$ , prise à  $p_2 = 500 \text{ hPa}$ , on considère le changement de phase vapeur d'eau  $\rightarrow$  eau liquide (condensation). On utilisera donc  $L_{v \rightarrow e} = 2\,500 \cdot 10^6 \text{ J.Kg}^{-1}$ .

Ces différentes expressions conduisent à exprimer l'humidité relative à  $p_2 = 500 \text{ hPa}$  selon :

$$RH(T_2, p_2) = \frac{\exp\left[0,622 \times \frac{L_{g \rightarrow v}}{R_s} \left(\frac{1}{273} - \frac{1}{T_c}\right)\right]}{\exp\left[0,622 \times \frac{L_{v \rightarrow e}}{R_s} \left(\frac{1}{273} - \frac{1}{T_2}\right)\right]}$$

ce qui amène à calculer la température de dernière saturation  $T_c$  en fonction de la valeur de RH aux coordonnées  $p_2$  et  $T_2$ , de la température  $T_2$ , des chaleurs latentes de sublimation et de condensation et des constantes  $R_s$  et  $R_v$  des gaz parfaits.

La figure 6.16 représente l'évolution de la température du point le plus froid de la trajectoire (i.e.  $T_c$ ), en fonction de l'humidité relative et de la température au niveau d'arrivée  $p_2$  en considérant la transition de sublimation et la transition de condensation.

Dans la région de l'Est de la Méditerranée, la température de l'air au niveau  $p_2 = 500 \text{ hPa}$  est d'environ 270K. Si, à ce même niveau, l'humidité relative est de 10%, alors au niveau  $p_c$  de dernière saturation, la parcelle d'air est à une température  $T_c$  qui est de l'ordre de 245K. De manière générale, plus l'humidité relative à  $p_2$  est faible, plus la température  $T_c$  du niveau  $p_c$  d'où provient la parcelle d'air, doit être froide, par comparaison à la température  $T$  du niveau  $p_2$ .

#### 6.4.4 Reconstruction du champ d'humidité relative

De manière plus générale, le modèle de transport permet de reconstruire le champ d'humidité relative au niveau 500hPa, noté  $RH_{r500}$ , à partir de la connaissance de  $q_{sat}$  et des conditions de température à 500hPa.

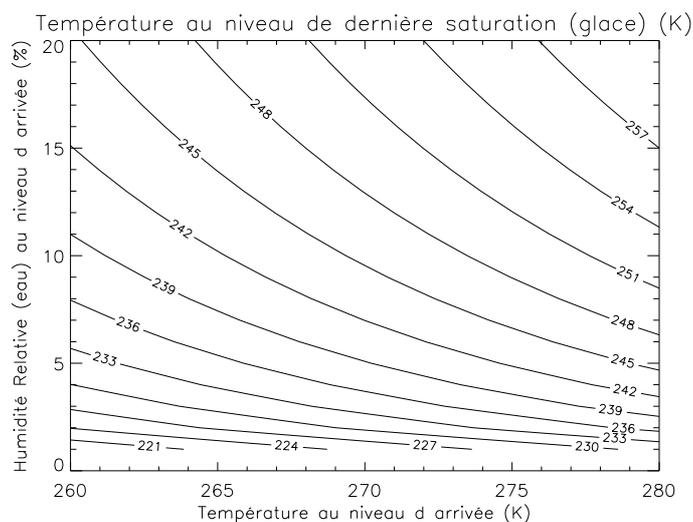


FIG. 6.16 – Température de dernière saturation calculée par rapport à la transition de sublimation (K) en fonction de l'humidité relative calculée par rapport à la transition de condensation (%) et de la température (K) du niveau d'arrivée de la masse d'air.

Le modèle de transport détaillé ci-dessus a été évalué en détails dans Roca *et al.* [2004] à l'aide de comparaison avec les réanalyses de ERA-15 et du NCEP, ainsi qu'avec des radiosondages lancés depuis deux régions typiques du climat de l'Afrique de l'ouest : Tamanrasset (zone aride et sèche) et Niamey (zone du Sahel qui subit la mousson d'été). Ces évaluations montrent la bonne reproduction de l'humidité relative à 400hPa ainsi qu'à 500hPa dans les régions de subsidence. L'approche lagrangienne, basée sur des hypothèses fortes de saturation des masses d'air, permet ainsi de reconstruire la distribution de la vapeur d'eau de la troposphère libre, dans les régions sèches subtropicales, réalistes et cohérentes avec les observations (voir aussi Pierrehumbert [1999] et Pierrehumbert et Roca [1998]).

Notre étude concerne la caractérisation thermodynamique des masses d'air qui arrivent dans la région de l'Est de la Méditerranée, à l'échelle intrasaisonnière. Dans un premier temps et afin d'analyser l'origine de la variation de la FTH de cette région, nous allons tout d'abord comparer les champs de FTH à ceux d'humidité relative  $RH_{r500}$  reconstruits avec le modèle de transport. Cette étape préliminaire est nécessaire à une utilisation cohérente des résultats fournis par le modèle d'advection/condensation pour expliquer la variabilité intrasaisonnière de la FTH. Les années considérées pour cette étude de dynamique sont les deux saisons juillet-août extrêmes de la période 1983-1996 : la saison JA 1984 qui est la plus sèche et la saison JA 1992 qui est la plus humide. Pour ces deux étés boréaux, la figure 6.17 présente les champs d'humidités relatives  $RH_{r500}$  et ceux de FTH.

Ainsi que nous l'avons détaillé dans le chapitre 3, le canal "VE" des satellites METEOSAT observe l'humidité relative d'une large couche de la troposphère déterminée par le jacobien d'humidité relative, mais qui est comprise en moyenne entre 700hPa et 150hPa. A 500hPa, la distribution de l'humidité relative  $RH_{r500}$  permet d'appréhender la plupart de la vapeur d'eau qui est effectivement observée par le détecteur et qui est contenue dans les données de FTH. Pour les deux étés considérés, on retrouve ainsi

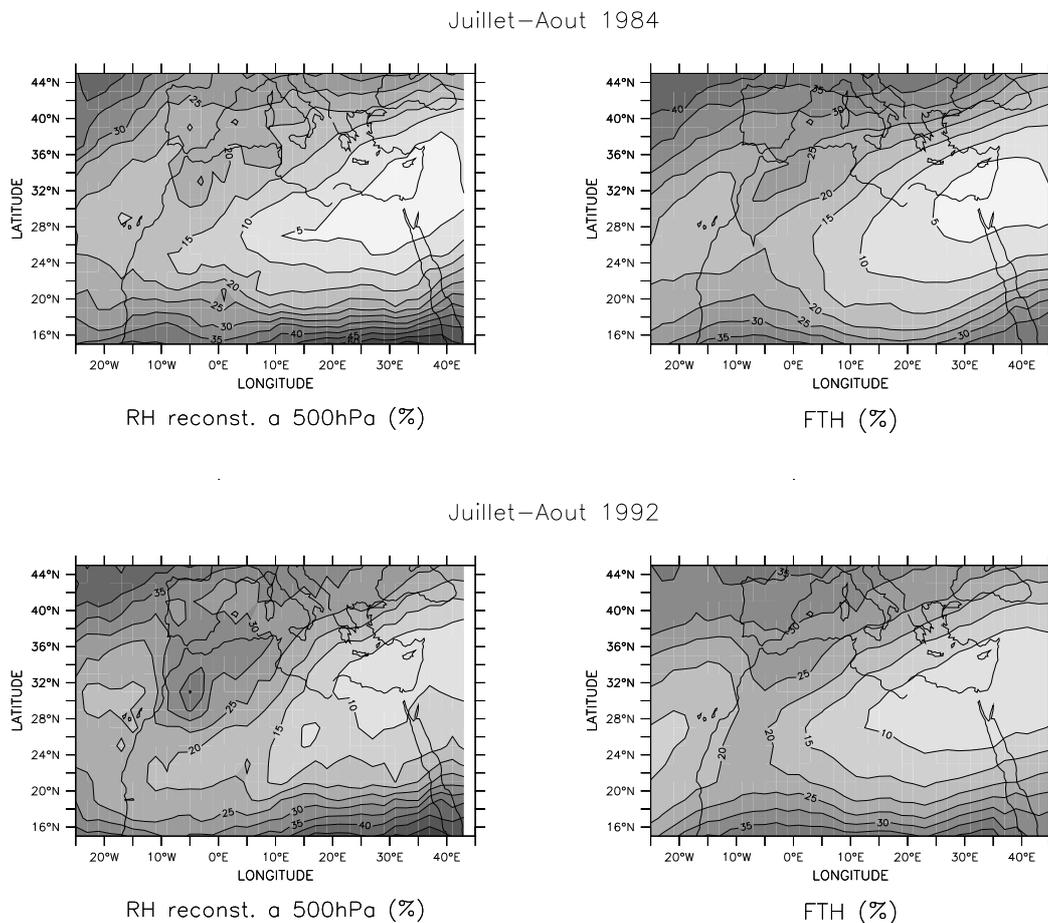


FIG. 6.17 – Moyennes juillet-août pour les années 1984 (haut) et 1992 (bas) des champs d'humidité relative reconstruits  $RH_{r500}$  (colonne de gauche) et de FTH (colonne de droite). L'intervalle est de 5%.

les mêmes structures d'humidités, et notamment dans la région de l'Est de la Méditerranée : 5% en 1984 et 10% en 1992 pour les deux champs. De façon plus globale, on peut observer des distributions de la vapeur d'eau identiques : par exemple, la langue d'air humide venant des moyennes latitudes et située dans la région de l'Atlas est présente dans les deux jeux de données.

A partir d'hypothèses simples sur les puits et sources d'humidité, le modèle de transport Lagrangien utilisé ici permet de reconstruire précisément les structures spatiales d'humidité FTH observées par le satellite, en moyenne sur les deux étés considérés.

A l'échelle intrasaisonnière, la figure 6.18 présente les séries temporelles de la FTH et de  $RH_{r500}$  en moyennes journalières pour les deux étés JA 1984 et JA 1992.

De manière générale, les variabilités intrasaisonnières de la FTH sont bien récupérées dans la reconstruction de l'humidité relative à 500hPa, et cela pour les deux étés considérés. En juillet-août 1984, la série temporelle de  $RH_{r500}$  suit parfaitement celle de la FTH (figure 6.18(a)). Les deux variables sont toutes deux comprises entre 2% et 7% d'humidité. On peut remarquer par exemple que le pic d'humidité

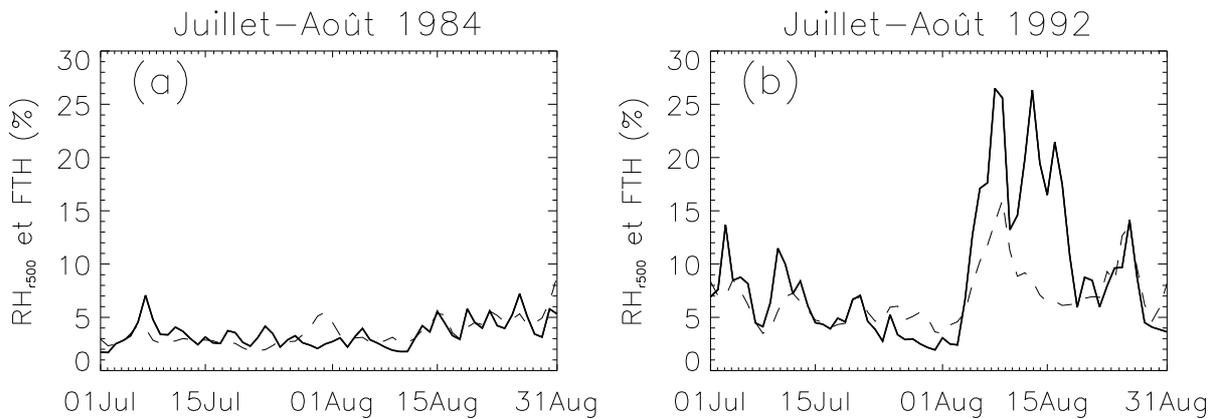


FIG. 6.18 – Séries temporelles de l'humidité relative reconstruite par le modèle de transport  $RH_{r500}$  (trait épais) et de la FTH (tirets) en moyennes journalières sur la région de l'Est de la Méditerranée pour JA 1984 (a) et JA 1992 (b).

du 7 juillet est présent dans les deux champs d'humidité, et qu'il existe une légère humidification des deux signaux les 15 derniers jours du mois d'août associée à des oscillations de faible amplitude (voir le § 6.3.1).

Comme nous l'avons détaillé précédemment (voir le § 6.3.1), la saison humide juillet-août 1992 est caractérisée par un mois de juillet sec et un mois d'août plus humide, qui dirige la moyenne. Le modèle de transport permet de reconstruire ce comportement : la série temporelle de l'humidité reconstruite  $RH_{r500}$  dans cette région d'étude présente les mêmes caractéristiques que la FTH (figure 6.18(b)). Ainsi, on retrouve les deux pics d'humidité au début du mois de juillet, suivis par une période sèche qui dure environ 16 jours. Le mois d'août est plus humide que le mois de juillet avec un maximum d'humidité qui est atteint vers le 8 août dans les deux champs. La période humide du mois d'août dure plus longtemps (au moins 10% du 5 août au 18 août) dans la reconstruction du modèle de transport que dans l'observation de FTH (au moins 10% du 6 août au 10 août), et on peut observer que le dernier pic d'humidité qui commence le 22 août est également reconstruit à 500hPa.

La reconstruction du champ d'humidité relative à 500hPa permet non seulement de récupérer les structures d'humidités observées à l'échelle interannuelle avec les amplitudes correspondantes, mais également, et c'est là le point important, la variabilité intrasaisonnière de l'humidité de la troposphère libre. Ce bilan à ces deux échelles de temps justifie l'utilisation du modèle de transport pour étudier l'aspect dynamique de la variabilité de la vapeur d'eau troposphérique, dans la région subtropicale de l'Est de la Méditerranée.

#### 6.4.5 Interprétation dynamique de la variabilité intrasaisonnière

Le modèle de rétro-trajectoire conserve en mémoire les informations de position des masses d'air au moment de leur dernière saturation qui sont la longitude  $\lambda_{sat}$ , la latitude  $\phi_{sat}$  et la pression  $p_{sat}$ , et cela à chaque pas de temps du modèle ( $\Delta t=6$  heures). Afin d'étudier ces positions, ces coordonnées sont

repositionnées, pour chaque  $\Delta t$ , dans une grille 3D de manière à visualiser dans l'espace géographique les dernières saturations des masses d'air qui atteignent le niveau 500hPa dans la région de l'Est de la Méditerranée.

Dans la suite, nous considérerons la séparation tropiques/extra-tropiques. En effet, la région d'étude est centrée sur une zone de subsidence subtropicale, définie par la circulation générale atmosphérique (cellule de Hadley). Les masses d'air qui proviennent de latitudes plus basses que la région d'étude [27°N-37°N] sont dites *tropicales*, tandis que les latitudes dites *extra-tropicales* sont situées au Nord de la région d'étude. On utilisera uniquement les notions tropical/extra-tropical pour caractériser la variabilité intrasaisonnière de la FTH (via la  $RH_{r500}$ ).

#### 6.4.5.1 Caractéristiques moyennes des deux étés

Les coordonnées de dernière saturation des masses d'air calculées pendant les deux périodes juillet-août 1984 et juillet-août 1992 sont représentées respectivement sur les figures 6.19 et 6.20. Les figures 6.19(a) et 6.20(a) des distributions intégrées sur la verticale ne présentent pas de l'origine géographique réelle des masses d'air avant la dernière saturation.

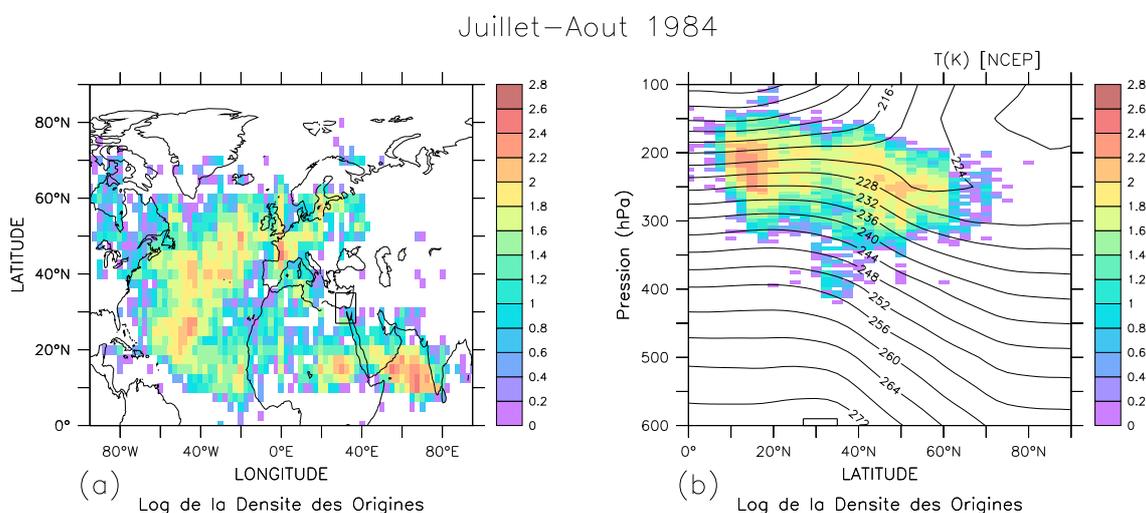


FIG. 6.19 – Distributions de la position de dernière saturation des masses d'air en échelle log pour la saison juillet-août 1984. (a) Intégration verticale. (b) Intégration zonale avec le champ de température moyen de la période en moyenne sur la bande [80°O-80°E]. La boîte situe la région d'étude.

Dans la région de l'Est de la Méditerranée, la période JA 1984 est la plus sèche des 14 JA la base de donnée 1983-1996, avec une FTH moyenne d'environ 4%. Par comparaison, la période JA 1992 est la plus humide de la base de donnée, avec une FTH moyenne de 6,9%. Les figures 6.19 et 6.20 permettent de constater que, pour ces deux étés et dans la région d'étude, il y a un mélange clair des origines de

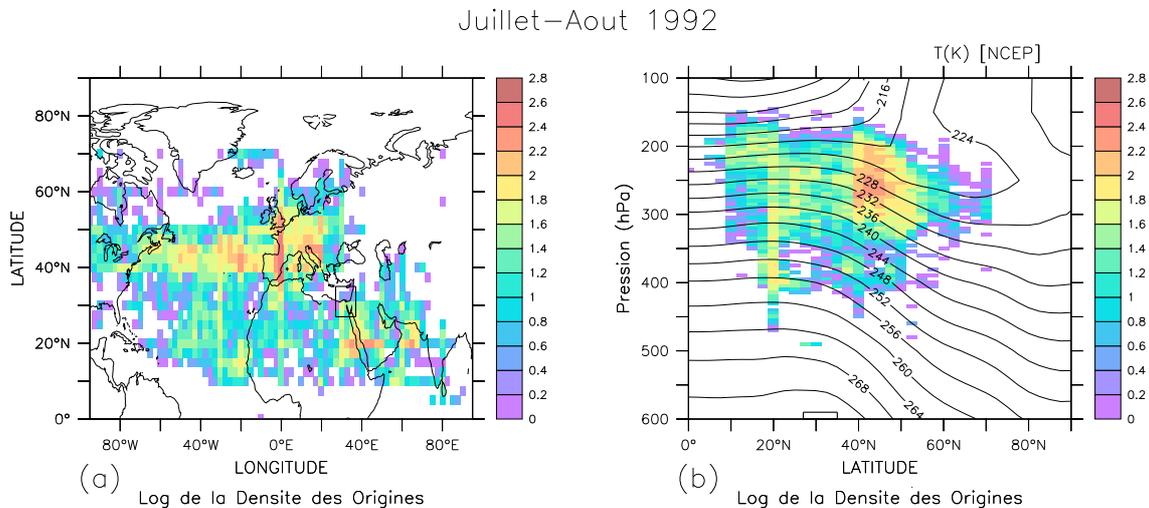


FIG. 6.20 – Distributions de la position de dernière saturation des masses d'air en échelle log pour la saison juillet-août 1992. (a) Intégration verticale. (b) Intégration zonale avec le champ de température moyen de la période en moyenne sur la bande  $[80^{\circ}\text{O}-80^{\circ}\text{E}]$ . La boîte situe la région d'étude.

dernière saturation : les masses d'air ont saturé à des latitudes tropicales ( $10^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{N}$ ) et extra-tropicales ( $40^{\circ}\text{N}-60^{\circ}\text{N}$ ).

La différence principale entre ces deux saisons apparaît dans les distributions intégrées zonales et représentées sur les figures 6.19(b), pour JA 1984, et 6.20(b), pour JA 1992. En effet, on peut constater que, tandis qu'en JA 1984 les masses d'air ont saturé en dernier principalement dans la haute troposphère, entre 275hPa et 150hPa, en JA 1992 les origines sont doubles, en terme d'altitude de dernière saturation. Pendant cette dernière saison, les masses d'air qui ont saturé en dernier dans les régions extra-tropicales proviennent de la haute troposphère (300-200hPa), alors qu'une partie des dernières saturations tropicales ont eu lieu dans la moyenne troposphère, entre 400hPa et 300hPa (figure 6.20(b)).

Ces différences de pression de dernière saturation associées à la notion de température de dernière saturation développée dans le paragraphe 6.4.3 permettent d'expliquer les différences notables de l'humidité ( $\text{RH}_{r_{500}}$  et FTH) de la région d'étude. Pour cela, nous avons superposé aux distributions intégrées en longitude les moyennes zonales des champs de température pour JA 1984 et JA 1992 issus des réanalyses du NCEP. Bien que cette méthode ne présage pas de la température  $T_c$  réelle de chacune des masses d'air, elle permet d'appréhender les structures thermiques moyennes des deux saisons.

Dans le cas de JA 1984, les masses d'air proviennent de la haute troposphère où la température de l'air est comprise entre 236K et 212K. Les masses d'air extra-tropicales de JA 1992 qui ont également saturé en dernier dans la haute troposphère ont donc des températures  $T_c$  similaires, entre 236K et 220K. Enfin, les masses d'air tropicales qui ont saturé en dernier dans la moyenne troposphère ont des températures de dernière saturation plus chaudes, comprises entre 256K et 240K. Ainsi, et compte tenu du diagramme de la figure 6.16 (voir le § 6.4.3) et en supposant une température  $T_2$  de 270K dans la région d'étude, les masses d'air qui ont saturé à moins de 236K, auront moins de 5% d'humidité relative à 500hPa. Les masses d'air qui ont saturé en dernier à plus de 240K auront, dans la région d'arrivée à

500hPa, plus de 10% de RH.

**Bilan intermédiaire :** A l'échelle de la moyenne saisonnière, pour JA 1984 comme pour JA 1992, le modèle de transport permet de conclure que la distribution de l'humidité relative à 500hPa dans la région de l'Est de la Méditerranée est due à un mélange de masses d'air. Le suivi de ces masses d'air conduit à une influence tropicale et extra-tropicale dans les deux cas. Cependant, alors qu'en JA 1984 les masses d'air proviennent essentiellement de la haute troposphère où l'air est froid et sec, en JA 1992 une partie non négligeable des masses d'air tropicales a saturé en dernier plus bas dans la troposphère, là où l'air est plus chaud et pouvant contenir plus d'humidité.

La température au lieu de dernière saturation des masses d'air  $T_c$  est donc l'indicateur principal de l'humidité relative atteinte au niveau d'arrivée : plus cette température est chaude, plus la masse d'air amènera de l'humidité dans la région considérée. Cet outil thermodynamique est utilisé dans la paragraphe qui suit pour approfondir les analyses des deux saisons.

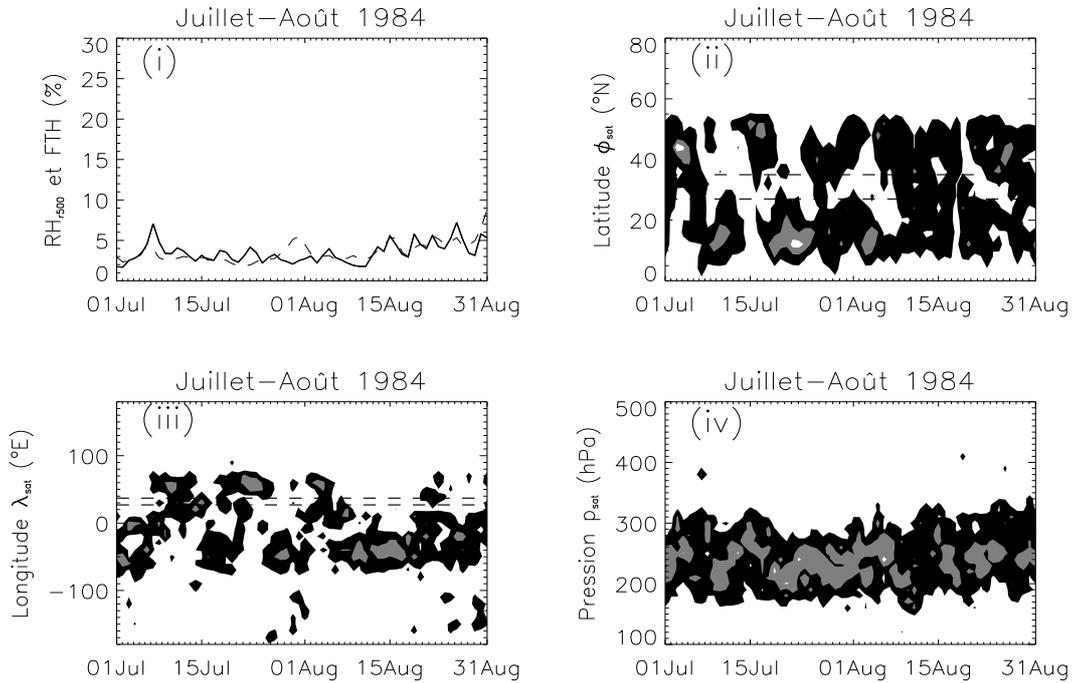
#### 6.4.5.2 Etudes intrasaisonnières

Les figures 6.21(a) et 6.21(b) permettent d'appréhender l'évolution temporelle des coordonnées de dernière saturation des masses d'air sur les deux saisons considérées.

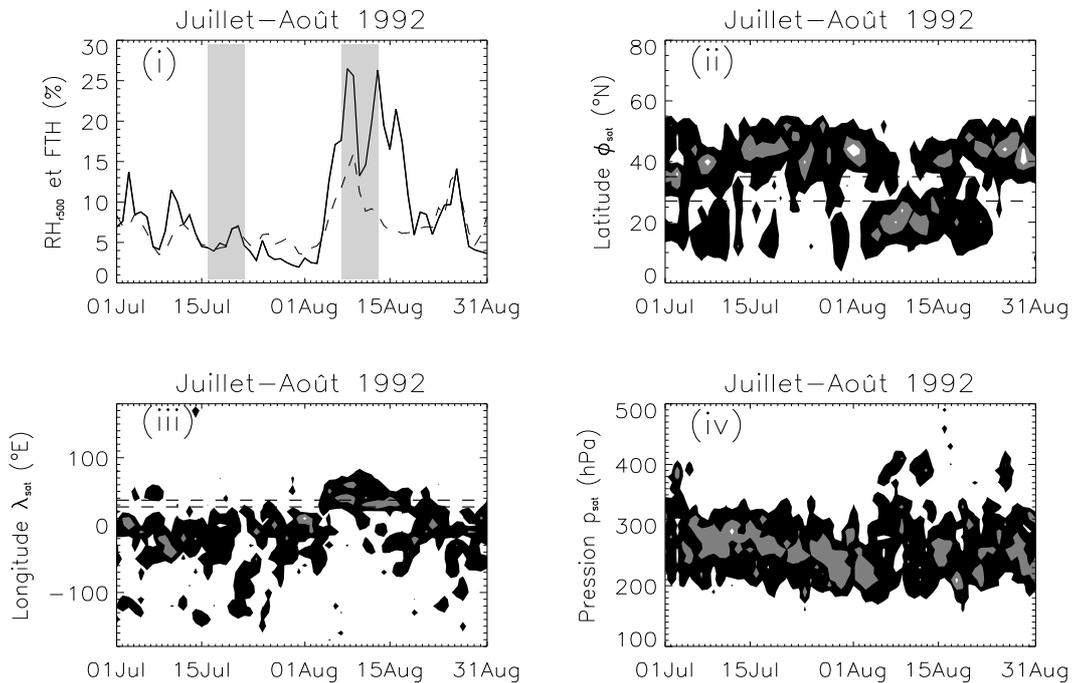
La figure 6.21(a-ii) met en évidence une alternance de latitudes de dernière saturation  $\phi_{sat}$  tropicales et extra-tropicales, avec une périodicité d'environ 12 jours particulièrement marquée pendant le mois de juillet 1984. On peut ainsi observer nettement sur cette figure trois périodes courtes d'origines tropicales ( $\phi_{sat} < 20^\circ\text{N}$ ) : la première se situe vers le 10 juillet, la seconde vers le 23 juillet et la troisième vers le 5 août ( $\Delta t_1=13$  jours et  $\Delta t_2=11$  jours). En alternance avec ces trois périodes tropicales, il y a une occurrence de deux origines nettes extra-tropicales qui apparaissent ( $\phi_{sat} > 40^\circ\text{N}$ ), une troisième étant moins prononcée : les deux premières ont lieu vers le 4 juillet et le 17 juillet ( $\Delta t_1=13$  jours) et la troisième se situe vraisemblablement autour du 30 juillet ( $\Delta t_2=13$  jours). La fin du mois d'août 1984, qui est caractérisée par une légère humidification du signal (dès le 11 août ; figure 6.21(a-i)), présente des masses d'air qui ont des latitudes de dernière saturation moins clairement délimitées, le tropical se mélangeant en proportions égales avec l'extra-tropical.

Pendant la saison JA 1984 où le mélange des masses d'air est soit tropical soit extra-tropical, la pression de dernière saturation  $p_{sat}$ , illustrée sur la figure 6.21(a-iv), présente également un cycle, toutefois moins prononcé : les masses d'air tropicales (du 10 et du 23 juillet) proviennent de la haute troposphère, autour de 200hPa, tandis que les masses d'air extra-tropicales (du 4 et du 17 juillet) ont saturé en dernier plus bas dans la troposphère, vers 275hPa. En considérant le gradient horizontal de température, représenté sur la figure 6.19(b), ces deux niveaux de pressions ont en moyenne la même température, et les masses d'air apportent ainsi la même quantité d'humidité dans la région d'arrivée. Enfin, la fin de la saison JA 1984 est stable, avec une pression  $p_{sat}$  d'environ 250hPa.

Enfin, la longitude de dernière saturation des masses d'air  $\lambda_{sat}$  révèle le même type de comportement avec une alternance Est-Ouest (figure 6.21(a-iii)). Les masses d'air tropicales ont saturé en dernier à l'Est de la région d'étude limitée par les deux traits horizontaux ; les masses d'air extra-tropicales ont saturé



(a) Séries temporelles pour la saison juillet-août 1984.



(b) Séries temporelles pour la saison juillet-août 1992.

FIG. 6.21 – Distributions en moyenne journalière dans la région d'étude. (i)  $RH_{750}$  (trait épais) et FTH (trait pointillé) moyens, en % d'humidité. (ii) Distribution de la latitude de dernière saturation  $\phi_{sat}$ . (iii) Distribution de la longitude de dernière saturation  $\lambda_{sat}$ . (iv) Distribution de la pression de dernière saturation  $p_{sat}$ . Les plus fortes densités des distributions sont en gris clair. Les tirets horizontaux délimitent en latitude et en longitude la région d'étude.

en dernier, au cours de leur trajet, à l'Ouest de la région d'étude. A la fin de la saison, la longitude  $\lambda_{sat}$  est elle aussi stable et présente des dernières saturations à l'Ouest de la région de l'Est de la Méditerranée.

La saison JA 1992 présente une distribution des positions de dernière saturation très différente, qui est représentée sur la figure 6.21(b). En effet, on peut constater que, pendant le mois de juillet qui est sec en terme de  $RH_{r500}$  ou de FTH, les masses d'air proviennent essentiellement des régions extra-tropicales, comme montré sur la figure 6.21(b-ii). De la même façon pour la fin du mois d'août, pendant laquelle les valeurs de  $RH_{r500}$  et la FTH ont un pic d'humidité. La phase humide prononcée du mois d'août (du 5 août au 18 août, voir le § 6.4.4) est caractérisée par une latitude de dernière saturation tropicale, de l'air extra-tropical se mélangeant au début et à la fin de cette phase.

La distribution temporelle de la pression de dernière saturation, représentée sur la figure 6.21(b-iv), met en évidence une pression plus élevée pour les masses d'air de la phase humide : en moyenne sur JA 1992,  $p_{sat}$  est située vers 250-300hPa, et l'on peut observer des valeurs de  $p_{sat}$  qui atteignent jusqu'à 400hPa pendant la phase humide. De la même façon, le dernier pic humide observé le 27 août est associé à des masses d'air qui ont saturé dans la moyenne troposphère, vers 375-400hPa, mais la dernière saturation est extra-tropicale.

La figure 6.21(b-iii) des longitudes des dernières saturations des masses d'air permet de constater que celles-ci ont eu lieu à l'Est de la région d'étude pendant la phase humide, tandis qu'elles ont eu lieu essentiellement à l'Ouest de la région d'étude le reste de la saison.

De la même façon que pour les saisons moyennes, la représentation en diagramme latitude/pression des positions de dernière saturation des masses d'air associée à la moyenne zonale du champ de température, permettent d'appréhender les mécanismes thermodynamiques qui dirigent l'humidité de la troposphère dans la région de l'Est de la Méditerranée. Seules les caractéristiques intrasaisonnières de la saison JA 1992 sont représentées de cette façon, étant donnée que cette saison présente une phase sèche (mois de juillet) et une phase humide (mois d'août).

Les figures 6.22 et 6.23 illustrent les distributions des positions de dernière saturation, respectivement pour une phase sèche de 7 jours sélectionnée pendant le mois de juillet et pour une phase humide, qui dure également 7 jours, sélectionnée dans la période humide du mois d'août. Ces deux phases sont représentées sur la figure 6.21(b-i).

Pendant la phase sèche du 16 au 22 juillet 1992 (figure 6.22), les masses d'air ont donc principalement saturé dans les régions extra-tropicales et quelques dernières saturations ont eu lieu dans les régions tropicales. Ces quelques origines tropicales proviennent d'environ 200hPa, où la température de l'air est à 220K, ce qui amène de l'air particulièrement sec à 500hPa dans la région d'arrivée. Ces masses d'air tropicales se mélangent donc à des masses d'air extra-tropicales qui ont saturé en dernier au cours de leur trajet entre 300 et 225hPa. A ces latitudes et à ces pressions, la température de l'air est plus chaude entre 240K et 224K, mais selon le calcul de  $RH_{r500}$ , qui est fonction de la température de dernière saturation  $T_c$  (voir le § 6.4.3), ces masses d'air auront une humidité relative à 500hPa comprise entre 2 et 7% (pour une température à ce niveau de 270K).

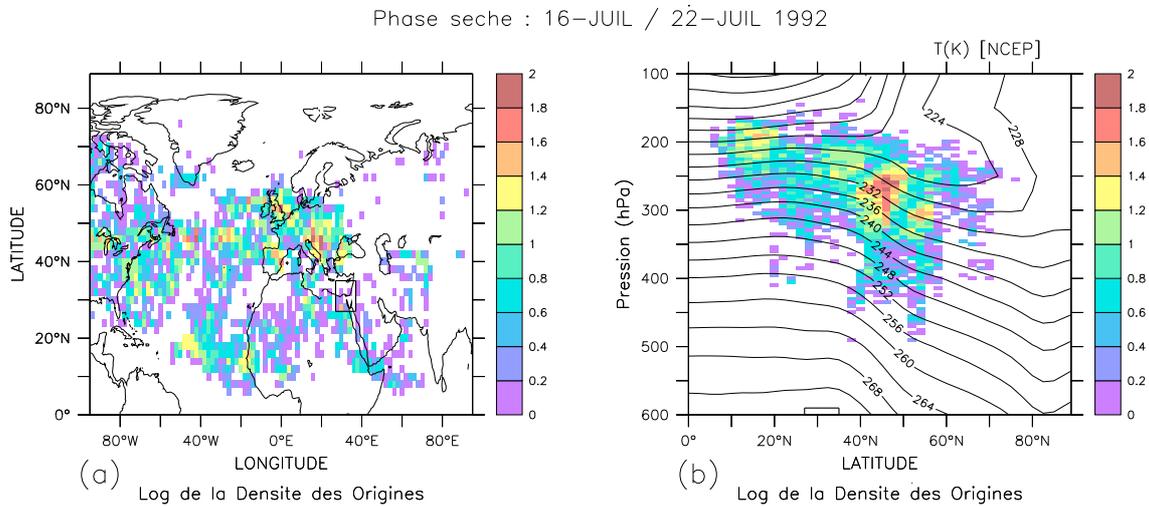


FIG. 6.22 – Distributions de la position de dernière saturation des masses d'air en échelle log pour la phase sèche : du 16 au 22 juillet 1992. (a) Intégration verticale. (b) Intégration zonale avec le champ de température moyen de la période en moyenne sur la bande  $[80^{\circ}\text{O}-80^{\circ}\text{E}]$ . La boîte situe la région d'étude.

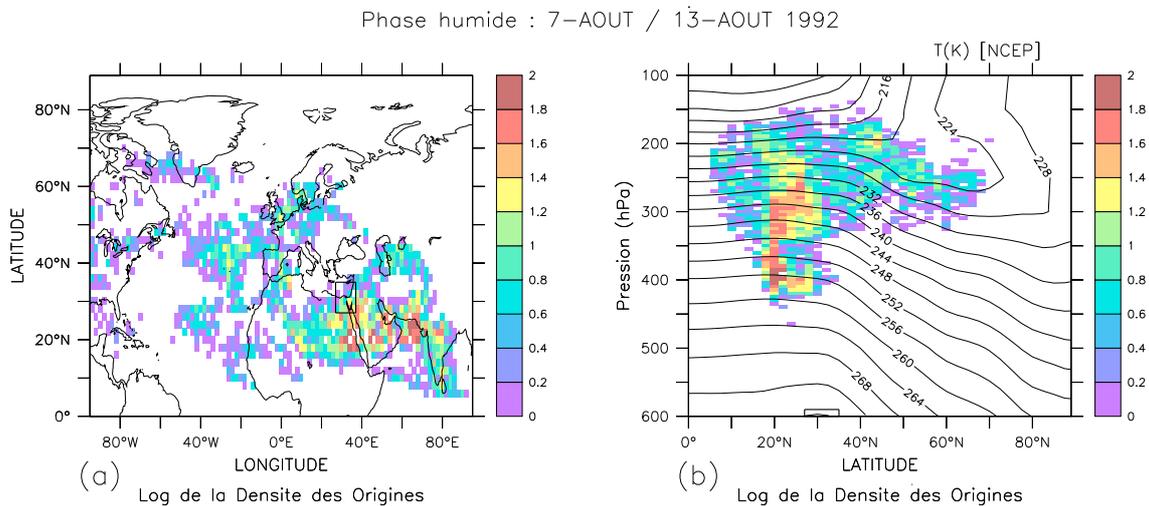


FIG. 6.23 – Distributions de la position de dernière saturation des masses d'air en échelle log pour la phase humide : du 7 au 13 août 1992. (a) Intégration verticale. (b) Intégration zonale avec le champ de température moyen de la période en moyenne sur la bande  $[80^{\circ}\text{O}-80^{\circ}\text{E}]$ . La boîte situe la région d'étude.

Pendant la phase humide du 7 au 13 août 1992 (figure 6.23), les masses d'air proviennent majoritairement des régions tropicales, ainsi que nous l'avons montré précédemment dans ce paragraphe. De plus, les masses d'air ont saturé en dernier dans la moyenne troposphère, entre 425 et 250hPa. La moyenne zonale de la température de l'air de cette phase leur associe une température de dernière saturation  $T_c$  de 258K à 232K. Ces masses d'air, qui ont saturé dans un environnement chaud, amènent ainsi une plus grande quantité d'humidité relative à 500hPa dans la région d'arrivée.

#### 6.4.6 Résumé des analyses

Les saisons juillet-août de deux années particulières (1984 et 1992) nous ont permis d'aborder l'étude de l'origine des masses d'air, dans la région de l'Est de la Méditerranée, à l'échelle intrasaisonnière. Dans ce but, les masses d'air de la région d'étude sont caractérisées par leurs positions de dernière saturation déterminées à l'aide d'un modèle de transport de la vapeur d'eau dans lequel les puits et sources d'humidité sont spécifiés de manière simple. Ainsi, la dernière saturation est associée soit à la rencontre d'une région convective, soit à la température la plus froide rencontrée au cours de la reconstruction du trajet suivi par les masses d'air.

Le modèle de transport utilisé permet de simuler, tant à l'échelle interannuelle qu'au niveau intrasaisonnier, les caractéristiques du champ d'humidité FTH de la région considérée, par l'intermédiaire de la reconstruction de l'humidité relative à 500hPa. Ceci est illustré pour les saisons JA 1984 et JA 1992 qui sont respectivement la plus sèche et la plus humide des saisons JA de la base de donnée de FTH 1983-1996.

Ainsi, en moyenne pour les deux saisons étudiées, on a pu montrer que l'humidité relative à 500hPa dans la région de l'Est de la Méditerranée est le résultat d'un mélange de masses d'air qui, au cours de leur trajectoires, ont saturé en dernier soit dans des régions **tropicales** soit dans des régions **extra-tropicales**, définies respectivement comme étant au Sud ou au Nord de la région d'étude.

De plus, les masses d'air proviennent soit de la **haute** troposphère (300-200hPa) soit de la **moyenne** troposphère (400-300hPa). La considération de la température de l'air à ces pressions nous a permis de mettre en évidence que l'humidité relative à 500hPa de la période JA 1984 est dirigée par des masses d'air qui ont leur position de dernière saturation dans des régions de la troposphère où l'air est essentiellement froid (230-220K) et donc sec. En JA 1992, l'humidité relative à 500hPa dans la région d'étude est issue d'un mélange d'air qui a saturé dans la haute troposphère où l'air est froid et sec et d'air dont la position de dernière saturation est située dans la moyenne troposphère où l'air est plus chaud (250-240K) et pouvant contenir ainsi plus d'humidité relative.

A l'échelle intrasaisonnière, la saison JA 1984, qui n'a pas de signal intrasaisonnier prononcé, est caractérisée par une alternance de phases tropicales et extra-tropicales de périodicité d'environ 12 jours. Contrairement à cette saison, la saison JA 1992 présente un mois de juillet sec, de FTH un peu plus élevée que la saison JA 1984, suivie d'une période humide qui a lieu au milieu du mois d'août. Pendant la période sèche du mois de juillet, les masses d'air ont une dernière saturation essentiellement extra-

tropicale, tandis que la période humide du mois d'août montre des masses d'air qui ont saturé en dernier dans les régions tropicales.

L'étude approfondie de deux phases de 7 jours sélectionnées dans la période sèche et la période humide de la saison JA 1992 montrent les résultats suivants :

- les masses d'air de la phase sèche (du 16 au 22 juillet 1992), qui ont leur position de dernière saturation dans les régions extra-tropicales, proviennent de la haute troposphère (300 à 225hPa), où l'air est froid (240 à 224K) et contenant peu d'humidité relative ;
- les masses d'air de la phase humide (du 7 au 13 août 1992), qui ont leur position de dernière saturation dans les régions tropicales, proviennent de la moyenne troposphère (425 à 250hPa), où l'air est chaud (258 à 232K), ce qui amène plus d'humidité relative à 500hPa dans la région d'arrivée.

Ainsi, l'analyse des deux étés extrêmes 1984 (le plus sec) et 1992 (le plus humide) fait ressortir ce mélange de masses d'air, et plus particulièrement durant la période juillet-août 1992 : durant cette période, les masses d'air froides et sèches extra-tropicales induisent des valeurs faibles de l'humidité relative à 500hPa tandis que l'humidification du signal, observée pendant le mois d'août, est due à un apport de masses d'air plus chaud et ainsi plus humide.

## 6.5 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons présenté les différents aspects de la climatologie de la vapeur d'eau troposphérique observée par le radiomètre "VE" de METEOSAT. L'analyse des données de FTH a été menée à différentes échelles de temps et les résultats sont ici résumés brièvement :

- A l'échelle interannuelle et saisonnière, la climatologie de la FTH présente des variabilités fortes, notamment dans les régions subtropicales. Dans la région de l'Est de la Méditerranée, montrée comme étant la région la plus sèche du globe en terme de FTH, la variabilité relative de la FTH de la saison juillet-août-septembre atteint plus de 50% du signal total. L'analyse de la climatologie mensuelle est en parfait accord avec la climatologie des observations "VE" de HIRS, ce qui nous conforte dans la valeur de l'outil "VE" METEOSAT pour l'étude locale de la variabilité de la distribution de la vapeur d'eau troposphérique à des échelles de temps plus fines ;
- L'analyse spectrale des données journalières présente des résultats cohérents avec la climatologie connue des régions tropicales (Sahel) et révèle une périodicité moyenne supra-synoptique (supérieure à 10 jours) de la FTH des régions subtropicales ;
- L'étude intrasaisonnière des périodes juillet-août 1983 à 1996 pour les 3 régions clefs de la zone d'étude (région Sahélienne ; anticyclone de S<sup>te</sup> Hélène ; Est de la Méditerranée) a mis en évidence des caractéristiques bien distinctes de la FTH de ces 3 régions. Ainsi, la FTH de la région de l'anticyclone de S<sup>te</sup> Hélène possède une oscillation d'amplitude plus forte et plus régulière que dans

la région de l'Est de la Méditerranée. Au cours des différentes périodes juillet-août étudiées, la FTH atteint rarement, dans cette dernière région, des valeurs supérieures à 10% et le signal varie autour des valeurs très sèches de 5%. Dans la région subtropicale de S<sup>te</sup> Hélène, la FTH est en moyenne plus humide ( $\approx 9\%$ ) et les oscillations autour de la moyenne sont plus prononcées. Enfin, la FTH de la région Sahélienne met en évidence la variabilité haute fréquence caractéristique de la propagation des ondes d'Est Africaines ;

Cette description des données FTH a été ensuite complétée par l'étude du transport de la vapeur d'eau subtropicale vers la région de l'Est de la Méditerranée, pour les périodes juillet-août de deux années particulières, 1984 et 1992.

L'utilisation des positions de dernière saturation des masses d'air a permis de mettre en évidence, de façon expérimentale, une bimodalité dans la latitude de provenance des masses d'air qui arrivent dans la région subtropicale de l'Est de la Méditerranée, en liant deux régimes climatiques, traditionnellement disjoints. Cette bimodalité explique, de façon thermodynamique, la variabilité intrasaisonnière des deux saisons extrêmes de la période 1983-1996.

Pour finir, et en s'appuyant sur ces résultats, nous avons évalué la capacité des modèles climatiques à reproduire les caractéristiques interannuelles et intrasaisonnières de la FTH.

## Chapitre 7

# Représentation de la FTH par les modèles climatiques

### 7.1 Introduction

Les modèles de climat, purement atmosphérique ou faisant interagir l'océan et l'atmosphère, contribuent à la compréhension du cycle de l'eau dans l'atmosphère. Ainsi, la reproduction de la distribution spatiale de la vapeur d'eau et de son transport dans l'atmosphère, plus particulièrement dans les hautes couches de la troposphère, constitue un enjeu particulièrement important pour les modèles de climat [e.g. Chahine, 1992 ; Harries, 1996]. Les observations satellitales à  $6,3\mu\text{m}$  permettent d'évaluer la FTH des modèles des régions tropicales et subtropicales [e.g. Soden et Bretherton, 1993 ; Stephens *et al.*, 1996] (cf chapitre 2).

Ainsi les observations "VE" du sondeur HIRS-12 ont conduit à évaluer par exemple la vapeur d'eau troposphérique des modèles atmosphériques du Centre Européen et du NCAR (CCM -Community Climate Model- version 1 [Soden et Bretherton, 1994] et version 3 [Iacono *et al.*, 2003]), du centre allemand Max Planck (ECHAM versions 3 et 4 [Chen *et al.*, 1996]) et du Hadley Centre britannique (HadAM version 3 [Allan *et al.*, 2003]). Ces diverses études ont mis en évidence la difficulté des modèles à reproduire les variabilités saisonnière et interannuelle de l'humidité de la troposphère libre, suggérant une définition biaisée des sources et puits d'humidité et des processus de transport liant les deux.

Dans ce chapitre, nous présentons une contribution à l'évaluation de la représentation de la FTH par les Modèles de Circulation Générale Atmosphérique. Pour cela, nous utilisons la base de données FTH issues des observations MET-5 "VE" permettant des analyses du cycle saisonnier moyen et des variations interannuelles. Les caractéristiques climatologiques de la base de données FTH MET-5, que nous avons détaillée dans le chapitre précédent, constituent des références de comparaison et d'évaluation pour l'étude des régions sèches subtropicales. Notamment, nous avons montré que la variabilité intrasaisonnière de la FTH de la région de l'Est de la Méditerranée s'explique par un mélange de masses d'air tropicales et extra-tropicales provenant de régions plus ou moins froides de la haute troposphère, ce qui

se reflète sur les analyses interannuelles.

Ce travail d'analyse de la FTH simulée par les MCG trouve sa place dans le contexte du projet international d'intercomparaison de modèles atmosphériques AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project [Gates, 1992]) qui regroupe la communauté scientifique autour de nombreux sous-projets d'analyse, dont le but est d'améliorer la représentation des processus atmosphériques dans les modèles climatiques.

## 7.2 Le cycle de l'eau dans les Modèles de Circulation Générale

Dans cette partie, nous présentons la structure de base d'un modèle de climat. Bien que l'analyse et l'impact des schémas de modélisation des processus liés au cycle de l'eau dans l'atmosphère, qui apparaissent à des échelles plus fines que la maille du modèle, ne soient pas l'objet du travail effectué dans ce chapitre, ceux-ci sont détaillés dans un second paragraphe dans le but d'avoir un aperçu des réels objectifs des exercices de comparaisons et d'intercomparaisons des simulations de modèles.

### 7.2.1 Principes de base de la modélisation du climat

Les modèles numériques de climat les plus perfectionnés, utilisés pour une meilleure compréhension des processus qui ont lieu au sein du système terre-océan-atmosphère, sont à 3 dimensions (latitude×longitude×altitude). Ils permettent de représenter la totalité de l'atmosphère, de l'océan, de l'atmosphère et de l'océan (modèle couplé), ou encore incluent des interactions avec la biosphère, la cryosphère ou la chimie atmosphérique. Ces Modèles de Circulation Générale (MCG) reposent sur la résolution des équations primitives qui décrivent les principes généraux de conservation de la masse, de la quantité de mouvement, et de l'énergie, et permettent ainsi de modéliser l'écoulement de l'air autour de la Terre. Dans les MCG Atmosphériques, le système d'équations à résoudre à chaque pas de temps est constitué d'équations *pronostiques*, qui dépendent du temps (e.g équations de conservation de la quantité de mouvement, de l'énergie), ainsi que d'équations *diagnostiques* (équilibre hydrostatique, équation d'état des gaz parfaits).

Les calculs d'intégration d'un MCG nécessitent des conditions aux limites imposées tout au long de la simulation. Les paramètres de ce forçage extérieur sont par exemple les variations de l'insolation (diurne et saisonnière), les températures de surface de la mer issues d'observations (dans le cas de MCG Atmosphériques), l'albédo de surface, l'orographie, etc.

En tenant compte de ces conditions aux limites, le système des équations primitives est résolu en chaque point du globe et à chaque instant en coordonnées sphériques, soit selon des calculs de différences finies (points de grille), soit selon des calculs spectraux décomposant les champs dynamiques en harmoniques sphériques (e.g. troncatures triangulaires (T) ou rhomboïdales (R)). La verticale du modèle est discrétisée en niveaux de pression, en utilisant généralement comme coordonnée verticale la pression normalisée par la pression de surface (niveaux sigma  $\sigma=p/p_s$ ) donnant des conditions limites simples à la surface ( $\sigma=1$ ) et au sommet de l'atmosphère ( $\sigma=0$ ), et autorisant un meilleur traitement de l'orographie

Le système climatique comporte un très grand nombre de degrés de libertés, ce qui le rend complexe à représenter. De plus, les processus qui ont lieu dans ce système concernent des échelles de temps ( $10^{-9}$  seconde -  $10^9$  années) et d'espace (molécule - planète) qui ne peuvent être traités explicitement en même temps. Généralement, les MCG calculent de façon explicite quelques échelles spatio-temporelles, reliées à la définition choisie, et les processus apparaissant à des échelles inférieures à la maille du modèle sont considérées comme des perturbations qui interagissent avec les mécanismes des échelles supérieures. Ces processus "sous-maille" sont représentés de façon paramétrique dans le modèle (on parle de *paramétrisation*) et sont reliés de façon physique et statistique aux variables de plus grande échelle par des lois empiriques ou semi-empiriques.

Parmi ces paramétrisations, on trouve notamment les échanges de chaleur latente et sensible à la surface, les processus de couche limite, le transfert radiatif dans les longueurs d'onde du visible et de l'infrarouge, ainsi que tous les processus ayant trait au cycle de l'eau comme la convection, l'évaporation, la condensation, la formation des nuages, et les précipitations ou encore les interactions avec la végétation et les écoulements de l'eau dans le sol.

La modélisation du cycle de l'eau dans l'atmosphère comprend deux composantes : la première est le transport de grande échelle des masses d'air à travers la maille du modèle, la seconde apparaît à des échelles plus fines que la maille et elle est soumise à des paramétrisations. Ces deux composantes sont détaillées dans la partie suivante.

## 7.2.2 Modélisation du cycle de l'eau dans l'atmosphère

La modélisation du cycle de l'eau dans l'atmosphère requiert une représentation réaliste des sources (comme la convection) et puits (comme l'évaporation) d'humidité et des processus de transport qui les relie. Mis à part dans la couche limite où la turbulence de petite échelle domine, l'advection de la vapeur d'eau dans la troposphère libre est un mécanisme de grande échelle. En revanche, la détermination des sources et puits d'humidité est réalisée par des schémas de paramétrisation spécifiques.

### 7.2.2.1 L'advection des masses d'air

Dans les algorithmes d'advection, les espèces advectées, tels les aérosols ou certaines espèces chimiques (dont la vapeur d'eau), sont considérées comme des traceurs passifs. La trajectoire que suit une parcelle d'air est définie par l'équation de continuité de la vapeur d'eau, écrite sous une forme conservative (en flux) permettant de s'assurer de la conservation de la masse, ou selon une formulation advective plus facile à modéliser [e.g. Rood, 1987]. La modélisation de l'advection d'un traceur peut être réalisée suivant des méthodes de calculs eulériennes dans des volumes finis (les boîtes de la maille) [e.g. Hourdin et Armengaud, 2003] ou de façon lagrangienne, nécessitant toutefois une réinitialisation des données après un certain nombre de pas de temps pour éviter les problèmes d'étirement ou de cisaillement dans le fluide (méthode "semi-lagrangienne") [e.g. Rash et Williamson, 1990 ; Lin et Rood, 1996].

La plupart des schémas sont dits "conservatifs", c'est-à-dire que les flux entrant et sortant aux interfaces des volumes sont égaux. Les algorithmes d'advection doivent, en plus d'être conservatifs, posséder certaines propriétés comme la précision (la solution numérique doit être proche de la solution analytique), la stabilité (la solution doit suivre le principe de convergence) ou la positivité (un champ défini initialement comme positif doit le rester après advection) [e.g. Rasch et Williamson, 1990]. Différents algorithmes d'advection des masses d'air existent, d'approches eulérienne ou lagrangienne, dont nous ne commenterons pas les qualités et défauts. On peut citer par exemple la méthode de calcul *Piecewise Parabolic Method* développé par Colella et Woodward [1984] utilisant les informations des 4 points de grille les plus proches (flux transverses) selon chaque axe à l'aide d'une fonction du second degré, ou encore le schéma semi-lagrangien de flux de Lin et Rood [1996] conservant la masse du traceur au cours de l'advection et autorisant des calculs sur de longues périodes de temps.

### 7.2.2.2 Paramétrisations des processus sous-maille

Au niveau des processus sous-maille, nous nous contentons ici d'exposer plus en détails les paramétrisations ayant trait à la vapeur d'eau dans la troposphère libre : la condensation de grande échelle, la précipitation, la convection et la diffusion horizontale. Ce second paragraphe constitue une revue non-exhaustive de ces schémas. Les principales références de cette seconde partie sont les livres de Peixoto et Oort [1992] et de K. Emanuel [1994], et la thèse de S. Bony [1993].

- La **condensation de grande échelle** correspond aux conditions de formation des nuages stratiformes, lorsque la circulation de grande échelle produit une sursaturation d'humidité dans la maille du modèle lors, par exemple, de l'arrivée d'un front froid. La vapeur d'eau en excès condense alors en libérant de la chaleur, autorisant ainsi la température de l'air à augmenter suffisamment pour que la maille ne soit plus saturée. Ce processus implique un chauffage diabatique de l'atmosphère et requiert une paramétrisation spécifique. Dans certains modèles, tel celui du GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, USA), les nuages se forment lorsque l'humidité relative dépasse un seuil, dépendant de l'altitude.

Certains schémas considèrent que toute l'eau liquide présente dans l'atmosphère est précipitante, ce qui pose un problème pour la représentation des nuages stratiformes composés de gouttes d'eau et qui ne produisent pas de pluie. D'autres schémas séparent la condensation de grande échelle des processus de précipitation et permettent ainsi de reproduire une couverture nuageuse non-précipitante. Dans le cas des nuages précipitants, le processus de **précipitation** est paramétré différemment selon la température du nuage, qu'il soit chaud et constitué de gouttes d'eau liquide, ou froid et composé de cristaux de glace.

- La paramétrisation de la **convection** prend un rôle central dans les MCG puisque la convection intervient non seulement dans le cycle hydrologique mais également dans le bilan énergétique, par le dégagement important de chaleur latente qu'elle entraîne et par son interaction avec le rayonnement. De plus, la convection est nourrie par les mécanismes turbulents de la couche limite. La convection se déclenche dès que l'atmosphère se trouve en situation instable, c'est-à-dire quand le gradient thermique vertical est supérieur (en valeur absolue) au gradient de l'adiabatique sèche, ou, dans les atmosphères sa-

turées, qu'il est supérieur à l'adiabatique humide. On distingue généralement deux types de convection : la convection restreinte (*shallow convection*) et la convection profonde formant des nuages précipitants (*deep convection*).

Les 3 principaux schémas permettant de représenter la convection profonde dans les MCG sont :

- Le schéma d'*ajustement convectif* développé par Manabe et Strickler [1964]. Dans ce schéma, des mouvements de convection, de dimension sous-maille, se développent afin de stabiliser, à plus grande échelle, l'atmosphère initialement instable. Dans le cas d'une atmosphère saturée, l'ajustement convectif est dit "humide". La relaxation de l'atmosphère instable vers un état stable provoque la condensation de la vapeur d'eau sursaturée. Ce schéma a ensuite été repris par Betts et Miller [1986] qui ont proposé un processus d'ajustement vers une atmosphère représentative des régions convectives, avec instabilité conditionnelle dans les basses couches et stabilité dans les hautes couches. Cette formulation dépend ainsi de profils de référence tropicaux ;
- Le schéma de *convergence d'humidité* de Kuo [1965] a été développé initialement pour décrire la formation des cyclones tropicaux. Ce schéma repose sur l'hypothèse que la convection se déclenche lorsque, en condition d'instabilité, on observe une convergence d'humidité due à la circulation de grande échelle ou à un flux d'évaporation en surface. Dans ce schéma, on détermine (de façon arbitraire) la fraction du flux ascendant d'humidité qui condense par refroidissement adiabatique et précipite. La part non-condensée de ce flux reste dans l'atmosphère et humidifie les hautes couches. Ce schéma produit des profils verticaux d'humidité et de chauffage par changements de phase uniquement réalistes dans la ZCIT, et tend à produire une atmosphère trop humide dans les basses couches ;
- Le schéma de *flux de masse*, tel celui développé par Arakawa et Schubert [1974], est un schéma complexe d'ajustement considérant les effets d'un ensemble de cumulus et leurs interactions avec l'environnement. Les interactions avec l'environnement se font par entrainement latéral de l'air environnant à l'intérieur du nuage, par dissipation de l'air saturé au sommet du nuage (humidifiant et refroidissant l'atmosphère) et par mouvements de subsidence entre les nuages (asséchant l'environnement). Ce schéma est statistique puisqu'il considère un ensemble de nuages dans la maille, ce qui en fait une paramétrisation adaptée aux mailles de faible résolution.

- La **diffusion horizontale** apparaît dans la numérisation de l'advection des masses d'air. La diffusion est imposée par les échelles spatiales et temporelles impliquées dans l'écoulement du fluide. La maille d'un MCG étant finie, celle-ci ne permet pas de rendre compte de l'écoulement des petites échelles introduisant des biais à plus grande échelle. Le rôle de la paramétrisation de la diffusion horizontale est d'éviter l'accumulation, à l'intérieur de la maille, de l'énergie des grandes échelles transférée aux plus petites échelles, et pouvant amener à la divergence du modèle (formation de tourbillons de plus en plus grands). Le problème de diffusion est traité par l'intermédiaire d'un opérateur mathématique (e.g. un laplacien).

Les schémas de paramétrisations que nous venons de présenter brièvement se retrouvent sous des formulations variées dans les MCG. Ainsi, les 3 schémas de convection que nous avons décrit sont les

sujets de nombreuses modifications visant à se rapprocher au mieux de la réalité. A cela, il faut ajouter l'ajustement forcé de certains paramètres libres (on parle de *tuning*) par les équipes de modélisation, comme par exemple le seuil critique conduisant au déclenchement de la précipitation ou encore la limite de saturation des masses d'air pour la condensation. Ces ajustements forcés et variant avec le modèle ne permettent pas de relier simplement les schémas de paramétrisations et les biais observés dans la climatologie des variables simulées.

Malgré ces incertitudes dues aux "tuning", l'état de l'art dans la modélisation de la circulation générale atmosphérique est évalué régulièrement dans le cadre du projet international d'intercomparaison AMIP, regroupant différents groupes de modélisation autour d'un exercice de simulation dont les caractéristiques sont fixées. C'est dans le contexte d'un sous-projet d'analyse AMIP proposé par R. Roca et L. Picon [Roca et Picon, 1999] que nous avons évalué la climatologie de la FTH issue des simulations des MCG.

## 7.3 La FTH par les Modèles de Circulation Générale

Dans un premier temps, nous décrivons brièvement les principes généraux des projets d'intercomparaison AMIP. Les résultats de ces projets (AMIP-I et II) sont résumés dans une seconde partie dans le but de replacer notre étude dans son contexte.

### 7.3.1 Les projets d'intercomparaison AMIP-I et AMIP-II

#### 7.3.1.1 Description des projets AMIP

Le projet international AMIP [Gates, 1992] est un regroupement international d'une trentaine de sous-projets d'analyses, ou diagnostics, dont le but est de cerner les erreurs systématiques produites par les MCG dans leurs simulations du climat de la Terre. Cet effort d'intercomparaison et d'évaluation de la qualité des modèles est mené à des échelles de temps essentiellement saisonnières et interannuelles, seules les moyennes mensuelles étant requises. Les évaluations portent sur des simulations des différents processus qui ont lieu à tous les niveaux de l'atmosphère. Ces processus sont, par exemple, les différents régimes nuageux, les localisations des sources et des puits d'énergie, ou encore les processus de surface. L'attention est également portée sur les phénomènes climatiques particuliers comme les moussons, les ondes atmosphériques (e.g. ondes de Rossby), ou les événements extrêmes (e.g. inondations, cyclones tropicaux, etc.).

L'intercomparaison des MCG est réalisée sur la base d'un protocole expérimental commun aux différents groupes de modélisation participant au projet AMIP. Pour la première phase AMIP-I, la période de comparaison s'étendait du 1<sup>er</sup> janvier 1979 jusqu'au 31<sup>er</sup> décembre 1988, la période étant prolongée jusqu'au 1<sup>er</sup> mars 1996 pour la seconde phase AMIP-II. Les conditions aux limites initiales imposées sont les températures de surface de la mer et la glace de mer fournies en moyenne mensuelle sur une

grille de  $2^\circ \times 2^\circ$ . Les constantes géophysiques sont fixées : les paramètres orbitaux (excentricité, obliquité, longitude du périhélie), la concentration moyenne en  $\text{CO}_2$  atmosphérique observée pour la période d'étude (AMIP-II : 348ppm) ainsi que la constante solaire ( $1365\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ). Enfin, des recommandations moins contraignantes spécifient notamment de respecter la concentration en ozone, un calendrier réaliste tenant compte des années bissextiles, la topographie ou encore les concentrations de quelques gaz à effet de serre ( $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{CH}_4$ , etc.).

### 7.3.1.2 Résultats généraux des phases d'intercomparaisons

- **AMIP-I** : Lors de la première édition du projet AMIP, 30 MCG ont simulé le climat de la décennie 1979-1988, et 25 diagnostics ont été développés afin d'évaluer les différents aspects de ces simulations. Quelques variables 3-D sont fournies en distribution globale sur 3 niveaux (850, 500 et 200hPa) : la température, l'humidité spécifique, l'altitude du géopotential, le potentiel de vitesse, les deux composantes du vent horizontal et la fonction de courant. De plus, les moyennes zonales de la température, des humidités spécifique et relative, de la nébulosité et des composantes horizontales du vent sont disponibles en coupes méridiennes sur 10 niveaux verticaux répartis entre 1000 et 100hPa.

La combinaison des comparaisons réalisées sur des distributions spatiales saisonnières et sur des moyennes zonales globales a montré que, de manière générale, le modèle moyen, issu de l'ensemble des MCG, fournit des distributions réalistes de la plupart des variables atmosphériques comme le vent horizontal, la température de l'air, la pression de surface ou encore les précipitations. De façon plus spécifique au bilan radiatif et au cycle de l'eau dans l'atmosphère, différents sous-projets d'analyses ont conduit notamment à évaluer : les variations saisonnières et interannuelles de l'effet de serre de la vapeur d'eau en ciel clair [Duvel *et al.*, 1997], la variabilité de la nébulosité globale [Weare *et al.*, 1995] et des précipitations des régions tropicales [Srinivasan *et al.*, 1995], ou encore, le bilan en eau, par les estimations des précipitations et de l'évaporation [Lau *et al.*, 1996].

Le bilan global de ce premier exercice est résumé par les constats suivants [Gates *et al.*, 1999] : une surestimation des précipitations des modèles (l'écart atteignant plus de 20% dans les régions tropicales de mousson) et du rayonnement ondes longues sortant au sommet de l'atmosphère dans la bande tropicale  $30^\circ\text{N}$ - $30^\circ\text{S}$ , ceci étant lié à la sous-estimation de la couverture nuageuse à ces latitudes, une sous-estimation de la variabilité saisonnière de l'effet de serre de ciel clair estimé dans les régions tropicales, et enfin une sous-estimation générale de la réponse des modèles aux fortes anomalies de température de surface de la mer (événements El Niño 1982/83 et 1986/87), pourtant prescrites en conditions aux limites.

Deux études ont été consacrées plus spécifiquement à l'analyse de la représentation de la distribution de la vapeur d'eau troposphérique dans les MCG : la première est une comparaison des simulations de l'eau précipitable  $W$  avec les mesures d'un réseau de radiosondages [Gaffen *et al.*, 1997], et la seconde utilise comme référence des observations satellitales dans les microondes ( $W$  provenant de l'instrument SMMR -Scanning Multichannel Microwave Radiometer-) et dans l'IR (UTH du sondeur HIRS) [Bates et Jackson, 1997]. De ces deux études il ressort principalement une sous-estimation de l'eau précipitable des modèles, associée à une mauvaise représentation de sa variabilité interannuelle, que ce soit dans les

régions tropicales ou dans les régions des moyennes latitudes, ceci étant d'ailleurs confirmé par l'analyse du bilan en eau de Lau *et al.* [1996]. Pour cette phase AMIP-I, l'évaluation de l'UTH des MCG n'a pu être menée que de manière qualitative : seule l'humidité relative à 200hPa était disponible, les champs 3-D de vapeur d'eau n'étant pas sauvegardés, et la seule information sur la répartition verticale de la vapeur d'eau était donnée sous forme de moyenne zonale. Malgré ces données incomplètes, Bates et Jackson [1997] ont mis en évidence une forte tendance des MCG à humidifier la haute troposphère.

Un point important qui ressort de l'ensemble de ces études AMIP-I est qu'une classification des modèles selon le type de paramétrisation, telle la convection ou l'humidité des sols, ne permet pas d'identifier véritablement la source des biais observés et de les relier clairement à une architecture particulière des MCG [Weare *et al.*, 1995 ; Duvel *et al.*, 1997 ; Gaffen *et al.*, 1997].

- **AMIP-II** : La seconde phase AMIP-II a permis de regrouper 37 diagnostics autour des simulations de 26 modèles de climat, les 26 premiers diagnostics proposés étant en continuité directe avec les analyses AMIP-I. Les conditions aux limites, comme les températures de surface de la mer prescrites, ont été mises à jour afin de couvrir la plus longue période d'analyse (voir le § 7.3.1.1). Enfin, dans le but de faciliter les comparaisons avec les réanalyses du Centre Européen et avec celles du NCEP/NCAR, les variables 3-D troposphériques sont interpolées sur les 17 niveaux de pression standards compris entre 1000 et 10hPa (3 niveaux dans AMIP-I).

A l'heure actuelle, les résultats de cette seconde phase d'intercomparaison (workshop en 2002) sont peu documentés dans la littérature. Néanmoins, la validité de l'humidité relative des basses couches de la troposphère (850, 700 et 500hPa), simulée par un ensemble de 12 MCG, a été évaluée par Ross *et al.* [2002] à l'aide d'une climatologie de mesures de radiosondages identique à celle utilisée par Gaffen *et al.* [1997], et couvrant le continent Nord Américain et l'Océan Pacifique. Les résultats obtenus dans la bande tropicale révèlent une tendance de la majorité des MCG à surestimer l'humidité relative, de l'ordre de 10 à 20%, ce qui est en contraste avec les résultats AMIP-I obtenus par Gaffen *et al.* [1997]. Ces disparités peuvent trouver leurs origines dans la différence de la période d'analyse (plus longue pour AMIP-II), dans les incertitudes dans les mesures de radiosondages, et enfin dans les modifications apportées aux modèles depuis la première édition AMIP-I.

L'évaluation de la représentation de la FTH par les modèles atmosphériques se situe dans ce contexte AMIP-II. La FTH n'étant, bien évidemment, pas un champ fourni par les MCG, nous détaillons dans la partie suivante la méthode utilisée afin d'avoir accès à cette variable depuis les données simulées par les modèles.

### 7.3.2 Méthodologie de l'évaluation de la FTH

Le travail d'évaluation des simulations de FTH est réalisé dans le cadre d'un sous-projet AMIP-II (diagnostic n°34) [Roca et Picon, 1999] portant initialement sur les liens entre la convection des régions

tropicales et l'humidité des hauts niveaux de la troposphère et utilisant les données METEOSAT "VE", mis en évidence par Picon *et al* [1995].

### 7.3.2.1 L'approche "modèle-vers-satellite"

La méthode d'analyse des simulations de FTH par les modèles, utilisée ici, est basée sur l'approche dite "modèle-vers-satellite". Cette approche a été développée par Morcrette [1991(b)] afin d'estimer la capacité du modèle du Centre Européen à représenter le cycle diurne des nuages en le comparant aux observations provenant du canal IR de METEOSAT. Cette même approche a été reprise par Roca *et al.* [1997] dans le but d'évaluer les relations observées entre la convection des régions tropicales et l'humidité de la haute troposphère des régions subtropicales. Cette étude portait sur des simulations du MCG développé par le LMD évaluées par les  $T_B$  "VE" de METEOSAT. Utilisant cette approche, Chevallier *et al.* [2001] ont ainsi estimé la qualité de la couverture nuageuse des ré-analyses ERA-40 à l'aide des mesures satellitales IR (HIRS-2) et micro-ondes (MSU) à bord des satellites de la NOAA. Nous reprenons ici uniquement les principaux aspects de la méthode, largement détaillée dans la thèse de R. Roca [2000].

Le principe de cette approche repose sur la simulation, par l'intermédiaire d'un modèle de transfert radiatif, des températures de brillance que mesurerait un radiomètre à bord d'un satellite si il observait l'atmosphère du modèle. Le modèle de transfert radiatif, dans le cas présent RTTOV-7, est adapté afin de tenir compte des caractéristiques spectrales de l'instrument de mesure et de sa géométrie de visée. Le calcul des  $T_B$  synthétiques est réalisé à partir des champs 3-D simulés de température de l'air  $T$  et d'humidité spécifique  $q$ , ainsi que des températures et pressions de surface. Employant une méthodologie identique, Soden et Bretherton [1994] ont comparé les  $T_B$  "VE" journalières des modèles ECMWF et NCAR, calculées à partir des simulations de  $T$  et  $q$ , à celles mesurées à  $6,7\mu\text{m}$  par GOES.

Comme nous l'avons évoqué brièvement en introduction de cette partie, le diagnostic initial était centré sur l'évaluation, aux échelles saisonnière et interannuelle, des liens entre l'extension de la ZCIT et la taille des régions de subsidence subtropicales, reprenant les résultats de Picon *et al.* [1995]. Dans ce projet d'analyse, les  $T_B$  synthétiques devaient être produites pour le ciel clair et les zones nuageuses afin d'accéder à la variabilité des régions convectives. La simulation de ces  $T_B$  nécessitait donc de connaître les profils verticaux de fraction nuageuse (liquide et glace) des modèles. Tandis qu'à l'échelle journalière, un profil de fraction nuageuse a une signification, à l'échelle du mois, cette notion perd tout son sens. La difficulté pour les équipes de modélisation était de fournir des informations sur la nébulosité de leurs modèles qui soient suffisantes pour mener des calculs de transfert radiatif dans ces régions. Ces profils de nuages n'étant pas disponibles au moment de la mise en oeuvre de ce travail, nous avons été amené à reformuler la proposition d'évaluation pour le *ciel clair*, le modèle de transfert radiatif ne pouvant alors simuler que les  $T_B$  "VE" de ces scènes par manque d'information sur la couverture nuageuse [Brogniez *et al.*, 2002].

La figure 7.1 présente, pour 3 des modèles AMIP-II (ECMWF, PNNL et UGAMP, voir le tableau 7.1 qui suit), les  $T_B$  synthétiques de ciel clair du mois de juillet 1992 issues des informations des MCG,

ainsi que les observations MET-5 regrillées sur une maille de  $2^\circ \times 2^\circ$ . Les observations en moyennes mensuelles de la  $T_B$  "VE" ont été calculées après clarification de la base de données à la fréquence originale ( $\Delta t=3h$ ). Elles contiennent donc des pixels de ciel clair et de nuages bas (chapitre 5). Ces 4 cartes permettent d'aborder, de façon préliminaire à l'évaluation de la FTH, la disparité des simulations de  $T_B$  "VE".

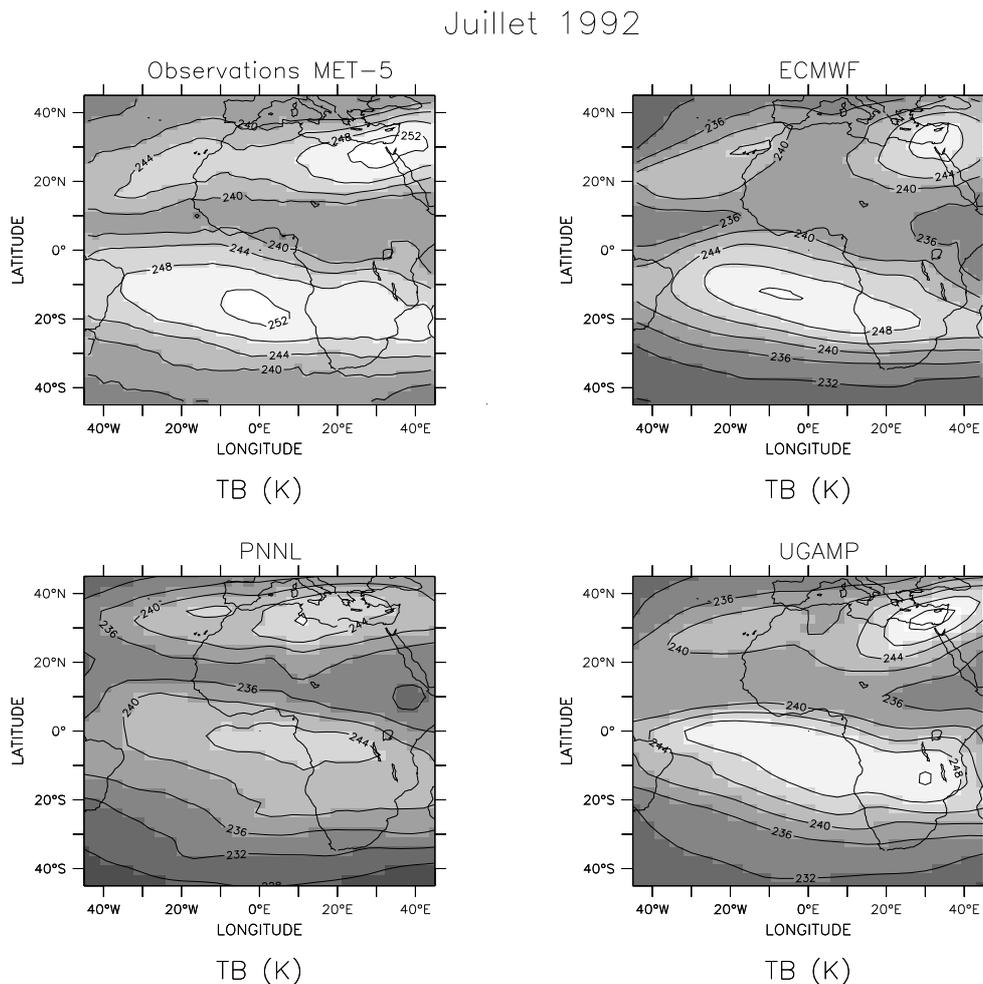


FIG. 7.1 – Températures de brillance "VE" (en K) du mois de juillet 1992. Données MET-5 (grille  $2^\circ \times 2^\circ$ ) et champs simulés en ciel clair pour 3 modèles (résolutions nominales). L'intervalle entre les isolignes est de 4K.

La figure 7.1 montre tout d'abord que ces 3 modèles reproduisent les deux zones de subsidence principales, localisées par des valeurs élevées de  $T_B$  dans l'hémisphère Sud et dans la région de l'Est de la Méditerranée. Les modèles ECMWF et UGAMP situent de façon réaliste ces deux zones de subsidence, tandis que le modèle PNNL ne reproduit ni leur position ni leur amplitude. Enfin, on peut constater que l'extension de la zone convective située vers  $10^\circ N$  dans les données MET-5 ( $T_B \geq 240K$ ) n'est pas ob-

servée dans cet échantillon de simulations de MCG.

Ainsi que nous l'avons détaillé dans le chapitre 2, l'interprétation des  $T_B$  en FTH permet de déconvoluer le signal "VE" de ciel clair des effets angulaires et thermiques. De façon plus qualitative, le calcul de la FTH conduit également à interpréter les  $T_B$  en une variable thermodynamique plus significative (i.e. une humidité). Pour ces raisons, nous avons déterminé la FTH des modèles à partir de leurs  $T_B$  synthétiques.

### 7.3.2.2 Mise en oeuvre de la comparaison

La FTH est une grandeur définie pour le ciel clair (chapitre 2). La connaissance des  $T_B$  de ciel clair des MCG nous autorise ainsi à calculer les champs de FTH en utilisant l'algorithme d'inversion construit dans le chapitre 3 et que nous rappelons ici :

$$\ln \left( \frac{FTH P_0}{\langle \beta \rangle_M \cos \theta} \right) = a \times T_B + b \quad (7.1)$$

avec  $a = -0,1270K^{-1}$  et  $b = 35,63$  déterminés lors de la construction de l'algorithme d'inversion. Les paramètres thermiques  $P_0$  et  $\langle \beta \rangle_M$  sont calculés à partir des profils de températures des modèles disponibles sur les 17 niveaux de pression standards AMIP-II.

Sur les 31 modèles participant à AMIP-II seuls 14 MCG ont fourni les informations nécessaires à la simulation des  $T_B$  "VE" (profils  $T$  et  $q$ ). Les FTH synthétiques de ces 14 modèles ont été calculées à la résolution spatiale horizontale spécifique à chaque MCG, en moyenne mensuelle sur la période janvier 1984 - décembre 1995. Le tableau 7.1 présente la liste des MCG que nous avons étudié avec le détail des caractéristiques de leurs mailles.

Ce tableau permet de remarquer que les résolutions horizontales et verticales varient sur l'ensemble des modèles. Sur les 14 modèles, 4 sont définis en points de grille, tandis que les autres sont des modèles spectraux utilisant soit des troncatures triangulaires (T) ou rhomboïdales (R). La majorité des modèles a une résolution de  $2,8^\circ \times 2,8^\circ$ . La résolution horizontale la plus fine de l'ensemble est de  $1,875^\circ$  pour le modèle JMA, la maille la plus grande est celle du modèle CCSR et fait  $5,6^\circ$  de côté. Le nombre de niveaux verticaux (sigma), avant projection sur les 17 niveaux standards, est compris entre 58 (modèle UGAMP) et 14 (modèle MGO). Enfin, on peut constater que pour 3 modèles (MGO, NCEP et UIUC) la pression minimale est supérieure à 10hPa. Cette limite peut être une source d'erreur non-négligeable pour les analyses AMIP, les recommandations AMIP-II imposant une pression minimale de 10hPa pour les variables 3-D. Pour la plupart des MCG, les variables de sortie des modèles sont ainsi interpolées sur l'échelle de pression AMIP, tandis que pour les 3 MCG évoqués, les champs de sortie sont extrapolés, ce qui peut conduire à une modification du comportement des simulations. On pourra, par exemple, se référer à l'étude de Takayama [1992] qui présente l'influence, sur le transfert radiatif, de diverses méthodes d'extrapolation appliquées sur les hautes couches de profils d'humidité. Il faut noter ici que les modèles ECMWF et UGAMP ont fourni leurs variables 3-D AMIP-II sur 25 niveaux de pression et non 17. De plus, nous avons dû résoudre quelques problèmes de données manquantes (modèle CCSR) en surface ou d'incompatibilité de grille 2-D/3-D (modèle NCEP), en appliquant des extrapolations depuis

<i>Groupe de modélisation</i>	<i>acronyme</i>	<i>résolution horizontale</i> (lat × lon)	<i>résolution verticale</i>	
			<i>nbre de niveaux</i>	<i>sommet</i>
Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (Ca)	CCCMA	3,75° × 3,75° (T42)	32	5hPa
Center for Climate System Research (Jp)	CCSR	5,6° × 5,6° (T21)	18	8hPa
Centre National de Recherches Météorologiques (Fr)	CNRM	2,8° × 2,8° (T42)	45	0,01hPa (*)
Europ. Centre for Medium-Range Weather Forecasts (UK)	ECMWF	2° × 2° (T63)	50	10hPa (*)
Japan Meteorological Agency (Jp)	JMA	1,875° × 1,875° (T63)	30	1hPa
Main Geophysical Observatory (Ru)	MGO	3,75° × 3,75°	14	12,5hPa
Max Planck Institut fur Meteorology (De)	MPI	2,8° × 2,8° (T42)	19	10hPa
National Center for Atmospheric Research (USA)	NCAR	2,8° × 2,8° (T42)	18	3hPa
National Center for Environmental Prediction (USA)	NCEP	2,8° × 2,8° (T42)	18	21hPa
Pacific Northwest National Laboratory (USA)	PNNL	2,8° × 2,8° (T42)	18	3hPa
State University of New York at Albany (USA)	SUNYA	2,8° × 2,8° (T42)	18	3hPa
Universities Global Atmospheric Modelling Prog. (UK)	UGAMP	2,5° × 3,75°	58	5hPa (*)
University of Illinois at Urbana-Champaign (USA)	UIUC	4° × 5°	24	200hPa (*)
Hadley Centre, Met Office (UK)	UKMO	2,5° × 3,75°	19	5hPa (*)

TAB. 7.1 – Liste des modèles de circulation générale atmosphérique AMIP-II évalués, et leur résolutions horizontales et verticales. Les notations T et R se réfèrent au type de troncature appliquée sur les grilles : triangulaire ou rhomboïdale. L'étoile (\*) marque les mises à jour non-référencées depuis la première phase AMIP-I.

les derniers niveaux disponibles vers la surface, les conditions de surface ne conditionnant pas la mesure "VE" (Annexe A § A.1).

Concernant les paramétrisations du cycle de l'eau dans l'atmosphère, les seules informations fournies renseignent sur les schémas de convection profonde, brièvement présentés dans le paragraphe 7.2.2, utilisés par chacun des MCG. Ces schémas sont regroupés dans le tableau 7.2 ci-dessous.

<i>Ajustement sec/humide de la convection (d'après Manabe et Strickler)</i>	<i>Schéma de flux de masses (d'après Arakawa et Schubert)</i>	<i>Convergence d'humidité (d'après Kuo)</i>
CCCMA	CCSR, CNRM	JMA
SUNYA	ECMWF, MPI	MGO
UGAMP	NCAR, PNNL	NCEP
	UIUC, UKMO	

TAB. 7.2 – Classement des 14 MCG selon leur schéma de paramétrisation de la convection.

La qualité des climatologies de FTH de chacun des 14 MCG est évaluée sur ces séries long-terme. La partie suivante présente les résultats de ces évaluations.

## 7.4 Comparaison des climatologies observées et simulées

La comparaison est réalisée entre les simulations de FTH des MCG et la base de données FTH MET-5 dans un premier temps sur le cycle saisonnier moyen, puis à l'échelle interannuelle. Les résultats des analyses de la base de données MET-5 que nous avons mis en évidence dans le chapitre précédent servent d'observations de référence pour ces comparaisons.

### 7.4.1 Le cycle saisonnier moyen

Le cycle saisonnier moyen est évalué pour chacun des modèles sur la période 1984-1995. A cette échelle, nous nous focalisons sur les régions sèches en terme de FTH dans le but d'évaluer uniquement les scènes non contaminées par des nuages situés dans les niveaux moyens ou élevés de la troposphère, et pour lesquels, comme nous l'avons évoqué précédemment (§ 7.3.2.2), nous ne disposons d'aucune information. Nous appliquons ainsi un seuil arbitraire de 25% en FTH à la fois sur les observations et sur les simulations.

La figure 7.2 présente les cycles saisonniers moyens calculés sur l'ensemble de la période 1984 - 1995 pour chacun des 14 modèles, dans les deux hémisphères de la région METEOSAT, définis de part et d'autre de la ZCIT : 45°S-10°N (HS) et 10°N-45°N (HN). Pour les observations MET-5, nous avons également représenté l'écart-type interannuel de chaque mois. De plus, nous avons représenté le cycle

saisonnier moyen de l'ensemble des 14 MCG afin d'avoir une estimation de la tendance moyenne des simulations.

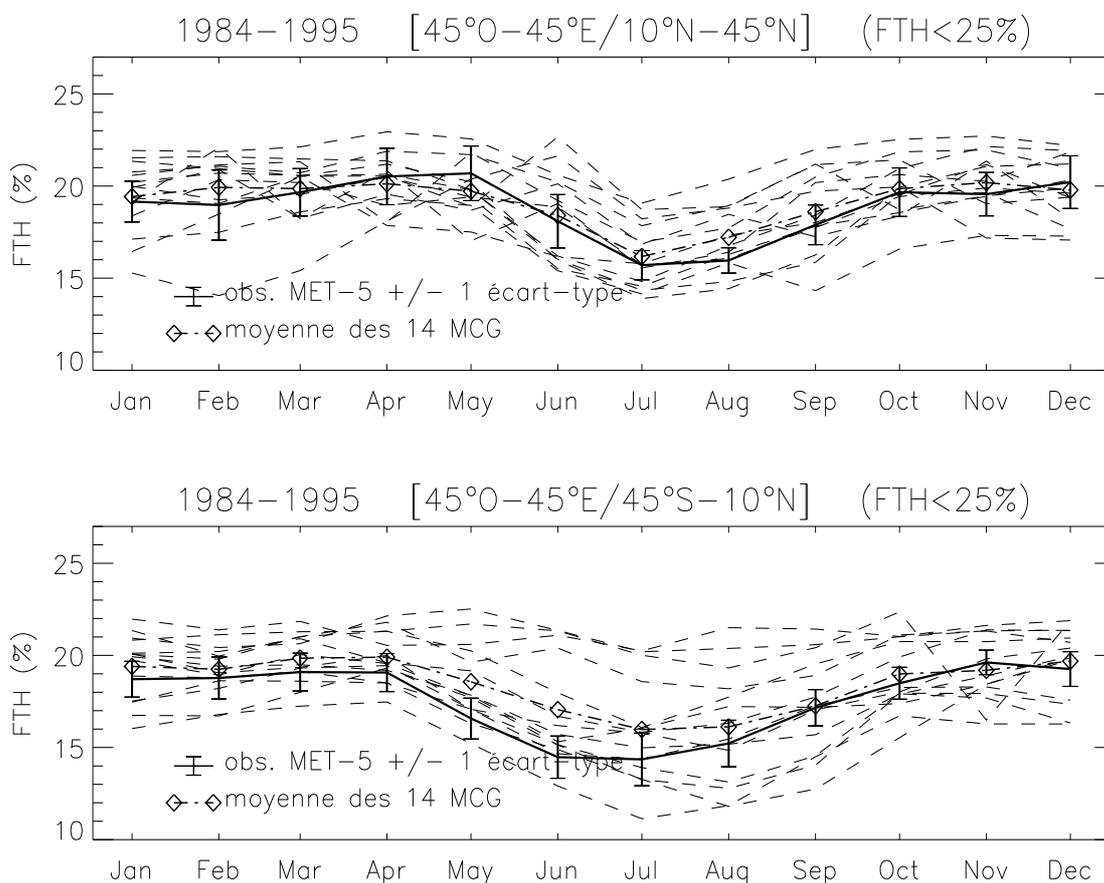


FIG. 7.2 – Cycles saisonniers moyens calculés sur la période 1984-1995 de la FTH simulée par chaque modèle (tirets) et observée par MET-5  $\pm$  un écart-type (trait épais) dans les régions subtropicales des deux hémisphères. Le calcul est réalisé sur les zones de  $FTH \leq 25\%$ . La moyenne de la FTH de l'ensemble des MCG est superposée (trait mixte et losanges).

Sur cet ensemble de 14 simulations de la FTH de 1984 à 1995, nous utilisons les notions statistiques de moyenne et d'écart-type sur une série de mesures dont la distribution suit une loi gaussienne. La notion de *médiane* est parfois utilisée dans les exercices d'évaluation de simulations [e.g. Gaffen *et al.*, 1997] car elle procure une estimation robuste des tendances de l'ensemble des mesures sans tenir compte des valeurs anormales. Des calculs complémentaires nous ont permis de montrer que, dans le cadre de cette analyse, la valeur médiane de l'ensemble des simulations est similaire à la moyenne.

On peut constater sur la figure 7.2 que, dans les deux hémisphères considérés, le cycle saisonnier moyen du MCG représentant l'ensemble des modèles est cohérent avec les observations de FTH de MET-5. Le cycle saisonnier de la FTH est prononcé dans les deux régions, l'assèchement en été boréal

de la troposphère libre étant moins brutal et plus progressif dans l'HS que dans l'HN. De plus, on peut noter que l'écart-type interannuel des données MET-5 est inférieur à l'écart-type de l'ensemble des modèles. Le modèle moyen donne une bonne estimation de la tendance observée dans les observations, et s'ajuste pratiquement à celles-ci dans l'HN. Malgré cette cohérence du modèle moyen avec les observations, on peut observer qu'il existe une dispersion importante des simulations dans l'ensemble, plus particulièrement pendant l'été de l'HS. Ainsi, pour le mois de juillet, qui est le mois le plus sec de l'année, l'écart maximum sur l'ensemble des simulations est d'environ 13%, tandis que pendant les mois d'hiver de cet hémisphère et dans l'HN, la dispersion maximale est de 5 à 6%. On peut également noter la présence, pour l'HN, d'une simulation de FTH plus sèche au mois de février, la FTH de ce MCG pour ce mois étant la plus faible de l'année. Le calcul de la valeur médiane pour ces mois d'hiver, permettant de ne pas tenir compte de ce modèle, est plus humide que la moyenne d'environ 1%, et montre ainsi que ce modèle n'altère pas de façon notable la moyenne de l'ensemble.

L'évaluation du cycle saisonnier moyen est approfondie par les comparaisons de la FTH des étés boréaux juillet-août-septembre (JAS) de chaque modèle, la FTH étant toujours seuillée à 25%. La FTH observée dans les régions sèches subtropicales présentant une forte variabilité interannuelle, l'analyse de la qualité des simulations dans ces régions permet d'appréhender plus précisément les écarts des modèles par rapport aux observations (structures, localisations). Les cartes des figures 7.3 et 7.4 révèlent la disparité de la qualité des simulations de la FTH. Afin de réaliser une comparaison cohérente avec les simulations, nous avons regridé les données FTH de la base de données sur une maille plus large de 2° de côté, ceci permettant de conserver les structures observées dans les observations (chapitre 6, § 6.2.2) tout en dégradant la résolution à l'échelle d'une maille de MCG. Les MCG, quant à eux, conservent leur résolution horizontale.

Malgré la faible résolution spatiale des modèles, on peut constater que de nombreux modèles simulent, avec une amplitude plus ou moins réaliste, les 2 zones sèches de l'HN ainsi que la zone plus large de l'HS : CCCMA, ECMWF, JMA, MGO, MPI, NCAR, UGAMP et UKMO. Les figures 7.3 et 7.4 montrent que, tandis que les modèles que nous venons de citer situent correctement les structures sèches limitées à 25%, quelques simulations comme celles des modèles CNRM, PNNL et UIUC ne reproduisent pas certaines structures. Mis à part dans les simulations des modèles PNNL et UIUC, la zone sèche au large des côtes de Namibie, que nous avons caractérisée dans le chapitre 5 par une forte occurrence de stratocumulus associés à une troposphère libre sèche, est présente dans tous les champs moyens de FTH. Ceci suggère que ces modèles reproduisent, en moyenne sur les 12 saisons JAS de la période 1984-1995, les conditions atmosphériques observées dans cette région subtropicale anticyclonique. Enfin, la zone sèche de l'Est de la Méditerranée, à laquelle nous avons consacré une analyse dynamique dans le chapitre précédent (§ 6.4) et qui est considérée comme le lieu d'une interaction entre les moussons Africaine et Asiatique, est présente dans les simulations de l'ensemble des MCG.

Pour chacun des MCG de l'ensemble, nous avons calculé les moyennes de la FTH sur la saison moyenne JAS ainsi que les écart-types spatiaux de ces structures sèches, le seuil imposé à 25% sur la FTH reliant variabilité spatiale et moyenne spatiale : une moyenne proche du seuil sera donc très certainement associée à un faible écart-type spatial. Les moyennes et écart-types sont représentés sur les deux histogrammes de la figure 7.5.

Juillet–Août–Septembre 1984–1995

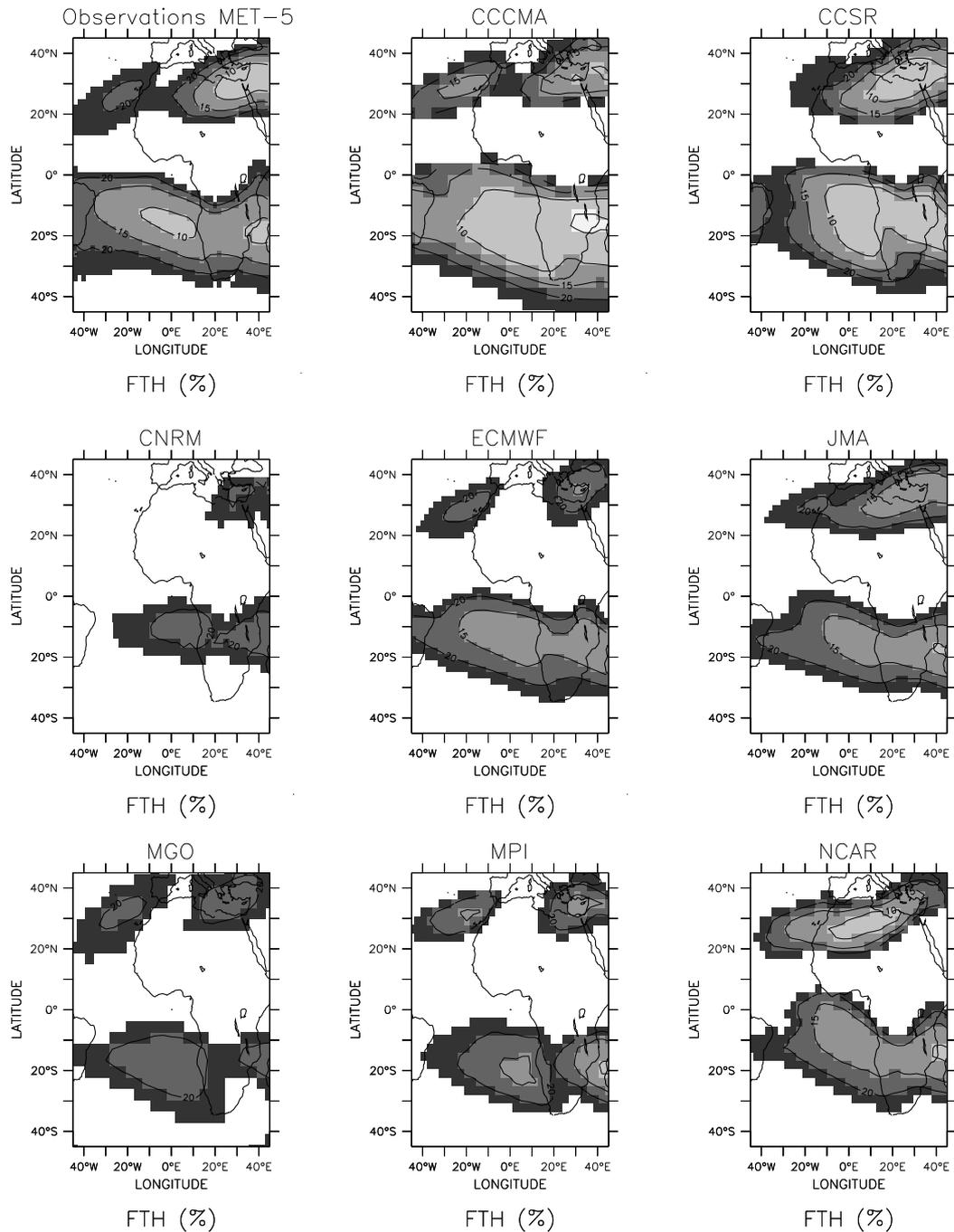


FIG. 7.3 – Moyennes interannuelles 1984 - 1995 des FTH simulées par chaque MCG pour la saison juillet-août-septembre. Les régions traitées sont limitées à des valeurs de  $FTH \leq 25\%$ . La première carte présente les observations MET-5 regrillées sur une maille  $2^\circ \times 2^\circ$ , et l'intervalle entre les isolignes est de 5%

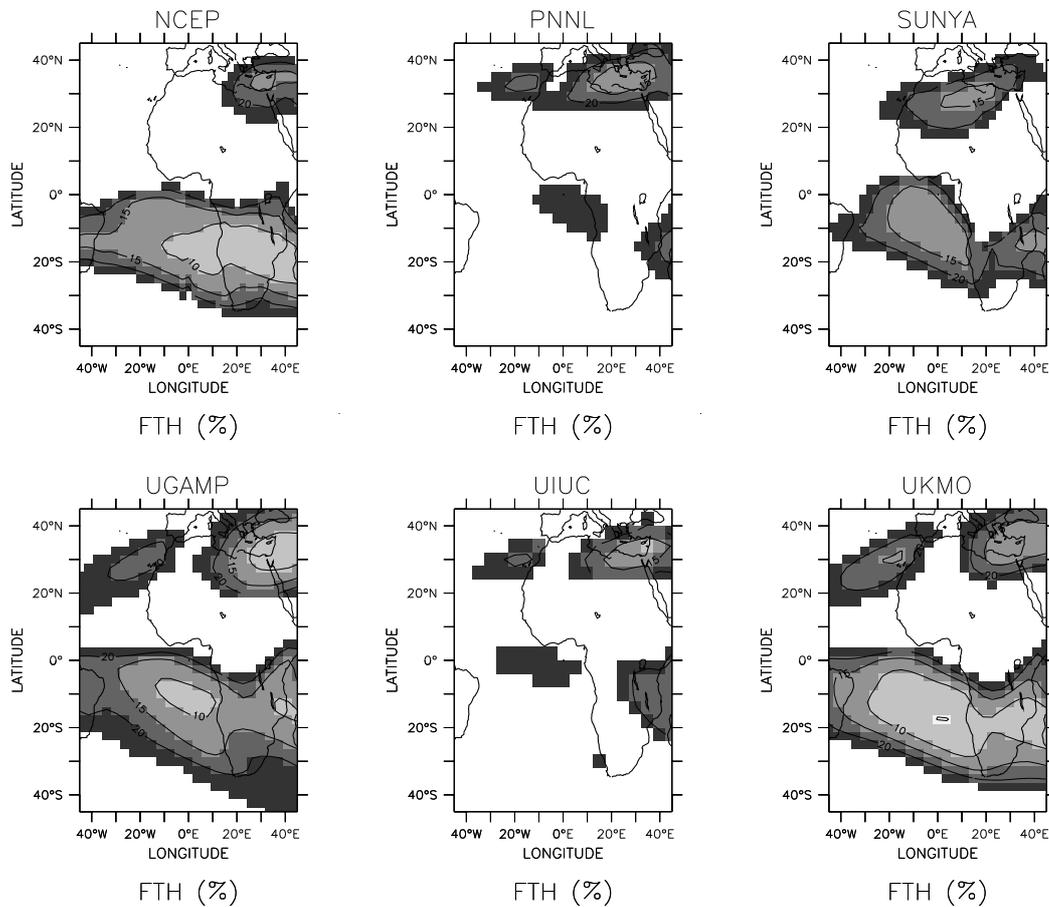


FIG. 7.4 – (suite de la figure 7.3).

La FTH observée par le radiomètre dans la zone de l'hémisphère Nord a une valeur moyenne de 16,5% avec un écart-type spatial de 5,4%. Le premier constat que l'on peut faire, compte tenu de l'effet limitant du seuil à 25%, est que les modèles ont, dans l'ensemble, des moyennes et écarts-types proches des observations, et, ce, dans les deux hémisphères. La moyenne de la FTH de l'ensemble des modèles est un peu plus humide avec une valeur de 17,6%, l'écart-type calculé sur les 14 moyennes étant de 1,8%. On peut noter que 8 MCG ont une FTH moyenne supérieure aux observations, tandis que 3 modèles ont des moyennes plus sèches que la moyenne observée. Ainsi, le modèle moyen de cet ensemble présente une variabilité spatiale plus faible que celle des observations. Les champs simulés les plus humides (écart supérieur à 2%) sont issus des modèles CNRM, ECMWF, MGO, MPI et NCEP ; les plus secs sont simulés par les modèles CCSR, NCAR et SUNYA. On peut constater par ailleurs que les positions des structures sèches de l'HN des modèles NCAR et SUNYA sont positionnées au niveau de l'Algérie et de la Libye, entre les deux centres secs effectivement observés par MET-5 (figures 7.3 et 7.4).

Les comparaisons des écarts-types spatiaux montrent que la plupart des modèles dont la moyenne JAS est proche de celle des observations présentent des écarts-types similaires à celui observé dans cette région. De part la présence du seuil à 25% sur les FTH, les simulations les plus humides sont générale-

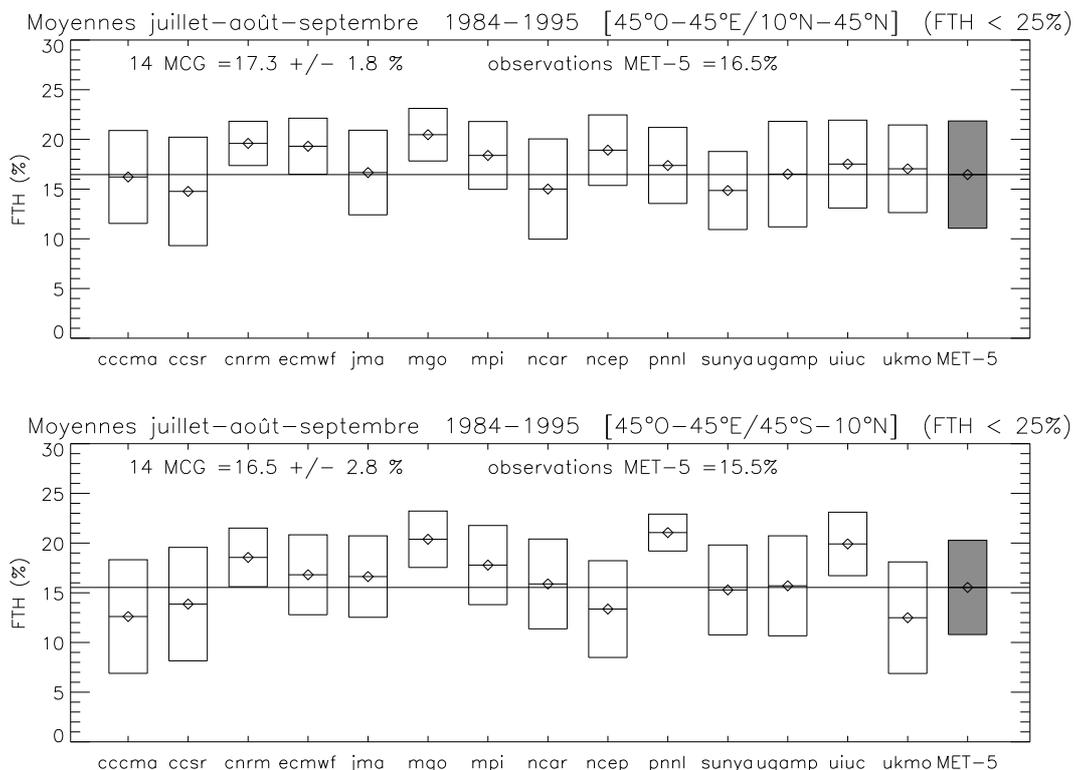


FIG. 7.5 – Moyennes (losanges) +/- un écart-type spatial pour chaque MCG évalué. Les valeurs observées sont représentées par l'ensemble grisé. Les calculs sont menés sur les zones de FTH  $\leq 25\%$  dans les deux hémisphères sur la période JAS 1984-1995.

ment associées aux écarts-types spatiaux les plus faibles, et les simulations les plus sèches révèlent des écarts-types les plus importants. On peut noter l'exception du modèle SUNYA qui possède une moyenne plus sèche que les observations et un écart-type spatial également plus petit que celui observé. Ceci indique que ce modèle reproduit une zone sèche étendue mais présentant peu de variabilité spatiale. Pour cette région et cette période moyenne, le MCG le plus proche de la réalité, tant en moyenne qu'en écart-type, est le modèle UGAMP.

Dans la partie Sud de la zone METEOSAT que nous avons précisé plus haut, la moyenne observée est de 15,5% avec un écart-type spatial de 4,7%. L'ensemble des modèles a une FTH moyenne de 16,5% avec un écart-type sur l'ensemble des moyennes de 2,8%, plus élevé que dans l'HN. Les distributions des moyennes montrent que les MCG plus humides dans l'HN le sont également dans l'HS, mis à part pour deux MCG qui sont plus secs que l'observation (NCEP et UKMO). De la même façon que dans la région de l'HN, le modèle UGAMP a une moyenne et un écart-type spatial similaires aux observations.

L'analyse du cycle saisonnier moyen, nécessitant d'imposer un seuil sur la FTH afin de se restreindre aux zones de ciel clair, ne fournit pas de résultats suffisants pour une discrimination précise des MCG évalués. La détermination du point le plus sec rencontré dans les deux hémisphères amène un critère supplémentaire dans l'évaluation de la FTH des modèles. En effet, et comme nous l'avons présenté dans le chapitre d'introduction de cette thèse, des études ont mis en évidence l'influence primordiale des

régions sèches subtropicales sur le rayonnement ondes longues sortant au sommet de l'atmosphère [e.g. Spencer et Braswell, 1997 ; Pierrehumbert, 1999] (chapitre 1, § 1.1). Dans cette optique, l'évaluation de la valeur extrême de FTH atteinte dans les simulations constitue un indicateur complémentaire aux études de bilan radiatif du système Terre utilisant la climatologie tropicale fournie par les MCG.

La figure 7.6 présente le classement issu de cette évaluation pour les deux hémisphères considérés, les extrema des observations étant obtenus après projection des données sur la grille dégradée de  $2^\circ \times 2^\circ$ .

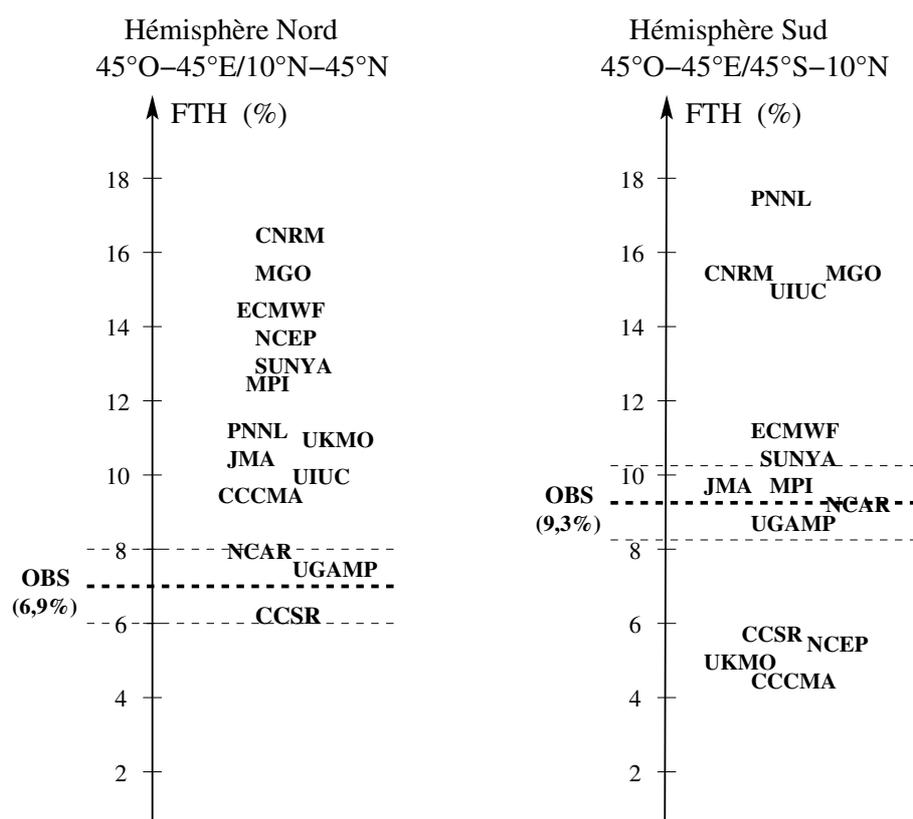


FIG. 7.6 – Classification des MCG selon la valeur la plus petite de FTH dans les deux hémisphères. La référence des observations (valeur  $\pm 1\%$ ) est obtenue en projetant les données sur une grille de  $2^\circ \times 2^\circ$ .

Dans l'HN, les 3 modèles CCSR, NCAR et UGAMP fournissent, pour la climatologie moyenne JAS, des structures de FTH dont la valeur la plus petite est dans l'intervalle  $\pm 1\%$  autour de l'observation égale à 6,9%. Les 11 autres MCG ont tous des extrema plus humides, l'écart par rapport à l'observation atteignant plus de 9% dans le cas du modèle CNRM. Les 6 modèles dont l'extremum de FTH est supérieur de plus de 5% par rapport à l'observation, c'est-à-dire les modèles CNRM, ECMWF, MGO, MPI, NCEP et SUNYA, ont tous des variabilités spatiales plus petites que la variabilité spatiale observée dans cette région (cf figure 7.5). Le modèle SUNYA que l'on avait remarqué par son écart-type spatial faible avec une moyenne cependant plus petite que les observations fournit un extremum de FTH plus élevé que les observations.

Le classement des extrema dans l'HS, mis en parallèle avec les calculs d'écart-types spatiaux de la figure 7.5, révèle 3 groupements :

- 4 modèles (CCCMA, CCSR, NCEP et UKMO) révèlent un point sec trop sec de plus de 2%. Ces modèles présentent, dans cette région, une variabilité spatiale plus grande que celle observée ;
- 4 modèles (CNRM, MGO, PNNL et UIUC) ont leur minimum plus humide que celui observé, l'écart entre les deux dépassant 5%. Pour ces MCG, la variabilité spatiale de la FTH calculée dans cette région est plus faible que ce qui est calculé sur les observations MET-5 ;
- les extrema des 6 modèles restant sont cohérents avec l'observation, à  $\pm 1\%$ , deux modèles (ECMWF et SUNYA) ayant un minimum plus humide que celui observé, l'écart étant toutefois inférieur à 2%.

Ces différentes analyses de la représentation de la climatologie moyenne, centrées sur l'étude de la saison JAS, donnent ainsi les tendances moyennes issues des simulations des MCG. La seconde étape de l'évaluation de la FTH simulée par les MCG est l'évaluation de la variabilité interannuelle sur les 12 ans disponibles.

#### 7.4.2 La variabilité interannuelle

Dans le but de mettre en parallèle les résultats des simulations et les principales caractéristiques de la variabilité interannuelle de la FTH mis en évidence dans le chapitre précédent (§ 6.2.3), nous nous concentrons sur deux des trois régions définies dans ce chapitre : l'Est de la Méditerranée [27°E-37°E/27°N-35°N] et l'anticyclone de S<sup>te</sup> Hélène dans l'Atlantique Sud [5°O-14°E/12°S-20°S]. Comme nous l'avons vu dans le chapitre 5, ces deux régions présentent une faible occurrence de nuages dans les niveaux élevés et moyens de la troposphère. Ceci nous amène à considérer que, dans ces régions, l'hypothèse de ciel clair que nous avons imposée dans les calculs de transfert radiatif, du fait de l'absence d'information sur la nébulosité des MCG, est acceptable en bonne approximation. Les longues séries temporelles janvier 1984 - décembre 1995 sont construites pour chaque MCG ainsi que pour les observations MET-5 dans les deux zones d'étude. La figure 7.7 présente les séries temporelles de la FTH MET-5, de la moyenne calculée sur l'ensemble des MCG et de l'écart-type de cet ensemble.

Les cycles annuels et saisonniers de la FTH dans ces deux régions subtropicales, que nous avons décrit dans le chapitre précédent (§ 6.2.3), sont présents de façon évidente dans la moyenne de l'ensemble des modèles. On peut toutefois noter que, dans la région de l'Est de la Méditerranée, l'écart brutal d'environ 25% entre la FTH des mois d'été et celle des mois d'hiver observé sur les données MET-5, est de moindre amplitude lorsque l'on considère la moyenne de l'ensemble des simulations AMIP : cet écart est d'environ 10-15%. C'est en fait l'intense sécheresse de la troposphère libre observée en été (juillet et août) qui n'est pas reproduite, en moyenne, par les MCG. En effet, la FTH observée pendant ces deux mois varie entre 4% et 7%, tandis que celle fournie par la moyenne des simulations est comprise entre 11 et 16%. Pendant les mois d'hiver (septembre à avril), les FTH simulées et observées sont similaires.

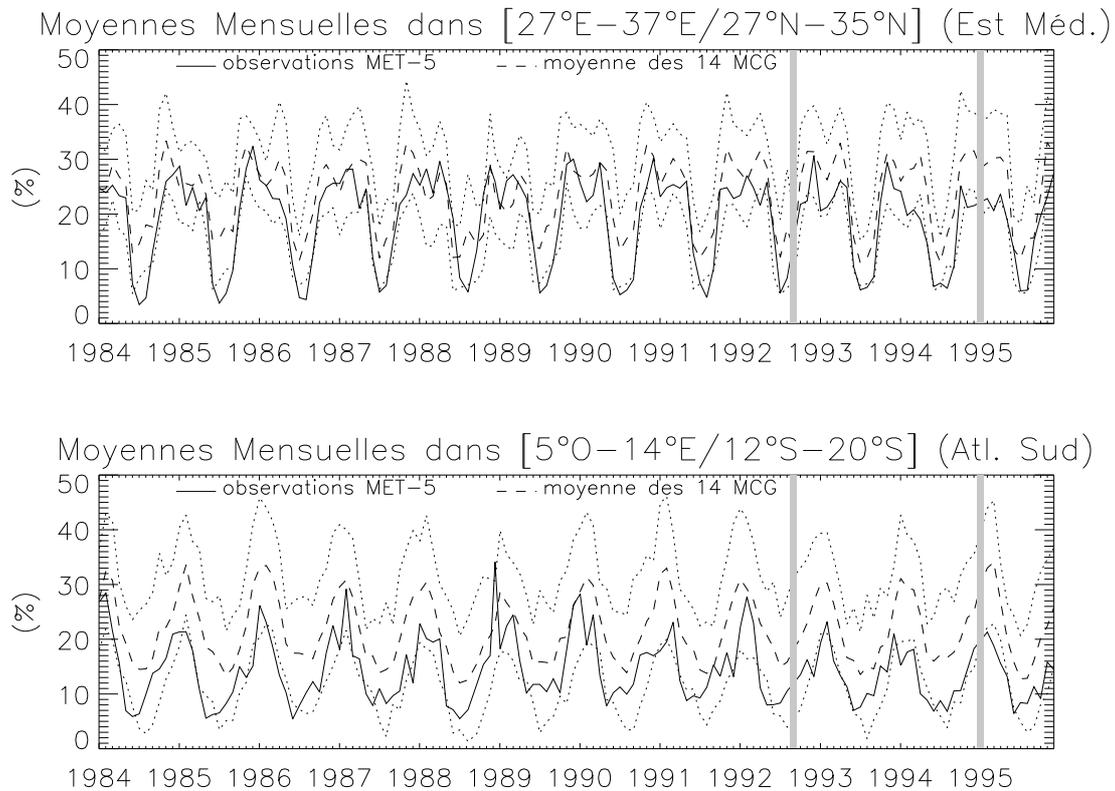


FIG. 7.7 – Séries temporelles de la FTH (en %) dans les régions de l'Est de la Méditerranée (haut) et de l'Atlantique Sud (bas) de la moyenne de l'ensemble des MCG (tirets)  $\pm$  un écart-type sur cet ensemble (pointillés), et observations MET-5 (trait épais).

Dans la région de l'Atlantique Sud, la moyenne de l'ensemble des simulations est plus humide que les valeurs observées, et ce tout au long de la période de travail. Contrairement à la région de l'Est de la Méditerranée, l'amplitude des oscillations du signal interannuel de la FTH du modèle moyen est comparable à celle des observations.

Dans la suite, nous nous focalisons sur les mois de l'été boréal, la FTH de cette saison ayant été l'objet d'une analyse poussée dans le chapitre précédent.

Les variabilités interannuelles des simulations de FTH de la saison JAS sont appréhendées par le calcul de l'écart-type normalisé  $\sigma_N$  de cette saison, ceci permettant d'évaluer les fluctuations du signal autour de la moyenne par rapport à l'amplitude de ce signal (chapitre 6, § 6.2.3). La figure 7.8 présente les distributions spatiales des écarts-types normalisés  $\sigma_N$  de JAS pour les observations et pour 5 MCG de l'ensemble. Ces 5 modèles reproduisent de façon réaliste la FTH de la saison JAS moyenne, en terme de moyenne, d'écart-type spatial et de localisation.

Lors des analyses des champs de FTH observés, nous avons pu mettre en évidence la forte variabilité interannuelle relative des régions sèches subtropicales. La distribution de  $\sigma_N$  de la FTH MET-5, rappelée sur la figure 7.8, montre que les fluctuations relatives les plus fortes sont observées dans la région

Juillet–Aout–Septembre 1984–1995

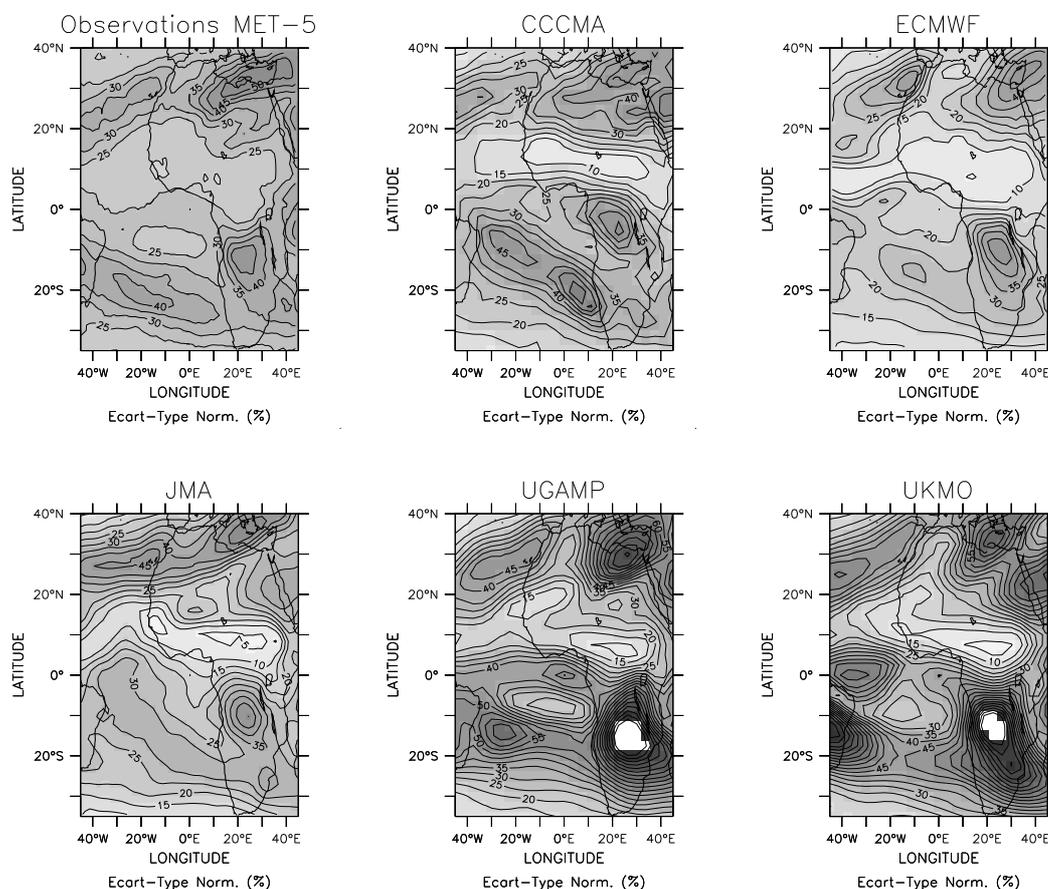


FIG. 7.8 – *Ecart-types normalisés (en % du signal moyen) de la FTH de la saison JAS sur la période 1984-1995 pour les observations MET-5 et 5 MCG. L'intervalle est de 5%. Les zones manquantes correspondent à des valeurs supérieures à 100%.*

de l'Est de la Méditerranée ( $\sigma_N \geq 50\%$ ) et qu'un second maximum ( $\sigma_N=40\%$ ) est situé au niveau de la zone frontière entre les deux minima de FTH de l'hémisphère Sud. Les  $\sigma_N$  JAS des 5 modèles révèlent des structures très similaires à ce que l'on peut noter sur les observations, même si les valeurs des maxima varient d'un modèle à l'autre. En effet, la région de l'Est de la Méditerranée possède la plus forte variation relative sur JAS, tandis que le second maximum situé sur la partie Sud du continent Africain est également présent dans les simulations. La différence principale concernant ce second maximum est l'intensité des variations relatives.

Ainsi, on peut noter que le modèle UGAMP ainsi que le modèle UKMO situent correctement les centres principaux mais l'amplitude des fluctuations relatives est trop importante, dépassant même les 100% de variation relative dans l'HS. Lors de l'analyse du cycle saisonnier moyen, et de l'été JAS moyen en particulier, nous avons pu noter que le modèle UGAMP reproduisait une moyenne et un écart-type spatial ainsi que le minimum de FTH très réalistes par rapport aux observations MET-5, dans les deux

hémisphères. Cependant, la représentation de l'écart-type normalisé montre que les fluctuations interannuelles de la FTH estimée pour ce modèle sont beaucoup plus importantes que celles observées avec les données MET-5 : à l'échelle interannuelle, l'amplitude des fluctuations de la FTH de ce modèle est trop prononcée, mais elle produit toutefois une moyenne climatologique réaliste. On peut émettre l'hypothèse que la réponse de ce modèle UGAMP au forçage de la température de surface de la mer est trop intense et induit une sur-estimation de la circulation de Hadley. Dans ce cas particulier de MCG, il serait intéressant de réaliser une étude de sensibilité des simulations à la température de surface de la mer imposée aux limites du modèles. Il faut ajouter que la version AMIP-I du modèle UGAMP produisait également des variations interannuelles de l'eau précipitable des régions océaniques plus élevées que les observations microondes de cette même grandeur par l'instrument SMMR [Bates et Jackson, 1997].

Les différentes études climatologiques que nous avons réalisé sur la base de données FTH nous ont conduit à considérer, sur les 14 ans de la base de donnée, les périodes juillet-août les plus secs et les plus humides, en terme de FTH, dans les trois régions d'intérêt (voir le tableau 6.1). Les résultats d'un modèle de transport simplifié ont permis de caractériser de façon thermodynamique l'origine des masses d'air arrivant à 500hPa dans la région de l'Est de la Méditerranée. Un mélange de masses d'air tropicales (chaudes et humides) et extra-tropicales (froides et sèches) explique ainsi la variabilité intrasaisonnière de la FTH de cette région, et se reflète dans le signal interannuel. Dès lors, une reproduction réaliste de la variabilité interannuelle de la FTH de cette région par un modèle nécessiterait d'être approfondie par une analyse des simulations de ce modèle à un pas de temps plus fin que l'échelle mensuelle. Ceci permettrait alors de vérifier si le mécanisme de mélange de masses d'air que nous avons constaté est effectivement présent dans les simulations. Une telle étude amènerait également des éléments de réponses aux résultats mis en évidence pour le modèle UGAMP, qui produit un cycle saisonnier moyen réaliste mais une variabilité interannuelle trop forte dans la région de l'Est de la Méditerranée.

Afin d'évaluer la qualité de la variabilité interannuelle de la FTH des modèles de l'ensemble AMIP, dans les deux régions sèches subtropicales, nous avons déterminé les moyennes juillet-août (JA) pour chacun des 12 ans de la période d'étude et pour chaque MCG. La figure 7.9 présente les résultats de ces calculs pour l'ensemble des modèles. La période JA 1988 est mise en relief par un grisé afin de rappeler que le manque de points d'observations de FTH sur la moitié du mois d'août induit une moyenne JA qui n'est pas significative.

Comme nous avons pu le noter à partir de la figure 7.7, dans ces deux régions de subsidence la moyenne des MCG est plus humide que les observations, d'environ 5 à 10%. Dans la région de l'Est de la Méditerranée, tandis que les valeurs observées ne dépassent pas les 10% de FTH sur les 12 ans, quelques MCG ont des FTH qui atteignent plus de 30% certaines années. Dans la seconde région de l'Atlantique Sud, on peut constater que l'écart entre les observations et la moyenne de l'ensemble des MCG est moindre par rapport à celui observé dans la région de l'Est de la Méditerranée, tandis que la dispersion à l'intérieur de l'ensemble est plus élevée.

La qualité de la variabilité interannuelle de la FTH moyenne de la période JA est estimée par le calcul du coefficient de corrélation R de Bravais-Pearson déjà utilisé dans le chapitre 3 (§ 3.5). Le coefficient de

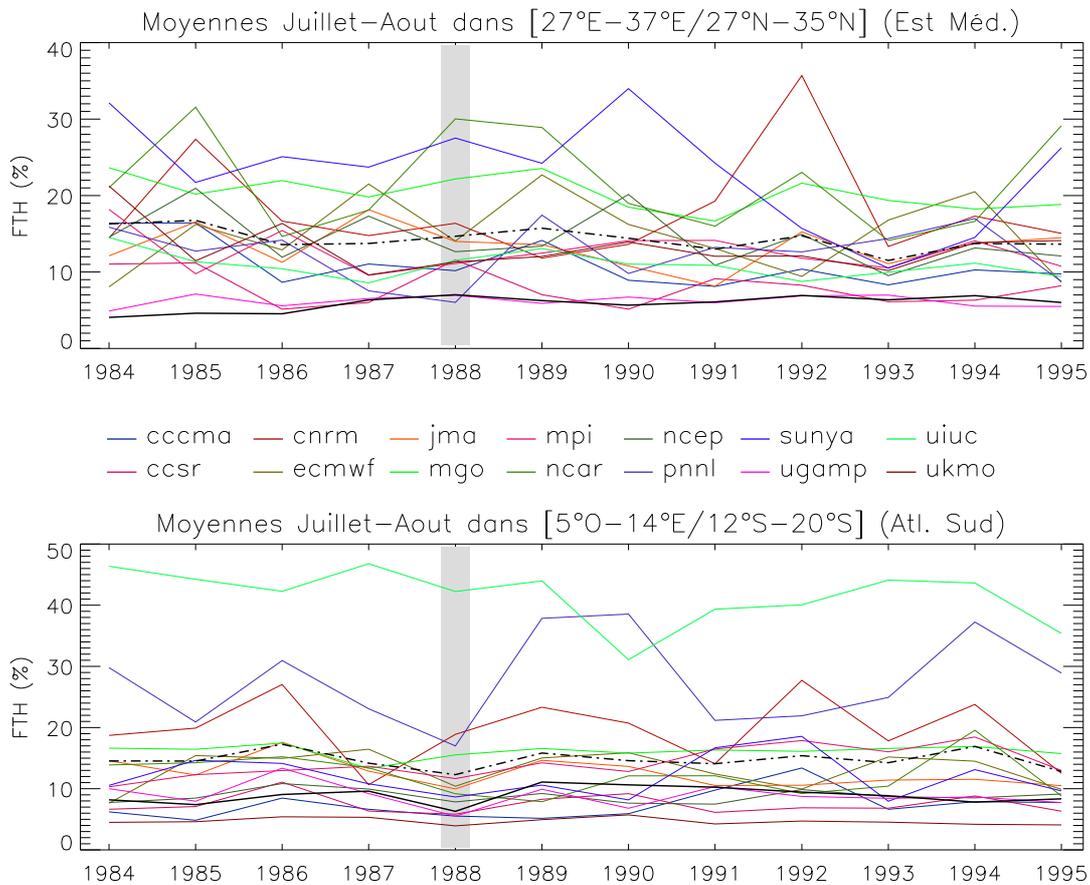


FIG. 7.9 – Moyennes juillet-août sur la période 1984-1995 de la FTH dans les régions de l'Est de la Méditerranée (haut) et de l'Atlantique Sud (bas) calculées pour les observations MET-5 (trait épais), chacun des 14 MCG (traits de couleurs), et pour la moyenne de l'ensemble (tirets). La zone grisée souligne le manque d'informations pour le calcul de la moyenne JA 1988.

corrélation est déterminé entre les séries temporelles des moyennes JA de 1984 à 1995 des observations MET-5 et de chaque MCG. La valeur du coefficient de corrélation est testée par l'intermédiaire du test de significativité statistique de Student (ou  $t$ -test). Ce test de significativité de  $R$  permet de tester l'hypothèse d'indépendance entre deux grandeurs  $X$  et  $Y$ , qui sont ici la FTH observée par MET-5 et celle simulée par un MCG. Le test est calculé selon :

$$t = \frac{R}{\sqrt{1 - R^2}} \times \sqrt{\nu} \quad (7.2)$$

Les valeurs seuils testant la significativité de  $R$  dépendent du nombre de degré de liberté  $\nu = N - 2$ ,  $N$  étant le nombre de points (dans le cas présent  $N=12$ ), et sont listées dans la table de Student. Pour  $\nu=10$  degrés de liberté, les valeurs seuils sur  $t$  permettant de rejeter l'hypothèse d'indépendance sont : 2,228 pour un niveau de confiance de 95% et 1,812 pour un niveau de confiance de 90%. Les coefficients de corrélation  $R$  calculés dans les deux régions pour chaque MCG sont représentés sur la figure 7.10. Les

valeurs de R significatives à 95 et 90% sont mises en valeur sur les histogrammes.

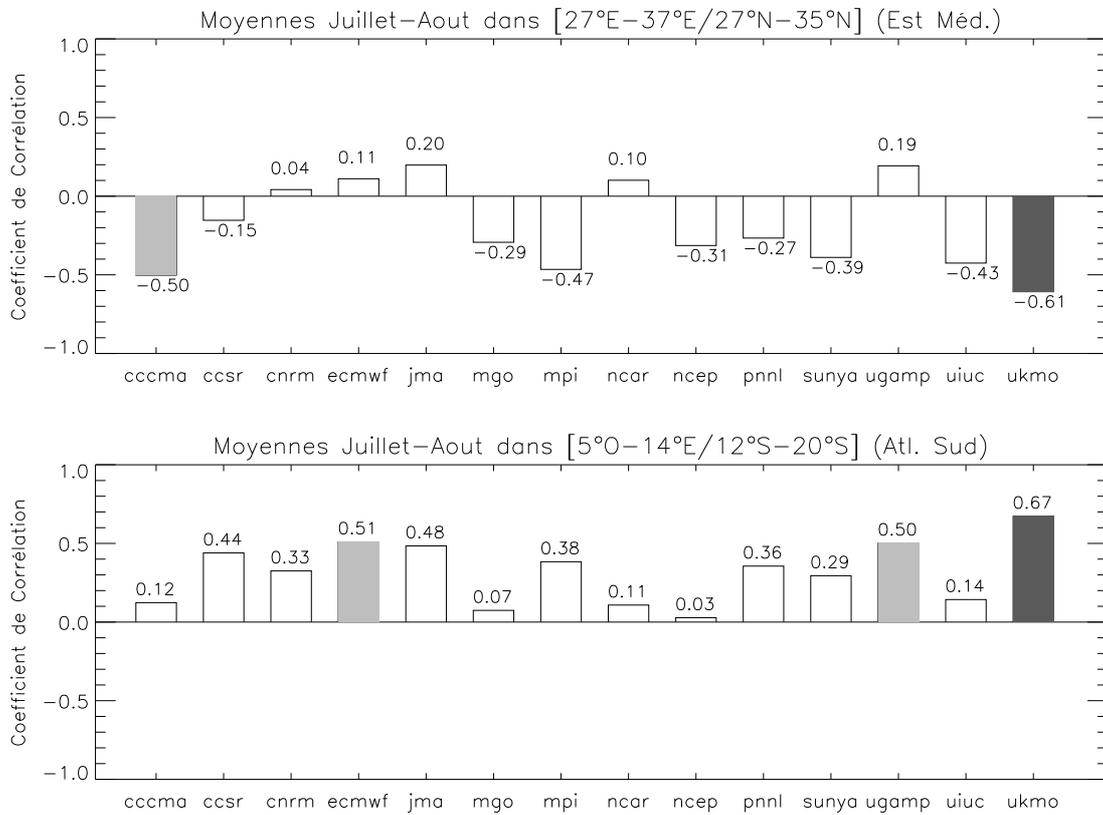


FIG. 7.10 – Coefficients de corrélation  $R$  calculés entre les séries temporelles composées de 12 ans de moyennes JA de chaque MCG et des observations MET-5 dans les deux régions considérées. Les barres en gris foncé indiquent un niveau de confiance à 95%, en gris clair à 90%, et les barres blanches indiquent les valeurs dont le niveau de confiance est inférieur à 90%.

Les résultats montrent que, dans la région de l'Est de la Méditerranée, aucun des MCG étudié ne reproduit pas correctement la variabilité interannuelle de la FTH de juillet-août. Les seuls résultats significatifs à 90% (CCCMA) et 95% (UKMO) le sont pour des coefficients de corrélation négatifs, valant respectivement -0,5 et -0,61, reflétant une forte tendance pour ces deux modèles à reproduire des fluctuations interannuelles de la FTH anticorrélées avec celle des observations. Dans la zone de subsidence de l'Atlantique Sud, 3 modèles sont corrélés positivement avec plus de 90% de confiance sur la valeur de  $R$ . Ces modèles (ECMWF, UGAMP et UKMO) reproduisent ainsi de façon réaliste la variabilité interannuelle de la FTH de cette région.

Nous avons représenté sur la figure 7.11 les séries temporelles des JA de deux modèles ayant des comportements extrêmes sur les périodes JA : le modèle MGO dont la FTH ne présente aucune corrélation avec les observations, dans aucune des deux régions, et le modèle UKMO dont la FTH de JA est anti-corrélée de façon significative avec les observations dans la région de l'Est de la Méditerranée et

corrélée de façon significative avec les observations dans la région de l'Atlantique Sud.

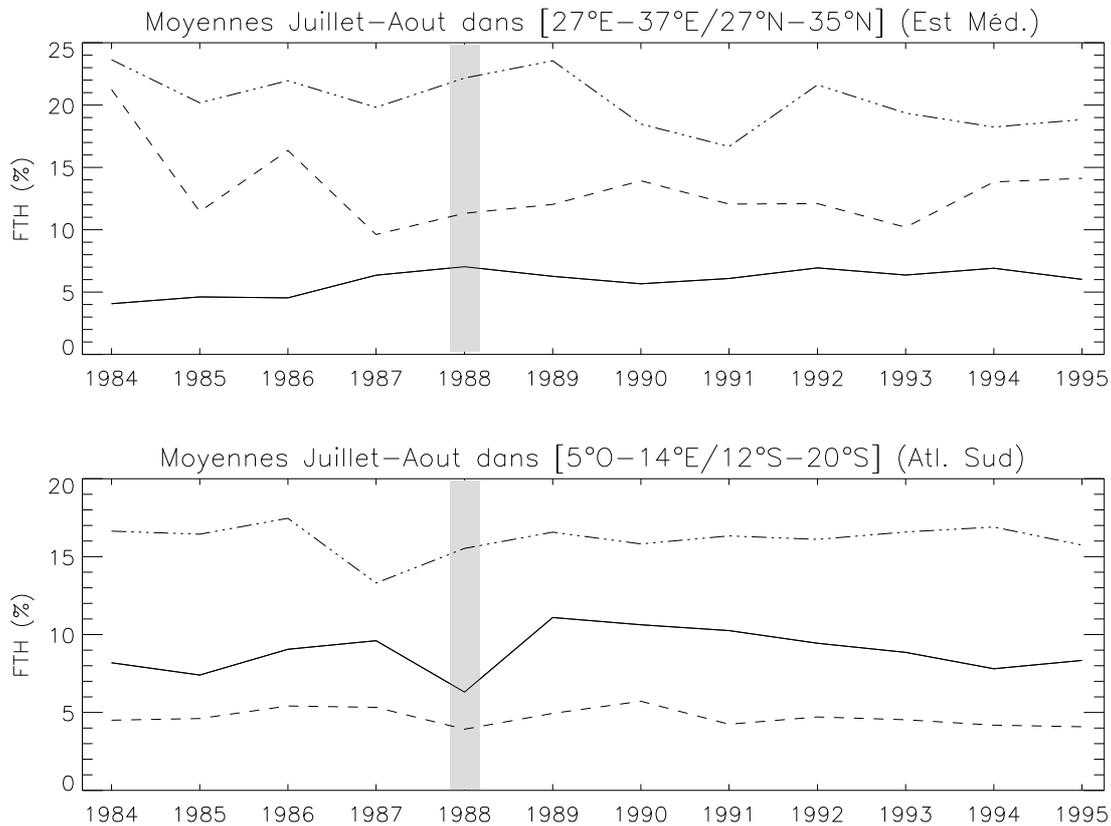


FIG. 7.11 – Séries temporelles de FTH (en %) des JA sur la période 1984 - 1995 dans les deux régions d'étude, pour les observations MET-5 (trait continu) et les modèles UKMO (tirets) et MGO (trait mixte).

La représentation des séries temporelles des JA moyens illustre, pour la région de l'Est de la Méditerranée, la difficulté des MCG à reproduire la variabilité interannuelle de l'humidité de la troposphère de cette région. Les deux pris en exemple sont plus humides que l'observation MET-5 ( $\Delta \simeq 20\%$  pour MGO) et l'évolution interannuelle de la FTH de JA n'est pas présente dans les deux simulations. Dans la seconde région de l'Atlantique Sud, la variabilité observée par MET-5 semble mieux reproduite par ces 2 modèles malgré le décalage du minimum de FTH (1987 au lieu de 1988) pour le modèle MGO, et le modèle UKMO offre une FTH constamment plus faible que l'observation. Cette différence de résultats entre ces deux régions subtropicales peut s'expliquer par le fait que la région de l'Atlantique Sud est une région océanique qui sera plus influencée par les anomalies de température de surface de la mer que dans la région de l'Est de la Méditerranée, essentiellement continentale.

## 7.5 Discussions

A partir des caractéristiques saisonnières et interannuelles de la FTH issue des observations MET-5, mises en évidence dans le chapitre précédent, nous avons étudié dans ce chapitre le cycle saisonnier moyen et la variabilité interannuelle de la FTH calculée à partir des profils de température et d'humidité spécifique de 14 Modèles de Circulation Générale Atmosphérique participant au projet d'intercomparaison AMIP-II. Les résultats de cette étude montrent que :

- A l'échelle du **cycle saisonnier moyen**, malgré la cohérence du modèle moyen avec les observations, il existe une forte disparité des simulations inter-modèles. L'étude de la saison JAS moyenne révèle que quelques modèles ont des problèmes de localisation des structures sèches primordiales pour la redistribution de l'énergie, ainsi que des écarts-types spatiaux de FTH insuffisants, certains jusqu'à deux fois plus faibles que ceux observés dans ces régions, ceci étant lié en général à une humidité d'altitude trop importante. La détermination de la valeur de FTH la plus petite dans les deux régions de subsidence subtropicales montre que la majorité des modèles n'atteint pas le niveau de sécheresse de la troposphère libre observé par MET-5 ;
- La **variabilité interannuelle** de la FTH des régions de l'Est de la Méditerranée et de l'Atlantique Sud n'est pas, quant à elle, retrouvée dans les simulations, ceci bien que les conditions aux limites de températures de la surface de la mer soient forcées dans les modèles. De manière générale, bien que l'ensemble des modèles présente un cycle interannuel cohérent avec les observations (mais trop humide de 5 à 10%), la variabilité interannuelle des simulations ne permet pas de retrouver les caractéristiques des observations que nous avons mis en évidence pour la période juillet-août, et plus précisément celles de la régions de l'Est de la Méditerranée.

Ces conclusions rejoignent les résultats récents obtenus par Iacono *et al.* [2003] et Allan *et al.* [2003] qui ont testé respectivement leurs modèles AMIP-II (CCM3-NCAR et HadAM3-UKMO) pour des résolutions allant du journalier à l'interannuel. Notamment, le travail de Allan *et al.* sur l'évaluation du modèle HadAM3 révèle une tendance de ce modèle à produire une haute troposphère plus sèche que les observations (HIRS-12) des régions subtropicales et plus particulièrement dans l'hémisphère Sud, ce qui est confirmé par nos analyses, suggérant la présence d'une circulation atmosphérique trop intense.

Les résultats d'évaluation de modèles présentés dans ce chapitre concernent les régions sèches subtropicales de la zone Afrique/Océan Atlantique. Nous avons montré dans le chapitre précédent que la distribution de la vapeur d'eau de la troposphère libre de la région de l'Est de la Méditerranée s'explique par un mélange tropiques/extra-tropiques de masses d'air, provenant de régions plus ou moins froides de la troposphère. Ainsi, les biais de FTH synthétiques qu'on a mis en évidence pour cette région de subsidence impliquent non seulement la définition des sources de l'humidité, comme la convection (nécessitant une bonne paramétrisation de la convection), et des puits, mais aussi concernent les mécanismes de transport entre ces deux éléments. De plus, les études de Rodwell et Hoskins [1996 ; 2001], détaillées dans le chapitre 6, mettent en jeu la dynamique associée à la mousson d'Asie dans la localisation de cette zone de forte subsidence. Ainsi, la modélisation de la variabilité de la FTH de cette région particulière implique de représenter à la fois le champ de température de l'air en altitude, les mécanismes du transport

de la vapeur d'eau depuis les régions tropicales et extra-tropicales, ainsi que les différents paramètres intervenant dans le déclenchement de la mousson Asiatique (intensité, localisation, etc.).

L'étude des processus physiques dirigeant la distribution de la FTH à des échelles inférieures à la moyenne mensuelle est primordiale pour une analyse des simulations cohérentes avec le diagnostic intrasaisonnier que nous avons décrit dans le chapitre précédent (mélange d'air tropical/extra-tropical). L'analyse des paramétrisations entrant en jeu dans la distribution de l'humidité des régions subtropicales et de ses interactions avec la convection permettrait une meilleure compréhension des processus dynamiques qui dirigent la variabilité de la distribution spatiale de la FTH, pouvant aboutir à une analyse plus globale de la répartition de la vapeur d'eau troposphérique et de son transport depuis les sources vers les puits.

Il est nécessaire de remarquer ici l'utilisation de plus en plus fréquente de simulations (ou *runs*) d'ensembles que nous avons brièvement évoqué dans le chapitre d'introduction. Ces runs d'ensembles conduisent à évaluer la variabilité interne d'un modèle de circulation générale [e.g. Sperber et Palmer, 1996]. En effet, pour des mêmes conditions initiales les simulations d'un modèle peuvent fluctuer, soit autour d'un état d'équilibre (les conditions initiales permettent ainsi des prévisions "potentielles") soit de façon chaotique (ne permettant alors aucune conclusion quant à la prévision). Bien que les analyses AMIP ont permis de révéler des biais systématiques dans les modèles de climat, celles-ci reposent sur des expériences de simulation standard ne permettant pas de tenir compte des variabilités intrinsèques des modèles. Dans le cas présent, le calcul du cycle saisonnier moyen sur les 12 ans de la période d'étude peut être considéré comme une bonne représentation de l'évolution saisonnière des simulations.

Il ne faut cependant pas minimiser l'apport des analyses d'intercomparaison AMIP. Bien que les modèles couplés Atmosphère-Océan soient les outils principaux pour l'étude des scénarios de changement climatique, la source des biais observés dans ces modèles couplés par comparaisons avec des observations (projet CMIP -Coupled Models Intercomparison Project-, [Covey *et al.*, 2003]) n'est pas forcément évidente à cerner. En effet, ce type de modèle introduit la dynamique de l'atmosphère, de l'océan ainsi que les interactions entre ces deux composantes. La connaissance d'un biais systématique dans la composante "Atmosphère" du modèle aide alors à mieux comprendre les interactions entre l'océan et l'atmosphère et permet d'améliorer la représentation du climat dans son ensemble, à des échelles intrasaisonniers, saisonnières et interannuelles.

## Chapitre 8

# Conclusions et Perspectives

Cette thèse constitue une contribution à l'étude de la variabilité spatiale et temporelle de la distribution de la vapeur d'eau troposphérique des régions tropicales et subtropicales à partir des mesures à  $6,3\mu\text{m}$  du satellite METEOSAT. Il a ainsi permis d'entrevoir certains aspects de la distribution de la vapeur d'eau de la moyenne et haute troposphère de la bande tropicale africaine, en combinant des observations satellitales et un modèle de transport.

### 8.1 Résumé des travaux entrepris

#### Elaboration d'un algorithme d'inversion de la $T_B$ "Vapeur d'Eau"

La première étape de cette thèse a consisté à développer un algorithme d'inversion de la  $T_B$  "VE" observée par METEOSAT et, plus précisément, à définir les paramètres intervenant. Cet algorithme d'inversion, dérivé d'une théorie radiative simplifiée, permet d'interpréter le rayonnement "VE" des régions tropicales et subtropicales en une variable géophysique d'humidité qui est déconvoluée de la géométrie de visée du radiomètre ainsi que de la structure thermique de l'atmosphère, par le biais d'une équation log-linéaire (chapitre 2). Cette quantité, que nous nommons FTH, représente l'humidité relative moyenne d'une couche variable de la troposphère, cette couche s'étendant à la totalité de la troposphère libre dans le cas des atmosphères sèches des régions subtropicales.

Dans ce cadre, l'apport principal du travail effectué est l'introduction du jacobien d'humidité relative  $\mathcal{K}(RH)$  défini localement à l'aide du modèle de transfert radiatif RTTOV-7 tenant compte des deux types de continuum d'absorption de la vapeur d'eau ("foreign-" et "self-" broadening). Le jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  décrit la réponse de la  $T_B$  à des perturbations du profil d'humidité relative, en conservant le profil de température constant. Différentes analyses nous ont permis de montrer que l'utilisation locale du jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  amène des statistiques de régression et d'inversion jusqu'à deux fois meilleures que celles basées sur d'autres fonctions verticales, comme la fonction de poids "VE" ou un jacobien idéalisé,

utilisés dans la littérature. Ainsi, le calcul du jacobien local conduit à définir précisément la couche de l'atmosphère qui est concernée par la mesure "VE".

La combinaison des deux méthodologies d'inversion existantes dans la littérature (chapitre 3) constitue une perspective intéressante : la définition de la droite de régression à partir de la base d'apprentissage donnerait ainsi accès à une première estimation de la FTH et permettrait par la suite de sélectionner de façon précise les couples formant la table de référence utilisée dans la méthode développée à Eumetsat. Bien que plus longue en terme de temps de calcul CPU, la qualité de l'inversion, déjà excellente de par l'utilisation du jacobien  $\mathcal{K}(RH)$  ( $R=0,995$  ;  $RMS=1,59\%$ ), devrait en être encore améliorée.

### Une base de données METEOSAT-5 de ciel clair ajustée sur HIRS-12

La construction de la base de données de FTH a reposé sur l'utilisation de la base de  $T_B$  homogénéisées MET-5 disponible au LMD, permettant des études cohérentes de la variation de la distribution de la vapeur d'eau troposphérique à de fines échelles spatiales, du journalier au décennal. Deux étapes préliminaires à l'inversion de la  $T_B$  "VE" ont été nécessaires :

- La première a concerné l'*ajustement de l'étalonnage* des mesures METEOSAT (chapitre 4), initialement étalonnées de façon statistique par des mesures complémentaires de radiosondages, afin de remédier au biais de 10-15% mis en évidence sur le coefficient d'étalonnage par plusieurs études comparatives utilisant des radiomètres étalonnés de manière stable à l'aide de visées de corps noirs, tels HIRS-12 ou SSM/T-2. Ce biais systématique, de l'ordre de 3K, confirmé par assimilation des mesures dans le système d'assimilation variationnelle 4D-VAR du CEPMMT, est ajusté sur les mesures "VE" HIRS-12 sur la période de 1994-1996 (30 mois) et par continuité, sur toute la période METEOSAT 1983-1997.
- La seconde étape a consisté à développer une méthode de *sélection des scènes de ciel clair et de nuages bas*, ces derniers influençant peu la mesure du rayonnement dans la bande "VE". Des calculs radiatifs impliquant l'introduction d'un nuage épais dans deux profils idéalisés, schématisant les conditions atmosphériques rencontrées dans les régions subtropicales, nous ont permis de montrer que les nuages bas, de pression au sommet supérieure à 700hPa, ont un impact maximum de 1,75K dans le cas extrême d'une atmosphère de FTH égale à 2%, tandis que cette influence est négligeable (biais inférieur à 0,1K) dans les cas plus fréquents de FTH supérieure à 20% (chapitre 5). La méthode que nous avons proposée pour la sélection de ces scènes est basée sur l'utilisation des informations sur la couverture nuageuse du produit ISCCP-DX, fournissant les propriétés physiques et radiatives des nuages à l'échelle du pixel d'observation du satellite ( $\Delta t=3h$ ,  $30km^2$ ). Notre objectif étant de clarifier les données METEOSAT de jour comme de nuit, l'analyse de la qualité de la détection IR ISCCP nous a conduit à montrer que la mauvaise détection des cirrus fins est limitée aux régions convectives et de moyennes latitudes. Dans ces régions, la conservation des cirrus induit un refroidissement inférieur au degré. Enfin, dans les régions d'anticyclones, la conservation des nuages bas marins (cumulus et stratocumulus) implique un échantillonnage plus fréquent de conditions atmosphériques sèches dues à la subsidence, conduisant alors à une

meilleure représentation des régions subtropicales dans la base de données.

### **Analyse climatologique de la FTH**

La base de données FTH ainsi élaborée nous a amené à étudier la climatologie de la vapeur d'eau troposphérique, en se focalisant plus précisément sur les régions sèches subtropicales essentielles pour l'équilibre radiatif du système (chapitre 6) : A l'échelle *interannuelle*, la FTH des régions sèches révèle le maximum de variabilité, notamment dans la région de l'Est de la Méditerranée. De plus, des analyses spectrales réalisées sur les étés boréaux ont permis de mettre en évidence la cohérence du signal de FTH des zones convectives tropicales avec les climatologies connues de ces régions de mousson (oscillations à 3-9j), tandis que les régions subtropicales sont caractérisées par des oscillations plus longues supra-synoptiques (10-30j). L'étude de la variabilité *intrasaisonnaire* de la FTH des périodes juillet-août 1983 à 1996 dans 3 régions représentatives du climat africain montre d'une part l'intense sécheresse de la troposphère libre des deux régions subtropicales, et plus particulièrement celle de l'Est de la Méditerranée dont la FTH varie autour de 5%, et d'autre part la haute fréquence caractéristique de la propagation des ondes d'Est Africaine dans la région du Sahel.

L'analyse de la région subtropicale de l'Est de la Méditerranée a été plus amplement approfondie par l'utilisation d'un modèle de transport lagrangien dans lequel les puits et sources d'humidité sont spécifiés de façon simple. A l'aide de ce modèle de transport, nous avons montré que, sur les deux saisons juillet-août 1984 et 1992, l'humidité relative à 500hPa (prise comme indicateur de la FTH) dans cette région d'étude est le fruit d'un mélange de masses d'air ayant une origine de dernière saturation localisée soit dans les régions tropicales, soit dans les régions extra-tropicales. Par ailleurs, ce mélange de masses d'air qui caractérise la variabilité intrasaisonnaire de la FTH de cette région se reflète dans le signal interannuel.

### **Représentation dans les Modèles de Circulation Générale Atmosphérique**

Les études de la climatologie de la FTH ont permis de souligner l'importance des mécanismes de transport de la vapeur d'eau et leur rôle dans la variabilité de sa distribution. La dernière partie de cette thèse a consisté à présenter une évaluation de la représentation de la FTH par un ensemble de 14 modèles de climat. Cette évaluation, réalisée dans le contexte du projet d'intercomparaison AMIP, nous a permis de montrer que, bien que le modèle moyen reproduit correctement le cycle saisonnier moyen, il existe une forte dispersion des modèles, plus particulièrement pendant la saison de l'été boréal. De plus, nous avons mis en évidence la bonne représentation, pour quelques modèles, des structures de variabilités interannuelles relatives de la saison JAS des régions sèches subtropicales comparables aux observations MET-5. Malgré ces résultats une analyse de l'évolution interannuelle de la FTH de ces régions pour chacun des modèles nous a conduit à constater que ceux-ci ne reproduisent ni le niveau de sécheresse observé, ni la variabilité de la FTH.

Les biais observés dans les deux régions étudiées incluent plusieurs processus : dans la région de

l'Est de la Méditerranée, ce sont des mécanismes de mélange des masses d'air ainsi que la variabilité de la mousson Asiatique qui sont à l'origine de la variabilité de la vapeur d'eau troposphérique, tandis qu'il semble que ce soit la branche descendante de la cellule de circulation de Hadley qui soit principalement impliquée dans la subsidence de la région de l'Atlantique Sud.

Les perspectives de ces travaux sont nombreuses et une liste non-exhaustive est présentée dans la partie suivante.

## 8.2 Perspectives

Les satellites MSG possèdent de nombreux canaux dans l'IR thermique (8), deux canaux dans la bande "VE", ainsi que deux canaux dans le domaine du visible. Le premier canal "VE" est centré à  $6,2\mu\text{m}$ , et offre des observations similaires à celles dans la bande à  $6,3\mu\text{m}$ . Le second canal "VE" est centré autour d'une longueur d'onde plus grande, à  $7,3\mu\text{m}$  : la couche de l'atmosphère observée est donc différente et le maximum de la fonction de poids de ce canal est situé plus bas dans la troposphère. L'adaptation de l'algorithme d'inversion des  $T_B$  "VE" à ce second canal une information complémentaire à la FTH sur l'humidité relative moyenne de la troposphère. De plus, la combinaison des informations des radiances IR par analyse multi-spectrale autorise une détection précise de la couverture nuageuse, de jour comme de nuit, pour la construction du produit CSR [Schmetz *et al.*, 2002(a)]. Les produits nuageux MSG du *Satellite Application Facilities* de Eumetsat pour les prévisions à très court terme (ou *nowcasting*) sont fournis à la résolution du pixel : couverture nuageuse dans le pixel, température et pression au sommet du nuage, type du nuage, etc.

L'application de la méthode d'inversion que nous avons présentée n'est pas restreinte au traitement des mesures de l'IR thermique et peut également s'appliquer sur les mesures microondes autour de 183,3GHz [Waters *et al.*, 1980 ; Spencer et Braswell, 1997 ; Engelen et Stephens, 1998]. Ainsi, l'arrivée du sondeur SAPHIR, possédant 6 canaux autour de 183,3GHz, à bord du satellite franco-indien MEGHA-TROPIQUES (lancement prévu en 2009), devrait fournir les informations sur la vapeur d'eau à différents niveaux de la troposphère libre, permettant alors de mieux comprendre la variabilité de la vapeur d'eau troposphérique de la bande inter-tropicale.

De plus, il faut noter qu'une étude récente a appliqué le concept de jacobien local aux radiances microondes de l'instrument micro-ondes AMSU-B (à  $183,3\pm 1\text{GHz}$ ). Dans cette étude, Buehler et John [2004] ont repris le terme d'UTH et définissent cette quantité comme étant la moyenne verticale du profil de RH pondéré verticalement par le jacobien d'humidité spécifique  $\mathcal{K}(q)$ . L'évaluation de l'inversion par collocation entre la FTH des radiosondages (pondération par  $\mathcal{K}(q)$ ) ; ils utilisent le terme "UTH") et la FTH estimée des mesures d'AMSU-B donnent une erreur moyenne inférieure à 4% et un écart-type compris entre 2 et 6,5%. Enfin, dans une analyse des mesures à 183,3GHz du sondeur SSM/T-2, Sohn *et al.* [2003] ont développé une méthode de calcul de la quantité de vapeur d'eau intégrée de la moyenne et haute troposphère à partir des mesures satellitales, en se basant sur une méthode physique de relaxation depuis les observations microondes vers des mesures collocalisées de radiosondages, ce qui permet de réduire les biais d'estimation du contenu intégré en eau.

Le travail de thèse que nous venons de présenter est concentré sur les régions tropicales et subtropicales. Cependant, l'utilisation des mesures "VE" et de l'algorithme d'inversion en terme d'humidité moyenne n'est pas limitée à ces régions. On peut ainsi évoquer l'étude de Wimmers et Moody [2001] concernant l'analyse des échanges stratosphère-troposphère des moyennes latitudes à partir des données "VE" de GOES-8. Dans cette optique, les auteurs ont proposé une interprétation alternative du signal "VE" de ces régions en terme d'humidité spécifique moyenne d'une couche définie par le jacobien idéalisé de Soden et Bretherton [1993] exprimant la sensibilité de la  $T_B$  à des perturbations de l'humidité spécifique.

La longue série temporelle de FTH amène de nombreuses perspectives de recherche. Ainsi, l'analyse des origines des masses d'air dans la région de l'Est de la Méditerranée suggère une influence importante des courants jets d'altitude (polaire et subtropical). Il serait ainsi intéressant d'approfondir cette interaction à l'aide d'analyses dynamiques (e.g. vorticité potentielle) et de mettre en parallèle ces résultats avec les études actuelles au LMD [Roca *et al.*, 2004] et au LA (D. Ramond et ses collaborateurs) concernant les intrusions d'air sec extra-tropical dans l'environnement proche des systèmes convectifs de la mousson Ouest-Africaine. Dans le cadre du projet AMMA (Analyse Multi-disciplinaire de la Mousson Africaine) développé en étroite collaboration par des organismes français de recherche en météorologie (LMD, CNRM, LA, LTHE), la haute résolution spatio-temporelle de la FTH constitue un outil complémentaire dans l'analyse de la mousson africaine, autorisant, par exemple l'étude de l'implication de la vapeur d'eau troposphérique dans l'organisation des systèmes convectifs africains, et pouvant contribuer à la fermeture du bilan en eau.

Une autre perspective de ce travail découle de la détermination de l'origine des masses d'air, et la mise en évidence d'un mélange tropiques/extra-tropiques pour la région de l'Est de la Méditerranée et pose la question du mécanisme intervenant dans la région de l'Atlantique Sud, que nous avons délimitée sur les bords de l'anticyclone de  $S^{te}$  Hélène. La caractérisation de cette région essentiellement océanique, en fonction de l'origine des masses d'air troposphérique, permettrait d'entrevoir les mécanismes de grande échelle, telles les cellules de circulation, influençant la distribution de la vapeur d'eau de cette région sèche.

De façon plus générale, les 14 ans de la base de donnée FTH autorise des études à des échelles de temps plus longues permettant de réaliser des analyses de tendances climatiques du climat Africain à relier, par exemple avec les indices de pluie des régions de mousson.

En ce qui concerne l'évaluation des modèles de climat, les perspectives reposent sur l'approfondissement des résultats obtenus en moyennes mensuelles par les modèles CCCMA et UKMO, produisant certaines facettes de la variabilité de la FTH. L'utilisation d'une plus haute résolution temporelle devraient permettre de comprendre les mécanismes dynamiques qui leur permettent de représenter quelques uns des aspects de la variabilité interannuelle de la FTH, ainsi que de cerner les schématisations mises en cause dans les écarts aux observations (transport ou encore paramétrisation spécifique de la convection). L'utilisation d'un modèle à plus fine échelle spatiale et temporelle fournirait également les moyens de vérifier la présence des mécanismes intrasaisonniers que nous avons pu mettre en avant dans l'étude climatologique de la région de l'Est de la Méditerranée, et d'approfondir l'analyse de ces mécanismes. Cette

analyse régionale de la FTH, dans deux des régions clefs du climat Africain, par un modèle de circulation générale de fine résolution temporelle, devrait permettre de la resituer dans le cadre de l'équilibre énergétique global. Ceci aiderait ainsi à comprendre ce qui, au niveau régional, influence la circulation générale atmosphérique et par quels mécanismes.

La variabilité interne d'un modèle pouvant être importante, il semble également important de vérifier, par l'intermédiaire de simulations d'ensemble, si les résultats obtenus par les meilleurs modèles sont effectivement reproductibles par les simulations à partir des conditions aux limites imposées (températures de surface de la mer) ou s'ils sont issus d'une évolution plus ou moins chaotique du modèle, ne permettant pas de conclure quant à la reproduction des phénomènes observés par le biais du forçage aux limites. Enfin, l'étude des simulations d'un modèle couplé Océan-Atmosphère, qui évolue de façon libre à partir de conditions initiales fixées, pourrait conduire à répondre aux questions suivantes : dans le cas d'un scénario où le CO<sub>2</sub> atmosphérique voit sa concentration doubler, quel est l'impact sur la FTH ? et plus spécifiquement, cet impact est-il significatif dans les régions sèches des subtropiques importantes dans le processus de régulation du climat ?

### **Un lien avec la mousson d'Asie ?**

Les études de Rodwell et Hoskins [1996 ; 2001] suggèrent un lien dynamique entre la mousson d'Asie et la région de forte subsidence située dans la Méditerranée (chapitre 6, § 6.1.2). Le mécanisme "désert-mousson" proposé par Rodwell et Hoskins [1996] fait intervenir à la fois l'orographie et le flux de mousson dans le forçage dynamique et radiatif des régions de subsidence localisées à l'Est des anticyclones subtropicaux, comme le Chili, la Californie, l'Australie ou l'Est de la Méditerranée. Des analyses de trajectoires, initialisées dans leur modèle hydrostatique, mettent en évidence la complexité du lien entre la mousson Asiatique (baie du Bengale) et la zone de subsidence de la Méditerranée. Leur analyse préliminaire révèle une influence concomitante des vents d'Ouest des moyennes latitudes et du flux tropical venant de l'Est (JET), ce qui remet en cause la circulation simplifiée de Hadley-Walker.

Poussant plus en avant cette étude, Raicich *et al* [2003] ont fait l'hypothèse suivante : la région de l'Est de la Méditerranée est le lieu d'une interaction entre les moussons Asiatique et de l'Ouest Africain. Ils mettent ainsi en évidence, pour la période 1948-1994, des anticorrélations significatives en été entre les indices de pluies calculés pour l'Inde et la région Sahélienne et la pression du niveau de la mer de stations de mesures Méditerranéennes, et plus particulièrement avec les données du bassin de l'Est de la Méditerranée.

Cette influence Asiatique a également été observée lors de la campagne de mesures de polluants MINOS (Mediterranean Intensive Oxidant Study) qui a eu lieu en août 2001 en Crète. En effet, la région de l'Est de la Méditerranée possède non seulement, en été, la plus faible quantité d'humidité dans la troposphère libre tropicale, ce qui lui confère une importance radiative primordiale, mais les observations et les analyses de modèles ont permis de montrer que cette région est l'une des plus polluées de la Terre, en termes de concentration en ozone troposphérique issus de réactions photochimiques et du contenu en aérosols [e.g. Lelieveld et Dentener, 2000 ; Haywood et Boucher, 2000 ; Kouvarakis *et al*, 2000].

Les résultats principaux qui ressortent de cette campagne de mesures, basés sur des analyses de trajec-

toires des polluants et d'un modèle couplé climat-chimie (ECHAM-4), révèlent une influence importante de la pollution d'Asie associée à la convection de mousson, dans les hautes couches de la troposphère de l'Est de la Méditerranée [Lelieveld *et al.*, 2002]. Scheeren *et al* [2003] présentent les caractéristiques de cette campagne, tant en terme de distribution spatiale des différents polluants qu'en terme d'interprétation dynamique par le transport des masses d'air depuis la convection de la mousson Indienne. Le suivi de quelques polluants (ozone, monoxyde de carbone, halocarbones et hydrocarbones sans méthane) et le calcul de rétro-trajectoires sur 10 jours démontrent l'influence, pour cette région de Méditerranée, des émissions de polluants de 3 régions : l'Europe, l'Amérique du Nord et l'Asie du Sud-Est. Le résultat central de cette étude est présenté sur la figure 8.1.

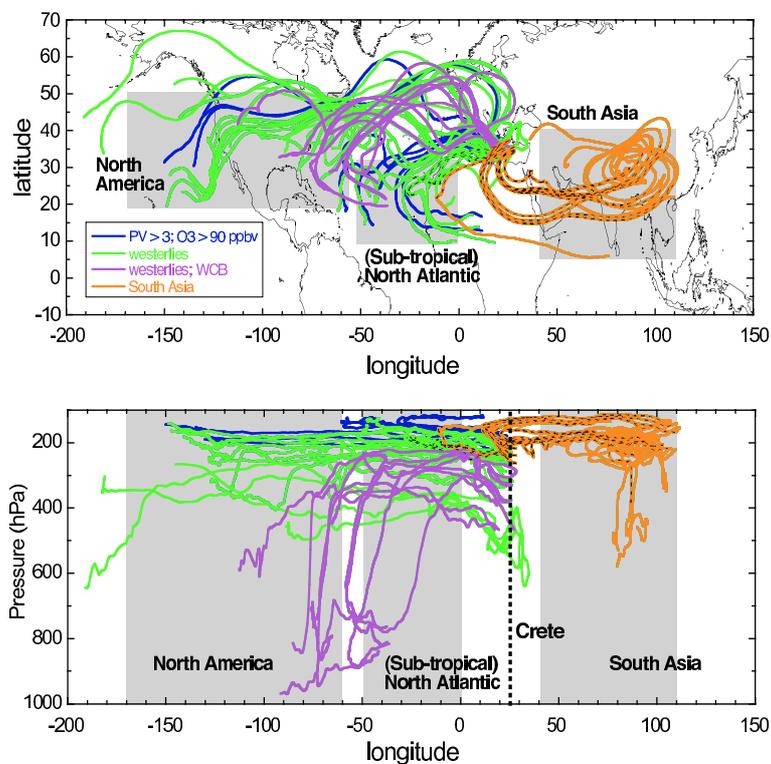


FIG. 8.1 – Résultats de rétro-trajectoires calculées sur 10 jours à partir des champs de vents du CEPMMT pour août 2001, arrivant dans la région de l'île de Crète. Les couleurs sont reliées à la région et/ou à l'altitude d'arrivée des trajectoires : le orange situe une provenance Asiatique, le vert désigne une arrivée entre 8 et 13km, le violet une arrivée entre 6 et 8km. Figures issues de Scheeren *et al.* [2003].

La circulation de la mousson Asiatique, apparaissant pendant les mois de juillet et août, présente donc une influence non négligeable sur le transport des polluants vers la région de l'Est de la Méditerranée. Ainsi que nous l'avons présenté dans le chapitre 6 (§ 6.1.2), la mousson Asiatique débute en mai par le fort contraste thermique qui apparait entre la température de surface de l'Océan Indien et le réchauffement du plateau Tibétain à la sortie de l'hiver. La convergence de masses d'air en surface crée en altitude,

et plus particulièrement au-dessus des montagnes Tibétaines, un anticyclone développé à son maximum au niveau de pression 200hPa. Lors de la mise en place de la mousson, l'inversion du gradient méridien de température, dû au réchauffement de l'air du Plateau Tibétain, induit un changement de direction des vents de surface (de Nord-Est vers Sud-Ouest) et d'altitude (courant jet subtropical ; Est vers Ouest) [Hsu *et al.*, 1999]. Ainsi, ce mécanisme dynamique associé à la convection profonde de la mousson conduit au transport des polluants depuis la couche limite vers la circulation anticyclonique des plus hauts niveaux de la troposphère. Par l'intermédiaire du courant jet d'Est tropical, la pollution d'Asie est ainsi transportée vers l'Afrique et la Méditerranée, dans les hautes couches de la troposphère [Scheeren *et al.*, 2003].

Ces différentes études montrent l'importance de la circulation de mousson Asiatique dans le transport des espèces chimiques vers la région de l'Est de la Méditerranée. Il implique la circulation de haute altitude, comme le jet subtropical, et la circulation de la moyenne troposphère, comme les rétro-trajectoires du chapitre 6 ont permis de l'appréhender brièvement. Dans cette optique, il serait intéressant de coupler les observations Africaines de FTH avec celles fournies par le satellite MET-5, situé à 0°N-63°E dans l'Océan Indien (expérience internationale INDOEX -Indian Ocean Experiment-), et qui procure depuis le 1<sup>er</sup> juillet 1998 (la fin étant prévue pour décembre 2005) des observations "VE" à la résolution nominale des satellites METEOSAT ( $5 \times 5 \text{ km}^2$  au point subsatellite). Ce couplage d'informations devrait ainsi permettre d'étudier le transport de la vapeur d'eau troposphérique, depuis l'Inde vers la Méditerranée, et, de façon plus générale, d'analyser les relations entre les moussons d'Afrique et d'Asie.

## Annexe A

# Mesure satellitale dans la bande "Vapeur d'Eau" et description des satellites METEOSAT

### A.1 La mesure satellitale dans l'infrarouge thermique

Dans cette partie, la description du transfert radiatif dans l'infrarouge thermique, pour la mesure "VE", est tirée des livres de transfert radiatif atmosphérique de K. Liou [1992] et J. Lenoble [1993].

De manière générale, l'équation du transfert radiatif décrit les échanges énergétiques dans l'atmosphère et entre la Terre et l'atmosphère. Le rayonnement infrarouge thermique émis par la Terre et son atmosphère est en interaction avec un certain nombre de gaz atmosphériques ( $H_2O$ ,  $CO_2$ , etc...). Ainsi, une onde monochromatique de nombre d'onde  $\nu$  qui traverse un milieu absorbant verra son intensité modifiée. On notera dans la suite *radiance*  $R_\nu$  cette intensité spectrale au nombre d'onde  $\nu$ . La radiançe s'exprime en  $W.m^{-2}.sr^{-1}$ .

L'équation générale du transfert radiatif permet de déterminer de façon analytique la radiançe monochromatique émise par une couche d'atmosphère qui est ensuite reçue par le satellite. La variation de la radiançe  $R_\nu$  du rayonnement électromagnétique qui traverse une couche d'atmosphère selon la direction  $\vec{s}$  s'écrit :

$$-\frac{1}{k_\nu \rho_a} \frac{dR_\nu}{ds} = R_\nu - J_\nu \quad (A.1)$$

où :

- $k_\nu$  est le coefficient monochromatique d'absorption par les gaz atmosphériques,
- $\rho_a$  est la densité de ces gaz,
- $ds$  est le chemin élémentaire que parcourt l'onde (voir la figure A.1),
- $J_\nu$  est une fonction source.

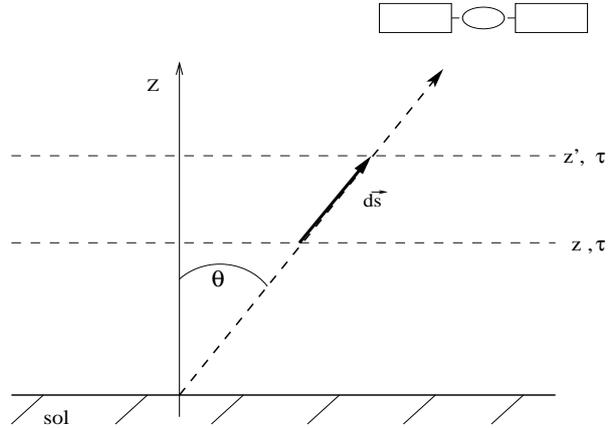


FIG. A.1 – Représentation schématique du chemin parcouru par une onde monochromatique  $\nu$  à travers une couche d'atmosphère  $[z : z']$ , selon la direction  $\vec{ds}$  définie par l'angle zénithal  $\theta$  vers le satellite.

Lorsque l'on se traite de la télédétection dans l'infrarouge thermique, on peut supposer, en très bonne approximation, que l'équilibre thermodynamique est respecté localement, et que, en ciel clair, les phénomènes de diffusion sont négligeables (équation de Schwartzchild). De plus, localement on admet que les couches de l'atmosphère traversées par le rayonnement sont *planes-parallèles* :

- La loi de Kirchhoff associée à l'équilibre thermodynamique local permet d'écrire que la quantité de rayonnement absorbé à un nombre d'onde  $\nu$  est égale à la quantité de rayonnement émis par le milieu à ce même nombre d'onde. Ainsi la fonction source  $J_\nu$  est égale à la fonction de Planck  $B_\nu(T)$  qui est la radiance émise au nombre d'onde  $\nu$  par un corps noir de température  $T$  :

$$B_\nu(T) = \frac{2hc^2\nu^3}{\exp\left(\frac{hc\nu}{k_B T}\right) - 1} \quad (\text{A.2})$$

$B_\nu(T)$  s'exprime en  $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}/\text{cm}^{-1}$  et les constantes sont les suivantes :

- $h=6.63 \times 10^{-34} \text{J.s}$  : la constante de Planck ;
- $c=2.997 \times 10^8 \text{m.s}^{-1}$  : la célérité de la lumière dans le vide ;
- $k_B=1.38 \times 10^{23} \text{J.K}^{-1}$  : la constante de Boltzmann.

- L'hypothèse d'une atmosphère *plane-parallèle* implique que les variations de radiance et des paramètres atmosphériques (température, concentration des gaz, ...) se font uniquement selon la direction de la verticale et sont des fonctions de l'angle zénithal  $\theta$ . On écrit alors :

$$-\frac{\mu}{k_\nu \rho_a} \frac{dR_\nu(z, \mu)}{dz} = R_\nu(z, \mu) - B_\nu(T) \quad (\text{A.3})$$

où  $\mu = \cos\theta$ . La couche d'atmosphère considérée émet ainsi un rayonnement proportionnel à la fonction de Planck  $B_\nu(z)$ . De manière générale, ce rayonnement peut être séparé en une composante montante et en une composante descendante. Si on ne considère que la composante montante, on obtient le rayonne-

ment parvenant jusqu'au satellite :

$$R_{\nu}^{\uparrow}(z, \mu) = R_{\nu}^{\uparrow}(0, \mu)t_{\nu}(0 : z, \mu) + \int_0^z B_{\nu}(T) \frac{\partial t_{\nu}(z' : z, \mu)}{\partial z} dz' \quad (\text{A.4})$$

Dans cette équation,  $t_{\nu}(z' : z, \mu)$  est la transmission au nombre d'onde  $\nu$  de la couche d'atmosphère située entre les altitudes  $z$  et  $z'$  et traversée suivant  $\mu = \cos\theta$ . La transmission  $t_{\nu}$  est une fonction de l'épaisseur optique  $\tau_{\nu}$  entre les altitudes  $z$  et  $z'$  :

$$t_{\nu}(z' : z, \mu) = \exp\left(-\frac{\tau_{\nu}(z, z')}{\mu}\right) \quad (\text{A.5})$$

L'épaisseur optique  $\tau_{\nu}$  caractérise la dépendance avec l'altitude du coefficient d'absorption  $k_{\nu}$  et de la densité  $\rho_a$  et s'intègre entre l'altitude  $z$  et le sommet de l'atmosphère :

$$\tau_{\nu}(z, z') = \int_z^{z'=\infty} k_{\nu}(z'')\rho_a(z'')dz'' \quad (\text{A.6})$$

L'équation A.4 peut se ré-écrire en fonction de la dérivée partielle de la fonction de Planck. Pour cela, on procède à son intégration par parties :

$$R_{\nu}^{\uparrow}(z, \mu) = \left\{ R_{\nu}^{\uparrow}(0, \mu) - B_{\nu}(T(0)) \right\} t_{\nu}(0 : z, \mu) + B_{\nu}(T) - \int_0^z t_{\nu}(z' : z, \mu) \frac{\partial B_{\nu}(T)}{\partial z} dz' \quad (\text{A.7})$$

Les deux équations A.4 et A.7 représentent ainsi la radiance monochromatique reçue au sommet de l'atmosphère par le satellite. Elles comprennent un terme de surface et un terme décrivant la contribution de l'atmosphère. Dans la bande spectrale "VE", on néglige généralement le terme de contribution de la surface à la radiance reçue par le satellite.

## A.2 Radiance satellitale et fonction de filtre

Par le biais d'un filtre, seule une quantité limitée du spectre électromagnétique est mesurée au sommet de l'atmosphère par le détecteur à bord du satellite. La radiance mesurée dans une bande spectrale donnée tient compte de la réponse spectrale du filtre de l'instrument [e.g. Kidder et Vonder Haart, 1995] :

$$R_{sat} = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} B_{\nu}(T_B)\phi(\lambda)d\nu}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \phi(\lambda)d\lambda} \quad (\text{A.8})$$

où  $\lambda_1$  et  $\lambda_2$  sont les bornes spectrales de la bande passante du radiomètre représentée par la fonction de filtre  $\phi(\lambda)$ .

Dans le cas présent où l'on traite du radiomètre "VE" à bord des satellites météorologiques METEOSAT, le calcul de l'intégrale A.8 est effectué au centre de traitement à l'agence Eumetsat par une

somme discrète. Ainsi, un modèle de transfert radiatif est appliqué, pour des incréments de 5K en  $T_B$  couvrant la gamme de  $T_B$  concernée, et la fonction de filtre  $\phi$  est discrétisée sur 10 intervalles spectraux. Les résultats sont stockés dans des tables de conversion et permettent d'approcher de façon analytique l'équation A.8 liant radiance et température de brillance "VE". La fonction est exponentielle et s'écrit sous la forme :

$$R_{sat} = \exp\left(A + \frac{B}{T_B}\right) \quad (\text{A.9})$$

où  $A$  et  $B$  sont les coefficients de la régression qui dépendent du filtre du capteur. Cette approximation conduit à une incertitude de l'ordre de 0,3K sur les  $T_B$  [e.g. Roca, 2000]. Les valeurs des coefficients  $A$  et  $B$ , pour la série des MET-2 à 7, donnés par Eumetsat sont présentées dans le tableau A.1.

	MET-2	MET-3	MET-4	MET-5	MET-6	MET-7
A	8,7698	8,8812	9,0921	9,2361	9,1124	9,2477
B ( $K^{-1}$ )	-2180,50	-2167,90	-2255,70	-2266,70	-2264,90	-2233,49

TAB. A.1 – Coefficients de conversion  $A$  et  $B$  pour les canaux "Vapeur d'Eau" des satellites MET-2 à 7. Données provenant du site internet [www.eumetsat.de](http://www.eumetsat.de).

## A.3 Les satellites METEOSAT : de 1977 à nos jours

### A.3.1 Satellites du Programme de Transition

Au cours des 25 années d'existence du programme METEOSAT (lancement de MET-1 le 23 novembre 1977), les canaux "Vapeur d'Eau" des radiomètres successifs ont subi plusieurs modifications et améliorations. La principale modification concerne la réponse spectrale qui a évolué d'une version à l'autre comme le montre la figure A.2 (réponses spectrales normalisées). Les réponses spectrales de la période pré-opérationnelle (MET-1 à 3) sont proches d'une fonction créneau, tandis que celles de la période opérationnelle (MET-4 à 7) ont des réponses spectrales plus pointues.

La sensibilité d'un capteur au rayonnement qui lui est incident est directement fonction de la bande passante spectrale qui lui est associée, également appelée fonction de filtre. Plus la fonction de filtre est large, plus l'énergie radiative reçue par le détecteur est importante. Ainsi, vu les différences entre les réponses spectrales normalisées des capteurs des satellites MET-1 à 3 et celles des satellites MET-4 à 7 (figure A.2), l'énergie radiative de la bande spectrale 5,7-7,1 $\mu\text{m}$  reçue par ces derniers est plus petite que celle reçue par les trois premiers capteurs.

Les différences entre les fonctions de filtre impliquent que, pour l'observation d'une atmosphère particulière, chaque capteur "VE" reçoit une énergie radiative plus ou moins importante selon la largeur de sa fonction de filtre. Les  $T_B$  "VE" attribuées à cette scène particulière sont donc dépendantes du radiomètre d'observation. Pour montrer l'effet du changement de filtre sur les  $T_B$ , le modèle de transfert radiatif RTTOV-7 (Annexe B, § B.1) a été utilisé pour simuler les  $T_B$  observées par les MET-1 à 7 à

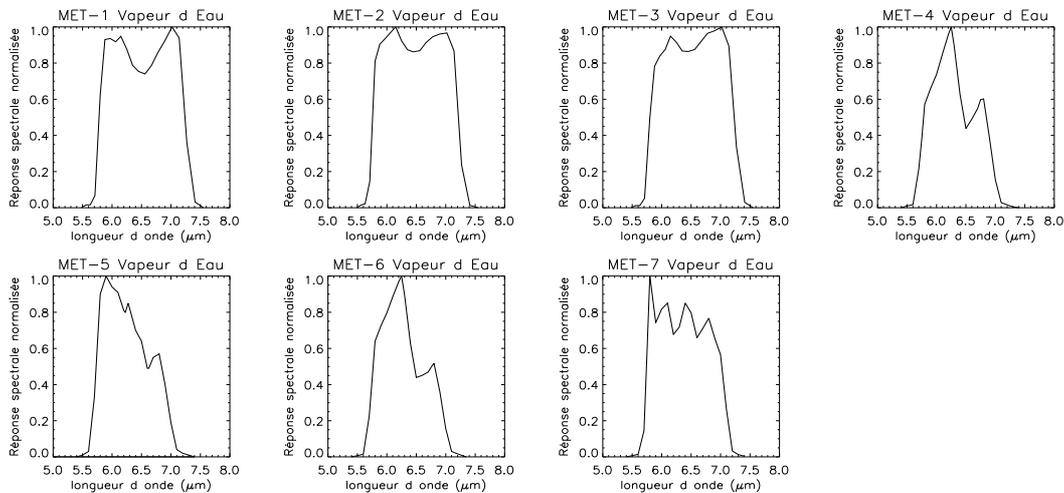


FIG. A.2 – Réponses spectrales normalisées des radiomètres "Vapeur d'Eau" des satellites MET-1 à 7 dans la bande 5,7-7,1  $\mu\text{m}$ .

partir d'un seul profil de température et d'humidité d'une atmosphère tropicale standard [McClatchey *et al.*, 1971]. Les résultats de ces simulations sont résumés dans le tableau A.2.

	MET-1	MET-2	MET-3	MET-4	MET-5	MET-6	MET-7
$T_B$ (K)	245,1	244,6	244,9	243,7	243,2	243,7	243,4

TAB. A.2 – Températures de brillance simulées par le modèle de transfert radiatif RTTOV-7 pour les capteurs successifs METEOSAT "VE" et pour un profil tropical standard (43 niveaux de pression).

Ainsi, pour une même scène observée, les différences de fonction de filtre entre les radiomètres de MET-2 et 5, par exemple, conduisent à des différences sur les températures de brillance importantes d'environ 1,4K. Pour réaliser des études climatologiques cohérentes concernant la variabilité des distributions de la vapeur d'eau dans l'atmosphère sur de longues échelles de temps, il faut donc tenir compte de ces différences entre les réponses spectrales.

Le rayonnement reçu par le capteur est converti en signal électrique et est transmis en *comptes numériques*. De même qu'il y a une différence notable dans les fonctions de filtre des deux périodes, la précision radiométrique a également évolué. Ainsi, les comptes numériques directement issus de l'observation d'une scène sont compris entre 0 et 63 pour la période pré-opérationnelle alors qu'ils varient entre 0 et 255 pendant la période opérationnelle. Enfin la stabilité du capteur et le rapport signal/bruit de l'instrument de mesure ont également été améliorés.

### A.3.2 Satellites de Seconde Génération

L'imager à bord des satellites METEOSAT Seconde Génération (MSG) (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager -SEVIRI-) possède 12 canaux d'observation de la Terre. Le premier de la série, également appelé MET-8, est devenu opérationnel le 29 janvier 2004. Parmi les 12 canaux d'observation, deux canaux sont dédiés à la mesure du rayonnement dans la bande d'absorption infrarouge de la vapeur d'eau : le premier est centré autour de  $6,2\mu\text{m}$  tandis que le second est centré autour de  $7,3\mu\text{m}$  [Schmetz *et al.*, 2002(a)]. Les deux réponses spectrales normalisées sont représentées sur la figure A.3.

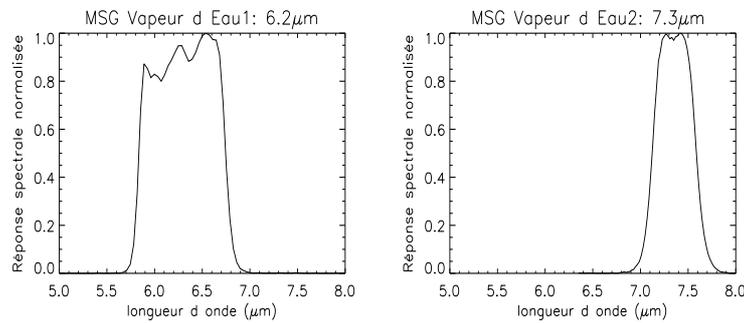


FIG. A.3 – Réponses spectrales normalisées des deux radiomètres "Vapeur d'Eau" du satellite MSG-1.

Le premier canal "VE" possède une réponse spectrale similaire, bien que légèrement plus étroite, à celles des canaux "VE" des satellites METEOSAT du Programme de Transition (cf figure A.2). Ce canal observe donc la même région de l'atmosphère. Le second canal "VE" est centré autour d'une longueur d'onde plus grande. Ce canal est dédié à l'estimation de l'humidité des couches plus basses de l'atmosphère. La figure A.4 illustre ces différences de mesures entre les deux canaux "VE" à bord de MET-8 pour un exemple d'observation.

La conversion des radiances en températures de brillance suit une fonction analytique différente de la relation A.9, proche de la fonction de Planck [Schmetz *et al.*, 2002(b)] :

$$R_{sat} = \frac{c_1 \nu_c^3}{\exp\left(\frac{c_2 \nu_c}{A T_B + B}\right) - 1} \quad (\text{A.10})$$

où la radiance  $R_{sat}$  s'exprime cette fois en  $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{(cm}^{-1}\text{)}^{-1}$ .  $\nu_c$  est le nombre d'onde central de la bande spectrale (en  $\text{cm}^{-1}$ ),  $c_1=2hc^2$  et  $c_2=hc/k_B$  avec  $h$ ,  $c$  et  $k_B$  les constantes universelles déjà introduites (§ A.1). Pour le premier canal "VE" ( $6,2\mu\text{m}$ ), le nombre d'onde central est  $\nu_c=1598,566\text{cm}^{-1}$ , et les valeurs des paramètres régression sont  $A=0,9963$  et  $B=2,219\text{K}^{-1}$ . Le second canal "VE" ( $7,3\mu\text{m}$ ) est caractérisé par  $\nu_c=1362,142\text{cm}^{-1}$ ,  $A=0,9991$  et  $B=0,485\text{K}^{-1}$ . Pour les 10 autres canaux, les paramètres  $\nu_c$ ,  $A$  et  $B$  sont disponibles sur le site internet de Eumetsat.

La précision radiométrique a également évolué : on passe d'un codage sur 8 bits pour les radiomètres de la période opérationnelle à un codage sur 10 bits pour les radiomètres de la Seconde Génération.

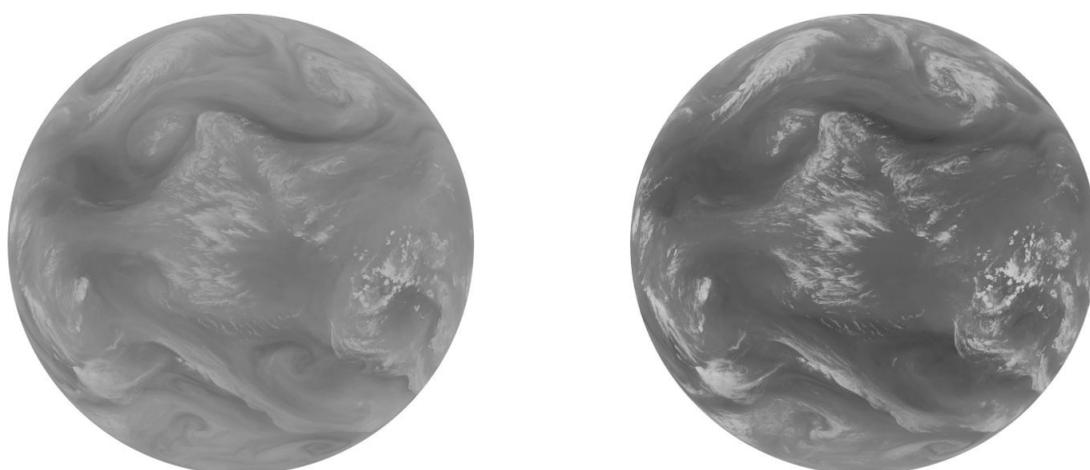


FIG. A.4 – Premières images MSG-1 traitées, du 4 décembre 2002 à 12 :30TU. (gauche) Observation par le canal "VE" centré à  $6,2\mu\text{m}$  ; (droite) observation par le canal "VE" centré à  $7,3\mu\text{m}$ . Images provenant du site internet [www.eumetsat.de](http://www.eumetsat.de).



# Annexe B

## Outils de travail

### B.1 Le modèle de transfert radiatif RTTOV-7

#### B.1.1 Principe du modèle rapide

L'utilisation opérationnelle de radiances satellitaires dans les systèmes d'assimilation variationnels (3D ou 4D) de modèles de prévisions numérique nécessite la simulation des radiances à partir des premières estimations des profils de température et d'absorbants, tels que la vapeur d'eau ou l'ozone. Les modèles raie-par-raie étant trop lents pour une utilisation systématique, des modèles rapides de transfert radiatif ont été développés. Ainsi, le modèle RTTOV, développé initialement pour l'assimilation des radiances IR et microondes (sondeurs HIRS et MSU) de TOVS dans le modèle du CEPMMT, a été adapté pour la simulation de nombreux autres systèmes de mesures à bord de satellites tels que [e.g. Eyre, 1991] :

- AMSU-A et B à bord des satellites NOAA (Advanced Microwave Sounding Units) ;
- AIRS à bord de AQUA (Atmospheric InfraRed Sounder) ;
- TMI sur TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission Microwave Imager) ;
- SSM/I à bord des satellites DMSP (Special Sensor Microwave/Imager) ;
- MVIRI pour METEOSAT (METEOSAT Visible and InfraRed Imager) ;
- SEVIRI pour la seconde génération de METEOSAT (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager).

Dans le modèle RTTOV-7, l'atmosphère est répartie sur 43 niveaux de pression entre 1013,25hPa et 0,1hPa. De plus, elle est supposée plane-parallèle, à l'équilibre thermodynamique local, et la diffusion est négligée (cf Annexe A). Enfin, le modèle résout l'équation du transfert radiatif sous une forme polychromatique. Dans ce cas, la convolution des radiances monochromatiques  $R_\nu$  par le filtre du détecteur est supposée équivalente à la résolution de l'équation du transfert radiatif pour des transmissions  $\hat{t}$  directement pondérées par le filtre. L'expression de l'équation du transfert radiatif polychromatique est décrite en détails dans Matricardi *et al.* [2001] et dans Saunders *et al.* [2002].

Predicteur	Gaz fixes	Vapeur d'eau	Ozone
$X_{j,1}$	$\sec(\theta)$	$\sec^2(\theta)Q_r^2(j)$	$\sec(\theta)O_r(j)$
$X_{j,2}$	$\sec^2(\theta)$	$(\sec(\theta)Q_w(j))^2$	$\sqrt{\sec(\theta)O_r(j)}$
$X_{j,3}$	$\sec(\theta)T_r(j)$	$(\sec(\theta)Q_w(j))^4$	$\sec(\theta)O_r(j)\delta T(j)$
$X_{j,4}$	$\sec(\theta)T_r^2(j)$	$\sec(\theta)Q_r(j)\delta T(j)$	$(\sec(\theta)O_r(j))^2$
$X_{j,5}$	$T_r(j)$	$\sqrt{\sec(\theta)Q_r(j)}$	$\delta T(j)\sqrt{\sec(\theta)O_r(j)}$
$X_{j,6}$	$T_r^2(j)$	$\sqrt[4]{\sec(\theta)Q_r(j)}$	$\sec(\theta)O_r(j)^2O_w(j)$
$X_{j,7}$	$\sec(\theta)T_w(j)$	$\sec(\theta)Q_r(j)$	$\frac{Q_r(j)}{O_w(j)}\sqrt{\sec(\theta)O_r(j)}$
$X_{j,8}$	$\sec(\theta)\frac{T_w(j)}{T_r(j)}$	$(\sec(\theta)Q_r(j))^3$	$\sec(\theta)O_r(j)O_w(j)$
$X_{j,9}$	$\sqrt{\sec(\theta)}$	$(\sec(\theta)Q_r(j))^4$	$O_r(j)\sec(\theta)\sqrt{O_w(j)\sec(\theta)}$
$X_{j,10}$	$\sqrt{\sec(\theta)}\sqrt[4]{T_w(j)}$	$\sec(\theta)Q_r(j)\delta T(j) \mid \delta T(j) \mid$	$\sec(\theta)O_w(j)$
$X_{j,11}$	0	$\delta T(j)\sqrt{\sec(\theta)Q_r(j)}$	$(\sec(\theta)O_w(j))^2$
$X_{j,12}$	0	$\frac{(\sec(\theta)Q_r(j))^2}{Q_w(j)}$	0
$X_{j,13}$	0	$\frac{Q_r(j)\sqrt{\sec(\theta)Q_r(j)}}{Q_w(j)}$	0
$X_{j,14}$	0	$\sec(\theta)\frac{Q_r^2(j)}{T_r(j)}$	0
$X_{j,15}$	0	$\sec(\theta)\frac{Q_r^2(j)}{T_r^4(j)}$	0

TAB. B.1 – Liste des prédicteurs  $X_{j,k}$  RTTOV-7 pour les gaz fixes, la vapeur d'eau et l'ozone, utilisés dans l'équation B.1.  $j$  défini le niveau de pression tel que  $j=0$  est le sommet de l'atmosphère [Matricardi et al., 2001].

Le modèle rapide RTTOV suit un schéma non-linéaire physique et statistique qui est basé sur des calculs de régression sur chaque niveau de pression [e.g. Eyre, 1991]. Dans ce schéma, l'épaisseur optique convoluée  $\hat{d}_{j,\nu^*}$  au nombre d'onde central  $\nu^*$  du canal, depuis le niveau de pression  $j$  vers l'espace, selon la direction de propagation  $\theta$ , s'exprime par un polynôme dont les termes sont des fonctions de la température et de la concentration d'absorbants au niveau  $j$  et au-dessus, appelés "prédicteurs" :

$$\begin{cases} \hat{d}_{j,\nu^*} = \hat{d}_{j-1,\nu^*} + \sum_{k=1}^M a_{j,\nu^*,k} X_{j,k} & j = 2, 44 \\ \hat{d}_{j,\nu^*} = 0 & j = 1 \end{cases} \quad (\text{B.1})$$

$M$  est le nombre total de prédicteurs et les fonctions  $X_{j,k}$  sont les prédicteurs liés aux variables atmosphériques : 10 pour les gaz mélangés, 15 pour la vapeur d'eau et 11 pour l'ozone. Ils sont résumés dans les tableaux B.1 et B.2. Dans la version 7 du modèle, les prédicteurs 14 et 15 sont formulés de façon à simuler le continuum d'absorption de la vapeur d'eau H<sub>2</sub>O, de l'azote N<sub>2</sub> et du dioxyde de carbone CO<sub>2</sub> d'après la formulation semi-empirique développée par Clough *et al* [1989] (version 2.1).

Les prédicteurs de base sont définis à partir de la température, de la pression et de la quantité de gaz absorbants dans la couche considérée sous une direction de propagation  $\theta$ . Les fonctions  $X_{j,k}$  sont

$$\begin{aligned}
T(j) &= [T^{prof}(j+1) + T^{prof}(j)]/2 & T^*(j) &= [T^{ref}(j+1) + T^{ref}(j)]/2 \\
Q(j) &= [Q^{prof}(j+1) + Q^{prof}(j)]/2 & Q^*(j) &= [Q^{ref}(j+1) + Q^{ref}(j)]/2 \\
O(j) &= [O^{prof}(j+1) + O^{prof}(j)]/2 & O^*(j) &= [O^{ref}(j+1) + O^{ref}(j)]/2 \\
P(j) &= [P(j+1) + P(j)]/2
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
T_r(j) &= T(j)/T^*(j) & Q_r(j) &= Q(j)/Q^*(j) & O_r(j) &= O(j)/O^*(j) \\
\delta T(j) &= T(j) - T^*(j)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
T_w(j) &= \sum_{i=2}^j P(i)[P(i) - P(i-1)]T_r(i-1) \\
Q_w(j) &= \left\{ \sum_{i=1}^j P(i)[P(i) - P(i-1)]Q_r(i) \right\} / \left\{ \sum_{i=1}^j P(i)[P(i) - P(i-1)]Q_r^*(i) \right\} \\
O_w(j) &= \left\{ \sum_{i=1}^j P(i)[P(i) - P(i-1)]O_r(i) \right\} / \left\{ \sum_{i=1}^j P(i)[P(i) - P(i-1)]O_r^*(i) \right\}
\end{aligned}$$

TAB. B.2 – Définition des profils pour le calcul des prédicteurs  $X_{j,k}$ . "prof" est associé au profil  $T(j)$ ,  $Q(j)$ , et  $O(j)$  où  $j$  est le niveau de pression. "ref" est associé au profil de référence. Pour les autres variables,  $j$  correspond à la  $j^{ieme}$  couche. [Matricardi et al., 2001].

des combinaisons des ces prédicteurs simples. De plus, la détermination des transmissions convoluées  $\hat{t}$  nécessite que les prédicteurs tiennent compte des propriétés de l'atmosphère située au-dessus de la couche  $j$ .

Les coefficients  $a_{j,\nu^*,k}$  de l'équation B.1 sont des coefficients de régression du modèle, encore appelés coefficients d'expansion. Ils sont calculés par comparaison entre les prédicteurs  $X_{j,k}$  et les épaisseurs optiques  $d_{j,\nu^*} - d_{j-1,\nu^*}$  d'un jeu de profils de référence issus de la base TIGR [Chédin *et al.*, 1985] (42 profils pour la vapeur d'eau et les gaz fixes, 33 profils pour l'ozone). Ceux-ci ont été sélectionnés de manière à représenter les diverses situations de température et de concentrations d'absorbants rencontrés dans la réalité. Pour chacun de ces profils représentatifs de l'atmosphère, les transmissions sont calculées à l'aide d'un modèle raie-par-raie sur la grille de pression fixée. Lors des calculs de transmission, seuls la vapeur d'eau et l'ozone varient, les autres gaz étant maintenus constants et référencés comme "fixes" ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{O}_2$ , CFC11 et CFC12).

Les transmissions sont générées par le modèle GENLN2 [Edwards, 1992] sur les 43 niveaux de pression et pour 6 angles de visée donnés (amélioration des simulations de radiances d'imageurs géostationnaires). De plus, les continua d'absorption de la vapeur d'eau, du dioxyde de carbone et du diazote sont inclus dans les calculs selon le modèle CKD (version 2.1) [Clough *et al.*, 1989]. Enfin, les coefficients spectroscopiques, qui caractérisent la position et l'intensité des raies d'absorption, proviennent de la base de données HITRAN-96 [Rothman *et al.*, 1998].

Le modèle RTTOV-7 a été évalué par Matricardi *et al.* [2001]. Les radiances des canaux 19 HIRS de ATOVS (NOAA-14, 15 et 16) ainsi que les radiances de l'imageur MVIRI (METEOSAT-5, 6 et 7) ont été comparées aux radiances du modèle raie-par-raie GENLN2. L'évaluation a été notamment menée pour les 42 profils utilisés dans le calcul des transmissions. L'amélioration du modèle rapide RTTOV est particulièrement visible dans les canaux "VE", à la fois pour HIRS-12 ( $1481 \text{ cm}^{-1}$ ) et pour le canal 1 de

MVIRI ( $1594 \text{ cm}^{-1}$ ). Pour METEOSAT, le biais passe de  $-0,1\text{K}$  à  $-1.10^{-3}\text{K}$  tandis que l'écart-type est amélioré d'un facteur 10 (de  $0,6\text{K}$  pour la version 5 à  $0,06\text{K}$  pour la version 7).

Les jacobiens ont également été évalués par comparaison aux jacobiens du modèle raie-par-raie Syn-satrad (modèle de transfert radiatif de l'agence Eumetsat). La méthode utilisée suit le principe de "qualité d'ajustement" (ou *goodness of fit*) développée par Garand *et al* [2001] qui permet de résumer de manière simple la qualité du jacobien simulé par un modèle par rapport à la référence raie-par-raie. Il ressort de ces comparaisons que la qualité des jacobiens de température et de vapeur d'eau des canaux "VE" HIRS-12 et de METEOSAT-7 a été particulièrement améliorée grâce au développement de RTTOV-7.

Diverses modifications du modèle RTTOV sont en cours de réalisation (collaboration Met Office, MétéoFrance, CEPMMT, agence Eumetsat) et concernent par exemple l'optimisation des prédicteurs  $X_{j,k}$ , l'ajout de gaz "actifs" ( $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ , etc.), la mise à jour des coefficients de spectroscopie (modèle HITRAN-2000) et du continuum de vapeur d'eau (CKD version 2.4) ou encore l'amélioration de la paramétrisation de l'effet Zeeman [Saunders *et al.*, 2002].

### B.1.2 Traitement de l'absorption des nuages

Par définition, un corps gris (par analogie aux corps noirs) est un corps dont le coefficient d'absorption  $k_\nu$  ne dépend pas du nombre d'onde  $\nu$  (on néglige ici la diffusion). De manière générale, les modèles de circulation atmosphériques traitent les nuages comme des corps gris : le nuage ne va absorber et ne ré-émettre qu'une partie du rayonnement qui lui est incident. Plus simplement, l'approximation des corps gris consiste à définir l'émissivité du nuage en fonction du chemin en eau liquide et en glace. Si l'on considère un nuage d'épaisseur optique  $\tau$ , alors l'émissivité effective montante du nuage  $\epsilon^\uparrow$  est définie par [Stephens, 1978] :

$$F^\uparrow(\tau) = F^\uparrow(0) [1 - \epsilon^\uparrow(\tau)] + \epsilon^\uparrow(\tau) \sigma T^4(\tau)$$

ce qui amène à

$$\epsilon^\uparrow(\tau) = \frac{F^\uparrow(\tau) - F^\uparrow(0)}{\sigma T^4(\tau) - F^\uparrow(0)}$$

Dans cette expression,  $\sigma T^4$  est le rayonnement du corps noir à la température  $T$  au niveau du nuage,  $\sigma=5,67.10^{-8}\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$  est la constante de Stefan-Boltzmann et  $F^\uparrow(\tau)$  et  $F^\uparrow(0)$  sont les flux radiatifs montants au sommet et à la base du nuage. L'émissivité effective descendante  $\epsilon^\downarrow$  se définit de façon similaire.

Afin de prendre en compte l'étalement spatial horizontal du nuage, l'émissivité effective est décomposée comme le produit de la couverture nuageuse horizontale  $n_i$  sur la couche  $i$  par l'émissivité propre du nuage  $\epsilon_i$ . Cette émissivité est reliée au coefficient d'absorption massique  $a_i$  et au chemin en eau liquide ou solide  $W_i$  exprimé en  $\text{g.m}^{-2}$  :

$$\epsilon_i = 1 - e^{-a_i W_i} \quad (\text{B.2})$$

Le coefficient d'absorption massique  $a_i$  varie selon les caractéristiques microphysiques du nuage, telles que la nature du nuage (liquide ou glace), la taille des particules et leur température. Le chemin en eau liquide (ou solide) est l'intégrale verticale du contenu en eau liquide (ou solide).

Dans le modèle RTTOV-7, l'absorption d'un nuage est traitée par l'approximation des corps gris suivant le schéma développé par Morcrette [1991(a)] pour le modèle radiatif à bande large du Centre Européen [Chevallier *et al*, 2001]. Ainsi, dans le cas de nuages semi-transparents, cette approche permet d'exprimer la radiance comme une combinaison linéaire de la radiance de ciel clair et des radiances calculées en présence de nuages mono-couche traités comme des corps noirs. Les coefficients de la combinaison linéaire sont des fonctions de la couverture spatiale  $n_i$  et de l'émissivité du nuage  $\epsilon_i$ . Ces coefficients dépendent également du type de recouvrement des nuages, dans le cas où plusieurs nuages sont répartis sur la verticale. Cette dépendance est modélisée par la probabilité  $C_{i,j}$  d'avoir du ciel clair entre les niveaux nuageux  $i$  et  $j$ .

Il existe classiquement trois approches pour traiter le problème du recouvrement des nuages à l'intérieur d'une maille d'un modèle. Ces approches sont illustrées par la figure B.1 et reposent sur les hypothèses suivantes qui dépendent de la discrétisation verticale du modèle et de la surface de sa maille [e.g. Doutriaux, 1997 ; Roca, 2000] :

- l'hypothèse de recouvrement *maximum* : les nuages sont supposés se recouvrir au maximum dans la maille (figure B.1(a)). C'est le cas dans les régimes de convection profonde pour lesquels le développement du nuage sur la verticale est important.

La probabilité  $C_{i,j}$  s'écrit :

$$C_{i,j} = 1 - \text{Max}_{l=i}^j \{(n\epsilon)_l\}$$

- l'hypothèse de recouvrement *aléatoire* : les différentes couches de nuages sont supposées indépendantes (figure B.1(b)). Cette indépendance des couches exclut le traitement des systèmes synoptiques organisés.

Dans ce cas, la probabilité  $C_{i,j}$  est donnée par :

$$C_{i,j} = \prod_{l=i}^j (1 - n\epsilon)_l$$

- l'hypothèse de recouvrement *maximum-aléatoire* ou *mixte* : dans ce cas les deux approches précédentes sont reliées (figure B.1(c)). Cette hypothèse fournit les résultats les plus satisfaisants car elle offre la possibilité de traiter différentes couches de nuages. La probabilité d'avoir du ciel clair  $C_{i,j}$  est calculée selon un recouvrement aléatoire de blocs de nuages eux-mêmes modélisés par un recouvrement maximum :

$$C_{i,j} = \prod_{l=i}^j \frac{1 - \text{Max} \{(1 - n\epsilon)_{l-1}, (1 - n\epsilon)_l\}}{1 - (1 - n\epsilon)_{l-1}}$$

C'est cette dernière hypothèse de recouvrement qui est appliquée dans le modèle RTTOV-7.

Dans ce type de traitement, lorsqu'un nuage est présent dans une couche du modèle, alors le nuage est supposé la recouvrir entièrement sur la verticale. De plus, cette approche repose sur la notion de couverture efficace  $n^*$  du nuage, définie comme le produit de l'étalement horizontal  $n$  du nuage dans la maille et de son émissivité propre  $\epsilon$  :  $n^* = n\epsilon$ . Cette notion a la particularité de considérer les nuages fins

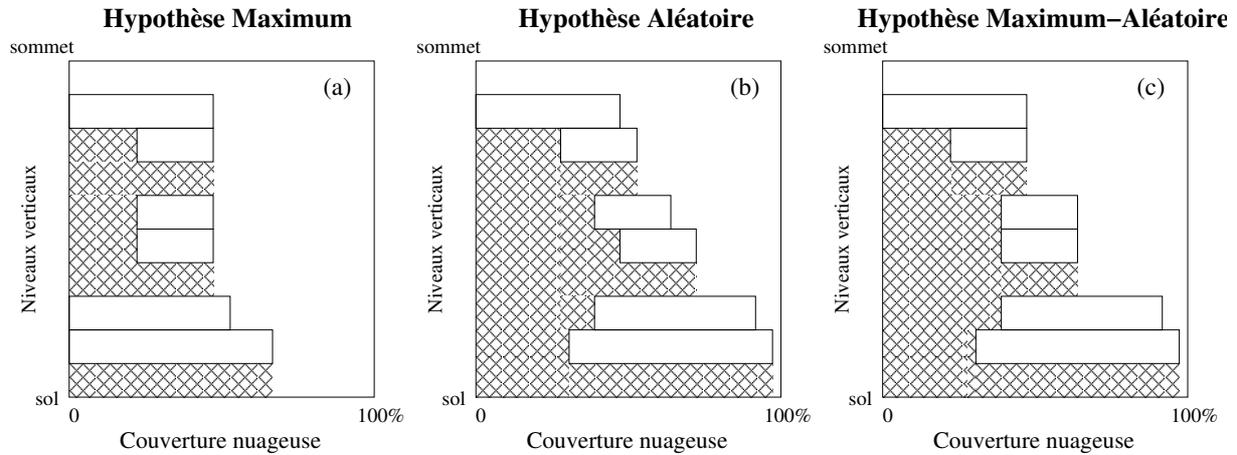


FIG. B.1 – Représentation schématique des différentes hypothèses de recouvrement pour la modélisation des nuages.

( $\epsilon$  petit) et étendus ( $n$  grand), par exemple les cirrus, de la même façon que les nuages épais ( $\epsilon$  grand) et de couvertures horizontales restreintes ( $n$  petit), par exemple des nuages de convection profonde.

La modélisation de la nébulosité par l'hypothèse de recouvrement maximum-aléatoire associée à la notion de couverture efficace du nuage présente cependant une sensibilité importante à la résolution verticale du modèle. Dans RTTOV-7, cette dépendance à la résolution verticale est traitée en considérant séparément les effets de la couverture nuageuse des effets d'émissivité suivant les recommandations de Räisänen [1998] [Chevallier *et al.*, 2001].

Toujours dans RTTOV-7, les propriétés optiques des nuages de glace et d'eau liquide, dans la partie infrarouge du spectre, sont modélisées selon deux méthodes distinctes. Les nuages de glace sont traités d'après la paramétrisation de Ebert et Curry [1992] dans laquelle les cristaux de glace sont modélisés par des cylindres hexagonaux orientés de façon aléatoire. Les propriétés optiques de ces nuages sont définies en fonction du contenu en glace du nuage et de la taille effective des cristaux. Dans le cas des nuages d'eau liquide, le traitement est réalisé selon Smith et Shi [1992] : l'émissivité effective  $\epsilon_i$  (éq. B.2) est exprimée en fonction du chemin en eau liquide équivalent de la couche nuageuse et le coefficient d'absorption massique  $a_i$  est déterminé de façon indépendante pour les flux montant et descendant. Le niveau de gel est fixé à 273K et délimite les chemins en eau liquide et en glace à l'intérieur des couches nuageuses. Le calcul du coefficient d'absorption massique (flux montant ou descendant) est réalisé de façon statistique selon une paramétrisation du rayon effectif des gouttes d'eau basée sur la réduction des effets de diffusion multiple.

Enfin, la taille effective des particules est fixée en cohérence avec le modèle du Centre Européen [Morcrette, 1991(a)]. Le rayon des cristaux de glace varie entre 30 et 60  $\mu\text{m}$  avec une dépendance à la température, tandis que les particules d'eau liquide ont leur rayon fixé à 10  $\mu\text{m}$  au-dessus des surfaces continentales et à 13  $\mu\text{m}$  au-dessus des mers et océans [Chevallier *et al.*, 2001].

## B.2 Les ré-analyses ERA-40

Les nouvelles ré-analyses du CEPMMT apportent une nouvelle synthèse des mesures obtenues *in situ* et par télédétection depuis le milieu de l'année 1957 jusqu'au mois de décembre 2001. Les données ERA-40 complètent ainsi les ré-analyses NCEP qui offrent des données depuis 1947 [Kalnay *et al.*, 1996], tandis que les ré-analyses précédentes ERA-15 couvrent la période 1979-1993 [Simmons et Gibson, 2000].

En combinant observations et informations issues d'un modèle de prévision numérique à courte échéance, l'assimilation de données atmosphériques permet de produire une estimation de l'état de l'atmosphère et des conditions de surface, ou *analyse*, à un instant donné. La méthode d'assimilation est fondée sur la prise en compte d'observations diverses pour l'initialisation d'un modèle de prévision [e.g. Lorenc, 1995 ; Talagrand, 1997]. Ces données, dites "asynchrones", sont par exemple les données satellites, ou des mesures effectuées par bateau ou par avion. Les observations utilisées sont ainsi fournies avec une précision et une distribution spatio-temporelle particulière.

La procédure d'assimilation permet d'insérer dans le modèle cette masse souvent importante d'informations non intégrées dans le lancement initial des calculs. Ainsi, des comparaisons sont effectuées à des intervalles de temps réguliers entre les valeurs provenant des données asynchrones d'une part et les valeurs correspondantes qu'aurait prévu le modèle sur ce court intervalle de temps d'autre part. A partir des différences entre la première estimation (ou *first guess*) de l'état de l'atmosphère ainsi fournie par le modèle et les nouvelles observations, l'évolution du modèle est rectifiée. Ces résultats ajustés deviennent pour la suite les nouvelles données initiales pour le pas de temps suivant.

Le séquençage des instants initiaux successifs constitue une évolution spatiale et temporelle de l'état de l'atmosphère cohérente avec les observations. Ces données forment ainsi une analyse des observations disponibles et dépendent de façon implicite des schémas physiques et dynamiques utilisés dans le modèle de prévision.

Avec l'amélioration des méthodes d'assimilation, la *ré-analyse* des observations passées constitue une étape importante de notre connaissance de l'état de l'atmosphère sur de longues périodes de temps [e.g. Simmons, 2001].

Les premières ré-analyses ERA-15 avaient deux sources de données satellites : les radiances ciel clair de TOVS et les vents de nuages provenant des satellites géostationnaires GOES et METEOSAT. Dans le cadre des ré-analyses ERA-40, les radiances de nombreuses plateformes sont assimilées dans un système d'assimilation variationnel 3D [e.g. Uppala, 2001] :

- les données IR du VTPR (Vertical Temperature Profiler Radiometer) (1972-1979) ;
- les observations d'ozone des instruments TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) et SBUV (Solar Backscatter UltraViolet) (depuis 1978) ;
- les radiances des instruments de TOVS (MSU, HIRS, SSU) et ATOVS (AMSU-A) (depuis 1978 et 1998 respectivement) ;
- les vents de nuages (période 1982-1988 re-calculée par l'agence Eumetsat) (depuis 1978) ;

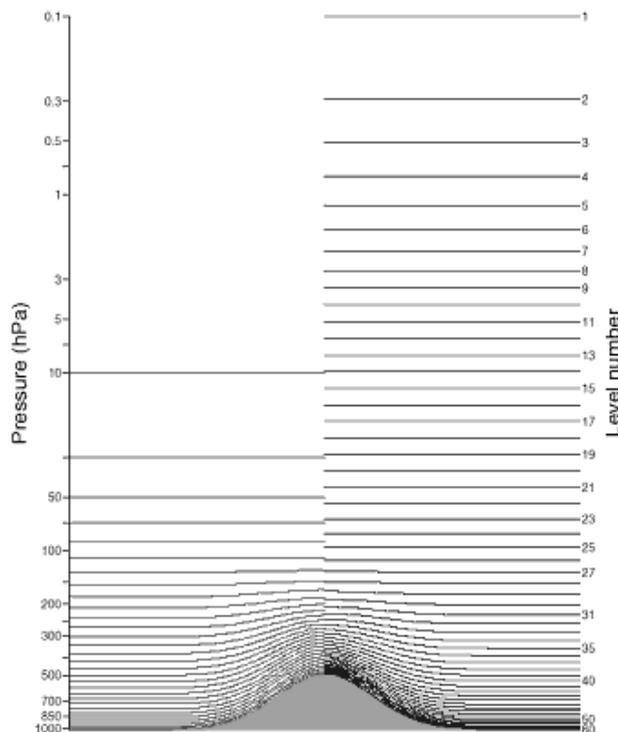


FIG. B.2 – Discretisation de l’atmosphère en niveaux  $\eta$  pour les ré-analyses du CEPMMT : 31 niveaux pour les données ERA-15 (à gauche) et 60 niveaux pour les données ERA-40 (à droite).

- les mesures microondes de l’instrument SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) (depuis 1987) ;
- les mesures du diffusiomètre des satellites ERS-1 et 2 (European Remote Sensing satellite) (depuis 1991 et 1995).

De plus, les données conventionnelles d’observations sont issues de sources variées telles que :

- les expériences du Global Atmosphérique Research Program (GARP) Atlantic Tropical Experiment (GATE) en 1974 ;
- le First GARP Global Experiment (FGGE) en 1979 ;
- le projet Alpine Experiment (ALPEX) en 1982 ;
- les données plus récentes de TOGA-COARE de 1992-1993 (Tropical Ocean Global Atmospheres / Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment) ;
- les archives du CEPMMT, de la Japan Meteorological Agency (JMA) et de la Marine américaine.

Pour tenir compte des discontinuités de pression dues à l’orographie, la discrétisation verticale des ré-analyses ERA-40 est réalisée sur des niveaux  $\sigma$ -hybrides (ou niveaux  $\eta$ ), répartis sur 60 niveaux entre la surface et une altitude d’environ 65km (0,1hPa) : ainsi, la résolution est plus fine dans la couche limite planétaire et la stratosphère est décrite avec précision. Par comparaison, les ré-analyses ERA-15 sont

disponibles sur 31 niveaux  $\sigma$ , le maximum étant situé à 10hPa. La figure B.2 représente la résolution verticale des ré-analyses successives ERA-15 et ERA-40.

Les champs ERA-40 couvrent de manière globale de la Terre sur une grille régulière de  $1,125^\circ$  avec une fréquence temporelle de 6 heures (0h, 6h, 12h et 18h TU). De plus, les champs 3-D sont disponibles sur les 60 niveaux  $\sigma$  sur le serveur de données Climat-Rayonnement du LMD (dans le cadre de l'IPSL).

## B.3 La climatologie ISCCP

Nous présentons dans cette section le projet ISCCP ainsi que les différents produits issus des analyses des radiances satellitales. Les principaux aspects de l'algorithme d'analyse sont présentés. On pourra se référer aux différents rapports techniques disponibles sur le site web ISCCP pour plus de détails sur l'algorithme (<http://isccp.giss.nasa.gov/index.html>).

### B.3.1 Description du projet et de la méthode d'analyse

Le projet ISCCP est un projet qui a été conçu en 1982 par le WCRP (World Climate Research Program). Dans le cadre de ce projet les mesures des radiances par les satellites sont collectées afin d'accéder à une climatologie des propriétés physiques et radiatives des nuages ainsi qu'à leurs distributions spatiales et à leurs variations à différentes échelles de temps, de l'interannuel au journalier [Schiffer et Rossow, 1983]. Pour ce projet de climatologie des nuages, la résolution spatiale et temporelle est privilégiée par rapport à la résolution spectrale : les radiances utilisées sont fournies par un réseau de 5 satellites géostationnaires (METEOSAT-2 à 5, GMS-1 à 5, Insat -1 an de données-, GOES-5 à 9) et par le sondeur TIROS-N à bord de deux satellites à défilement héliosynchrones de la NOAA (n°7 à 14, excepté NOAA-13).

La détection des nuages et la détermination de leurs propriétés radiatives sont réalisées en combinant les radiances mesurées dans les domaines VIS (0,5-0,7 $\mu\text{m}$ ) et IR (10,5-12,5 $\mu\text{m}$ ). Le tableau B.3 présente les caractéristiques spectrales et spatiales des mesures IR et VIS des satellites du réseau ISCCP.

	NOAA	METEOSAT	GOES	GMS
IR ( $\mu\text{m}$ )	10,3-11,3 11,5-12,5	10,5-12,5	10,5-12,5	10,5-12,5
VIS ( $\mu\text{m}$ )	0,58-0,6 0,725-1	0,4-1,1	0,55-0,75	0,55-0,75
Résolution ( $\text{km}^2$ )	1,1	5	6,9	5

TAB. B.3 – Canaux IR, VIS (en  $\mu\text{m}$ ) et résolutions spatiales (en km) pour la série de satellites météorologiques participant à l'ISCCP.

Ces radiances sont collectées depuis juillet 1983 et sont disponibles jusque septembre 2001. Afin d'étudier les variations des propriétés physiques des nuages sur de longues périodes de temps, les radiances des deux canaux VIS et IR sont normalisées par rapport aux radiances fournies par les radiomètres AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) des satellites polaires NOAA et considérées comme référence d'étalonnage [Desormeaux *et al.*, 1993 ; Brest *et al.*, 1997]. Bien que les radiances mesurées dans d'autres domaines spectraux soient également collectées (canaux "VE"  $\sim 6,3\mu\text{m}$  et autres canaux IR, dépendants du satellite) celles-ci ne sont pas ré-étalonnées [Rossow *et al.*, 1996].

Le premier niveau du traitement des radiances, appelé niveau B3, correspond à un échantillonnage spatial et temporel des données : la résolution spatiale nominale est d'environ  $5\text{km}^2$  avec un intervalle régulier de  $30\text{km}$  et une fréquence temporelle de 3 heures.

L'algorithme de traitement ISCCP repose sur 3 étapes combinant les images B3 aux profils de température et d'humidité issus des données TOVS et à des informations additionnelles comme l'enneigement, la topographie et le type de végétation [Rossow et Schiffer, 1991 ; Rossow *et al.*, 1991] :

1. **L'identification des scènes.** La détection des pixels nuageux est réalisée par le biais d'une comparaison entre les radiances VIS et IR et des valeurs composites de ciel clair, prises comme références, issues de l'analyse des variations spatio-temporelle des radiances dans une grille dégradée. Ainsi, les conditions de ciel clair sont associées aux faibles variabilités spatiales et temporelles dans le VIS et l'IR comme l'ont montré de nombreuses études telles celles de Coakley et Bretherton [1982], Sèze et Desbois [1987] ou encore Sèze et Rossow [1991]. De nuit, cette analyse est restreinte aux seules radiances IR.
2. **L'analyse radiative.** Chaque scène est comparée aux simulations d'un modèle de transfert radiatif développé pour simuler les mesures des canaux AVHRR. Dans le modèle, les nuages sont supposés indépendants et sont représentés par des plans parallèles couvrant totalement le pixel, horizontalement et verticalement uniformes. Les propriétés physiques des nuages déduites des comparaisons sont, notamment, l'épaisseur optique ( $\tau_{vis}$  : de jour seulement ;  $\tau_{ir}$ ), la température  $T_c$  par les mesures de l'IR et la pression au sommet  $P_c$  par collocation avec les profils  $(T, q)$  de TOVS ainsi que le contenu intégré en eau précipitable.  
L'utilisation des profils TOVS colocalisés permet de déduire également, dans le cas des régions claires, les propriétés radiatives de la surface : l'albédo (dans le VIS on suppose que les surfaces sont des réflecteurs isotropes) et la température (dans l'IR l'émissivité est supposée égale à 1).
3. **Les analyses statistiques.** Les résultats de l'analyse radiative de chaque satellite sont réunis par zone d'observation (sur des critères de géométrie de visée) et la résolution spatiale est dégradée à  $280\text{km}$ , afin d'accéder à une distribution globale des analyses occupant une place mémoire raisonnable. Les statistiques sont les moyennes et écarts-type des propriétés des nuages et de la surface.

La méthode de détection des nuages est basée sur le fait que la présence d'un nuage induit d'importantes variabilités spatiales et temporelles dans les radiances IR et VIS.

### B.3.2 Description des produits

Le traitement des radiances VIS et IR des scènes nuageuses est résumé par une classification en 9 types de nuages (série D), fonction de l'épaisseur optique et de la pression au sommet. Cette classification est décrite sur la figure B.3. Les analyses statistiques, fournies après dégradation de la résolution spatiale

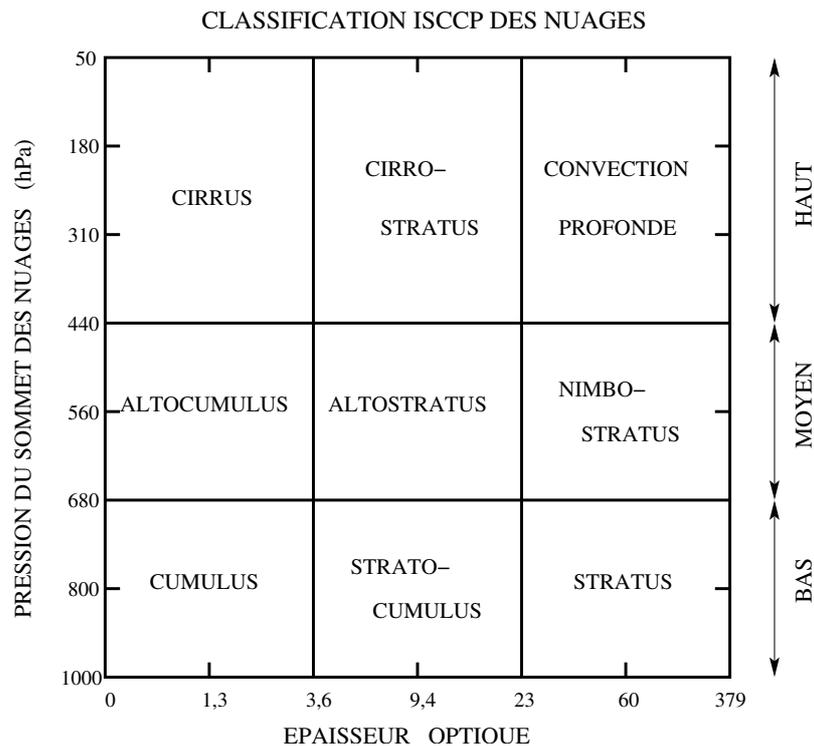


FIG. B.3 – Schéma représentant les 9 classes de nuages ISCCP-D en fonction de l'épaisseur optique et de la pression au sommet. D'après Rossow et al. [1996].

(280km<sup>2</sup>), sont disponibles sous deux formes : à la fréquence de 3 heures (C1/D1) ou en moyenne mensuelle (C2/D2). Les différents produits sont résumés dans le tableau B.4.

Dans la série C de l'analyse ISCCP, le modèle de transfert radiatif traitait tous les nuages comme s'ils étaient composés de gouttes d'eau sphériques dont la taille suit une loi de distribution  $\Gamma$ , caractérisée par un rayon effectif de 10 $\mu$ m. De nombreuses études portant sur l'analyse de la climatologie ISCCP ont permis d'améliorer ces données C [Rossow *et al.*, 1991], et plus particulièrement le traitement des cirrus et des nuages polaires (série D, [Rossow et Schiffer, 1999]). Ainsi, Liao *et al.* [1995(a);1995(b)] ont évalué la qualité de la détection des cirrus ISCCP en la comparant aux mesures obtenues par la méthode d'occlusion au limbe de SAGE-II (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment-II, [e.g. McCormick *et al.*, 1979; Wang *et al.*, 1994]), tandis que Jin *et al.* [1996] ont appliqué la méthode de comparaison des raies de fortes absorption du CO<sub>2</sub> des canaux à 13 et 15 $\mu$ m de HIRS (ou CO<sub>2</sub>-slicing method) pour détecter les nuages. Ces deux analyses complémentaires ont révélé une sous-estimation, par l'analyse ISCCP, de

<i>Jeux de données</i>	<i>Résolution</i>		<i>Période couverte</i>	<i>Informations</i>
	<i>spatiale</i>	<i>temporelle</i>		
B3	pixels de 5km <sup>2</sup> ; intervalle de 30km	3h	07/1983 - 09/2001	radiances IR et VIS calibrées et naviguées
CX	pixels de 5km <sup>2</sup> ; intervalle de 30km	3 h	(non distribués)	radiances VIS et IR calibrées et naviguées, résultats de la détection de nuages, propriétés radiatives de la surface et des nuages
C1	280×280 km (grille globale)	3 h	07/1983 - 06/1991	moyenne spatiale des données CX ; données statistiques de la détection des nuages et des propriétés radiatives de la surface et des nuages
C2	280×280 km (grille globale)	1 mois	07/1983 - 06/1991	moyenne mensuelle du niveau C1 ; cycle journalier moyen, distribution et propriétés de la nébulosité globale et types de nuages
DX	pixels de 5km <sup>2</sup> ; intervalle de 30km	3 h	07/1983 - 09/2001	<b>ré-analyses du niveau CX :</b> radiances VIS et IR calibrées et naviguées, résultats de la détection de nuages, propriétés radiatives de la surface et des nuages
D1	280×280 km (grille globale)	3 h	07/1983 - 09/2001	moyenne spatiale du niveau DX, propriétés des types de nuages, données TOVS (atmosphère, surface)
D2	280×280 km (grille globale)	1 mois	07/1983 - 09/2001	moyenne mensuelle du niveau D1 ; cycle journalier moyen, distribution et propriétés de la nébulosité totale et types de nuages

TAB. B.4 – Détails des différents produits nuageux de l'ISCCP.

5 à 10% de la couverture nuageuse élevée, sous-estimation essentiellement due à la non-détection des cirrus les plus fins ( $\tau \leq 0,1$  au-dessus des océans ;  $\tau \leq 0,3$  au-dessus des continents.)

Dans les ré-analyses (série D), un modèle de transfert radiatif est consacré au traitement de la microphysique des nuages de glace. Ceux-ci sont identifiés par une température au sommet inférieure à 260K et sont modélisés par des polycristaux de glace, dont la taille est comprise entre 20 et 50 $\mu\text{m}$  distribuée selon la loi de Junge (loi en puissance -2), et de rayon effectif de 30 $\mu\text{m}$ , suivant les résultats obtenus par Mishchenko *et al.* [1996].

L'étude de ces données D a révélé un biais de température au sommet réduit à moins de 2K pour les nuages bas et à moins de 4K pour les nuages élevés, optiquement fins, exceptés dans le cas de couverture multi-couches (cirrus au-dessus de nuages bas). L'utilisation du modèle de microphysique des particules de glace conduit à une diminution du biais d'épaisseur optique à moins de 10%, et le biais résiduel est principalement dû aux tailles supposées et réelles des particules ainsi qu'aux inhomogénéités dans les nuages à des échelles inférieures à 5km [Rossow et Schiffer, 1999].

De manière générale, la série D contient davantage de nuages bas, plus particulièrement au-dessus des déserts et aux moyennes latitudes, une couverture de nuages moyens plus importante au-dessus du Groënland et du continent Antarctique, et davantage de nuages élevés au-dessus des surfaces continentales [Doutriaux-Boucher et Sèze, 1998]. Les modifications apportées aux ré-analyses DX conduisent à de meilleurs accords avec les autres climatologies de nuages, telle celle issue des données HIRS/MSU, dérivée à l'aide de l'algorithme d'inversion 3I [Stubenrauch *et al.*, 1999(a)].



## Annexe C

# Description des méthodes d'étalonnage du canal "VE" de METEOSAT

### C.1 Gain et coefficient d'étalonnage

Les comptes numériques transmis par un capteur "VE" sont exploités après l'étalonnage de ce capteur et après avoir procédé à la navigation des données (lien entre l'espace image (ligne ; colonne) et l'espace géographique (latitude ; longitude)). L'agence Eumetsat propose par ailleurs un tel algorithme de navigation.

Des tests préliminaires aux lancements des METEOSAT ont permis d'établir que la relation entre le compte numérique du canal "VE" et la radiance est linéaire et s'écrit [Schmetz, 1989] :

$$R_{sat} = \alpha' G \times (CN_{mes} - CN_0) = \alpha \times (CN_{mes} - CN_0) \quad (C.1)$$

où  $CN_{mes}$  est le compte numérique mesuré par le capteur et  $CN_0$  est un compte numérique de référence obtenu lorsque le radiomètre vise l'espace (*space count*).

Le coefficient d'étalonnage  $\alpha = \alpha' G$  s'exprime en  $W.m^2.sr^{-1}.cn^{-1}$ . Il est fonction du gain  $G$  caractérisant l'amplification de l'intensité du signal électrique. Il existe 16 niveaux de gain différents (0 - 15) qui permettent d'obtenir une description optimale de l'échelle radiométrique des comptes numériques (0 - 255). Le facteur de gain  $G$  est ajusté afin de compenser des effets de contamination et/ou le vieillissement du capteur. Les modifications du gain sont généralement compensées par un ajustement du coefficient d'étalonnage.

L'étalonnage du capteur "VE" peut être réalisée selon plusieurs méthodes détaillées dans les parties qui suivent.

## C.2 Satellites MET-2 à 6 : méthode statistique

### C.2.1 Description de la méthode et mises à jour

La méthode statistique d'étalonnage (*vicarious calibration*) développée par Eumetsat est la seule méthode d'étalonnage disponible depuis MET-2 jusque MET-6. En effet, le système optique d'observation d'un corps noir à bord de cette série de satellites, initialement prévu pour un étalonnage absolu et stable du capteur "VE", ne tient compte ni du télescope principal, ni de la différence de chemin optique entre celui parcouru pour l'observation du corps noir et celui parcouru pour l'observation de la Terre [Schmetz, 1989]. De plus, le système d'étalonnage par corps noir a connu des défaillances techniques sur plusieurs instruments. Pour ces raisons, l'étalonnage du canal "VE" est réalisé à l'aide de données issues de radiosondages utilisées comme références géophysiques externes.

Cette méthode statistique, ainsi que ses mises à jours successives, sont décrites en détails dans la thèse de R. Roca [2000] et dans l'article de Picon *et al.* [2003] concernant le processus d'homogénéisation des données "VE" METEOSAT sur la période juillet 1983 - février 1997.

Bien que la méthode statistique d'étalonnage ait subi plusieurs améliorations tout au long de la période d'observation des satellites du Programme de Transition, le principe de la méthode reste le même :

1) Les comptes numériques  $CN_{mes}$  fournis par les radiomètres sont collocalisés avec les radiances simulées  $R_{sim}$  de profils de température et d'humidité de radiosondages. Ces derniers sont fournis à l'agence Eumetsat par le Global Telecommunication System de la World Meteorological Organization à la fréquence de deux par jour (12h TU et 24h TU) [Schmetz, 1989 ; Van de Berg *et al.*, 1995]. La position des radiosondages est limitée à l'arc de cercle  $55^\circ$  autour du point subsatellite afin de limiter les mesures de radiance de moindre précision aux grands angles de visée du fait de la distorsion des images, et les mesures sont ajustées sur les niveaux de pression du modèle de transfert radiatif. Il faut remarquer ici que, la mesure de l'humidité relative s'arrêtant généralement à 300hPa, le profil d'humidité relative est interpolé linéairement pour atteindre 0% à 100hPa [Takayama, 1992].

2) La collocation est réalisée sur les scènes de ciel clair et de nuages bas, ces derniers n'influençant pas le rayonnement de la bande "VE" [Schmetz et Turpeinen, 1988]. Les scènes sont sélectionnées à partir des informations du CDS (*Climate Data Set*). Les produits du CDS sont issus d'un algorithme d'analyse multispectrale (canaux IR et "VE") permettant de classer les scènes de chaque point d'une grille de données dégradée ( $32 \times 32$  pixels) selon 5 catégories : surface de la mer, ciel clair, nuages bas, moyens, et hauts.

3) L'algorithme opérationnel de l'étalonnage est un algorithme de **régression à 1 paramètre**, illustré par la figure C.1. A partir de la connaissance *a priori* du caractère linéaire de la réponse du capteur à un rayonnement incident, l'équation de la droite de régression C.1 est calculée entre le centre de gravité des collocations et le compte  $CN_0$  pris comme ordonnée à l'origine. La pente de la droite de régression correspond ainsi au coefficient d'étalonnage  $\alpha$ .

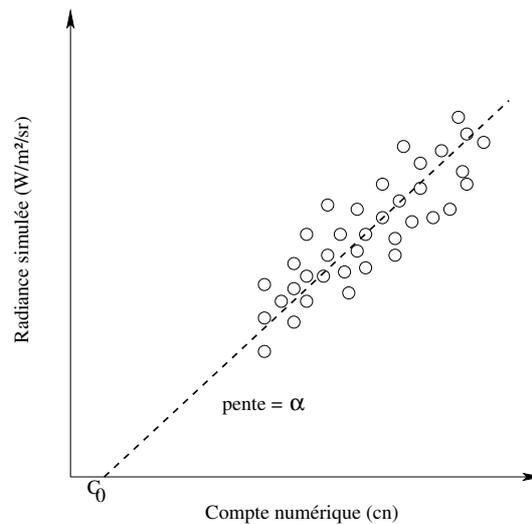


FIG. C.1 – Schéma de la régression à 1 paramètre pour le calcul du coefficient d'étalonnage  $\alpha$ .

La relation entre les comptes numériques et la radiance (éq. C.1) est mise en oeuvre pour les observations de ciel clair ( $T_B$  chaudes) et pour l'espace via la mesure de  $CN_0$  ( $T_B$  très froides, de l'ordre de 90K). Par continuité, on peut ensuite appliquer cette relation linéaire aux radiances intermédiaires associées aux nuages.

Durant la période 1983-1997, la procédure d'étalonnage a subi plusieurs modifications résumées dans le tableau C.1 suivant :

Satellite	MET-2	MET-3	MET-4	MET-3	MET-4	MET-5
Début	17/07/83	12/08/88	19/06/89	24/01/90	19/04/90	04/02/94
Fin	11/08/88	18/06/89	23/01/90	18/04/90	03/02/94	13/02/97
Evènements d'étalonnage	01/09/87 : nouv. méthode			03/02/94 : nouv. méthode		

TAB. C.1 – Satellites METEOSAT en opération et évènements principaux d'étalonnage sur la période juillet 1983 - février 1997. Tableau tiré de Picon et al. [2003].

Jusqu'en 1987, l'étalonnage opérationnel est mis à jour lorsque l'écart entre l'humidité relative moyenne de la couche 600-300hPa des radiosondes colocalisés et l'UTH inversée des  $T_B$  de METEOSAT dépasse 5%, sur un nombre consécutif d'images "VE" colocalisées [Schmetz et Turpeinen, 1988]. Cette méthode conduit à une actualisation maximale de 9 fois par ans. Ce seuil arbitraire de 5% permet également d'éviter le bruit inhérent dû aux mesures erronées d'humidité par les radiosondages.

En septembre 1987, l'amélioration de la procédure d'étalonnage concerne l'actualisation du coefficient  $\alpha$  grâce à un test de cohérence satio-temporelle. Ce test est basé sur l'estimation de la moyenne et de l'écart-type des coefficients  $\alpha_i$  issus des 6 dernières images instantanées, ce qui représente environ 250 à 300 collocations. Les  $\alpha_i$  qui s'écartent de la moyenne de plus d'une fois l'écart-type sont exclus

du calcul d'un nouvel  $\alpha'$ . Si ce nouveau coefficient présente une différence de plus de 1,5% avec le coefficient  $\alpha$  précédent alors  $\alpha'$  est le nouveau coefficient d'étalonnage. Avec cette méthode, la fréquence maximale de mise à jour depuis 1987 est de deux par jour, fréquence qui est atteinte par exemple pendant les périodes d'éclipses.

La procédure d'étalonnage a ensuite été modifiée au moment de la transition de MET-4 vers MET-5 [Van de Berg *et al.*, 1995]. En premier lieu, le modèle de transfert radiatif utilisé pour la simulation des  $R_{sat}$  à partir de profils de température et d'humidité issus de radiosondages a été mis à jour, grâce, notamment, à de nouveaux coefficients spectroscopiques d'absorption de l'eau (nouvelle version de LOWTRAN-5), et à l'augmentation de la résolution verticale du modèle (on passe de 14 à 19 niveaux). La principale modification concerne la sélection des radiosondages utilisés pour la détermination du coefficient d'étalonnage. La plupart des sondes utilisées (hygristores en carbone) ont une faible sensibilité aux variations d'humidité dans des environnements très secs [e.g. Elliott et Gaffen, 1991 ; Miloshevich *et al.*, 2001]. Le contrôle de qualité des radiosondages est particulièrement important pour le transfert radiatif étant donné qu'une petite erreur sur l'humidité relative d'un profil sec entraîne des erreurs importantes sur le calcul de la radiance [Spencer and Braswell, 1997]. Les radiosondages les plus secs pouvant présenter des imprécisions de mesure importantes sont éliminés lorsque leur UTH est plus faible que 4%. Cette sélection permet de réduire de l'écart-type des  $\alpha$  cumulés sur 1 mois d'environ 35%.

Cette dernière mise à jour du modèle de transfert radiatif ainsi que le contrôle de qualité plus sévère des radiosondages utilisés induisent une diminution des coefficients d'étalonnage d'environ 8% en moyenne et une amélioration de la stabilité temporelle de 50%.

### C.2.2 Problème des éclipses

Au moment des équinoxes de Printemps et d'Automne, le soleil est dans l'axe du satellite autour de 00h TU. Dans cette configuration, la lumière du soleil peut être captée, après réflexion sur le système optique, par le radiomètre. Ce phénomène parasite les images satellitales prises de nuit et se traduit en régions très sombres (et donc très chaudes) dans les observations du canal "VE". La figure C.2 illustre ce type de problème rencontré lors des périodes d'éclipses.

Les périodes concernées par les éclipses sont donc :

- de la fin du mois de février au début du mois d'avril ;
- de la fin du mois d'août au début du mois d'octobre.

La durée de ces éclipses et leur apparition dépendent des caractéristiques de l'orbite du satellite et elles ont un impact non négligeable sur l'étalonnage du capteur "VE". En effet, l'utilisation d'un radiosondage à 00h TU pour la collocation avec une image "VE" risque d'être réalisée avec des pixels plus chauds que pour les autres images de journée. Comme détaillé précédemment, la collocation avec les radiosondages a lieu deux fois par jour, ce qui implique que la mise à jour des coefficients d'étalonnage, basée sur l'analyse de leur stabilité temporelle, est plus fréquente. Ceci se traduit par une forte variabilité journalière dans durant ces périodes.

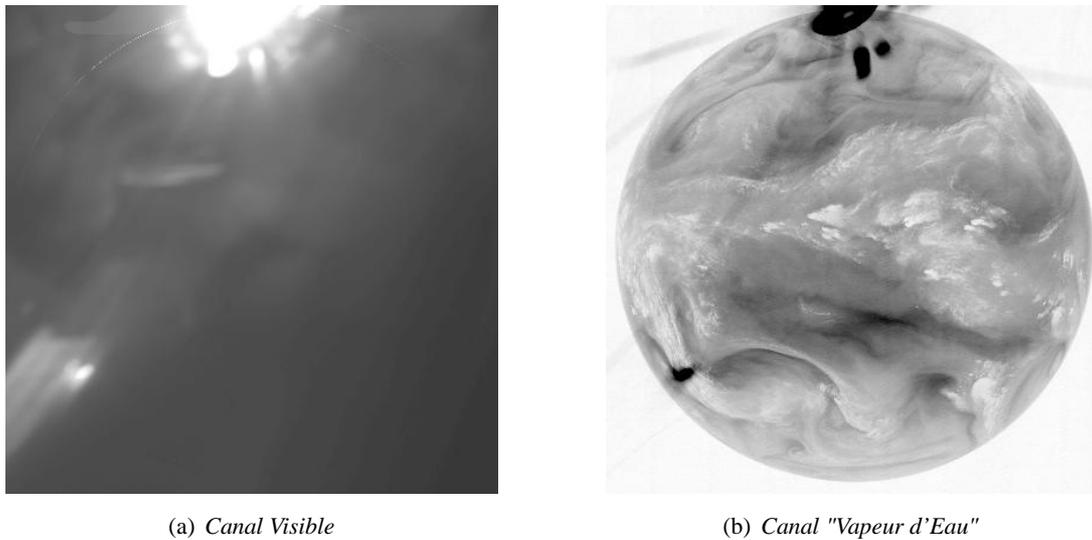


FIG. C.2 – Eclipse du 12 avril 1992 à 00h TU sur les canaux Visible (a) et "Vapeur d'Eau" (b) de MET-4. Images provenant du site internet [www.eumetsat.de](http://www.eumetsat.de).

Un deuxième effet de la géométrie de l'observation pendant les éclipses se traduit par l'apparition de bandes blanches horizontales. Ces structures de bandes froides sont initiées par des points très brillants qui apparaissent en dehors du disque terrestre, et qui provoquent une réinitialisation de l'instrument sur ces lignes d'observation [Köpken, 2001].

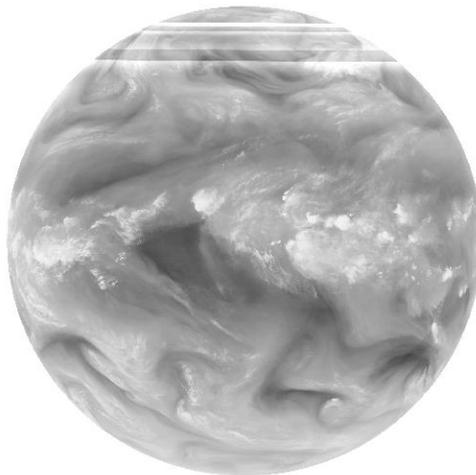


FIG. C.3 – Exemple de bandes blanches sur une image "VE" prise le 13 mai 1997 (MET-7). Image provenant du site internet [www.eumetsat.de](http://www.eumetsat.de).

Les images "VE" fortement contaminées ne sont donc pas prises en compte pour le calcul du coefficient d'étalonnage, et les produits dérivés de ces images (e.g. CDS), ne sont pas distribués par l'agence

Eumetsat. Cependant, on a pu observer une légère contamination des images "VE" en dehors de ces périodes de fortes éclipses non diffusées [Köpken, 2001].

### C.3 Satellites MET-7 et MET-8 : Utilisation d'un corps noir

On considère généralement que la visée de corps noirs permet un étalonnage *absolu* d'un capteur dans l'IR thermique. Cette méthode procure également une meilleure stabilité temporelle de l'étalonnage. La figure C.4 illustre le mécanisme permettant d'utiliser des corps noirs de référence placés sur le radiomètre.

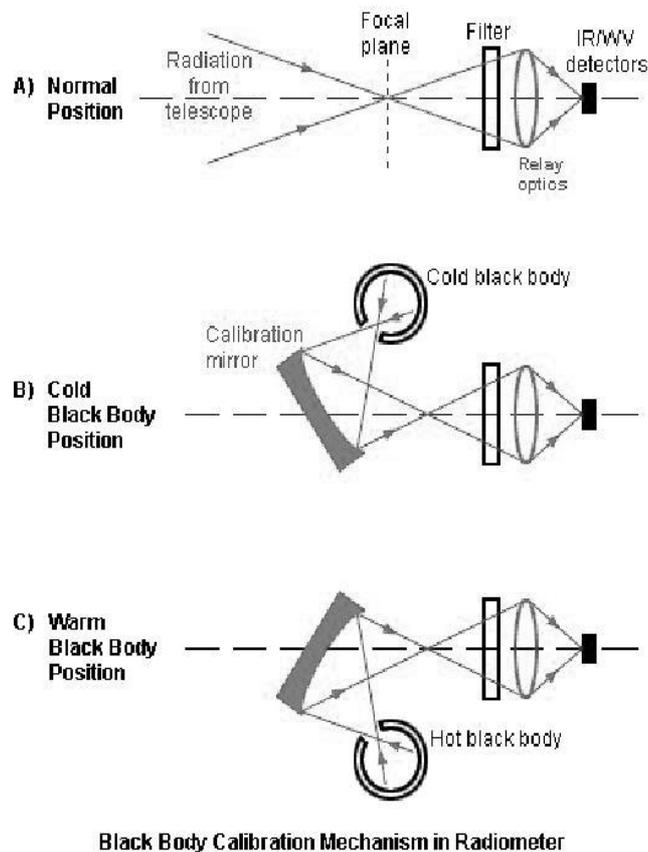


FIG. C.4 – Représentation schématique du contrôle des capteurs IR et "VE" à l'aide de deux corps noirs placés à bord des satellites. Figure provenant du site internet [www.eumetsat.de](http://www.eumetsat.de).

Deux corps noirs de températures connues sont observés de manière séquentielle au moins une fois par jour à l'aide d'un miroir tournant. Le corps noir qui constitue la référence dite "froide" est à la température ambiante de l'appareil ; la référence dite "chaude" est à une température qui diffère d'environ

50K de la référence "froide". Les comptes numériques mesurés par le radiomètre sont ensuite reliés de manière linéaire aux comptes numériques mesurés lors de la visée des corps noirs de manière similaire à la méthode statistique. Cette méthode implique cependant une correction liée aux mouvements des miroirs et à la géométrie de la visée qui est différente selon que l'on observe la Terre ou les corps noirs.

Ce mécanisme est utilisé de manière opérationnelle sur MET-7 depuis le 29 mai 2000 et a été mise à jour le 4 janvier 2001. L'étalonnage obtenu par cette méthode a montré une meilleure stabilité temporelle du canal "VE" par rapport à la méthode d'étalonnage statistique utilisée auparavant, avec toutefois une bonne cohérence des mesures et moins de 1% de biais [Tjemkes *et al*, 2001]. Ce type de mécanisme est également utilisé pour les canaux de l'IR thermique à bord des satellites MSG et une précision de 1K a été estimée avant le lancement [Schmetz *et al.*, 2002(b)].



# Liste des Acronymes

AIRS	: Atmospheric InfraRed Sounder
AMIP	: Atmospheric Model Intercomparison Project
AMSU	: Advanced Microwave Sounding Unit
ARTS	: Atmospheric Radiative Transfer Simulator
AVHRR	: Advanced Very High Resolution Radiometer
CDS	: Climate Data Set
CEPMET	: Centre Européen de Prévision Météorologiques à Moyen Terme
DMSP	: Defense Meteorological Satellite Program
ERBE	: Earth Radiation Budget Experiment
ERS	: European Remote Sensing satellite
FIRE	: First ISCCP Regional Experiment
FTH	: Free Tropospheric Humidity
GMS	: Geostationary Meteorological Satellite
GOES	: Geostationary Operational Environmental Satellite
3I	: Improved Initialization Inversion method
INDOEX	: Indian Ocean Experiment
IPCC	: Intergovernmental Panel on Climate Change
ISCCP	: International Satellite Cloud Climatology Project
GATE	: Global Atmospheric Research Program -GATE- Atlantic Tropical Experiment
HIRS	: High Resolution Infrared Radiation Sounder
LOWTRAN	: Low resolution Transmittance
MCG	: Modèle de Circulation Générale
METEOSAT	: Meteorological Satellite
MINOS	: Mediterranean Intensive Oxidant Study
MODTRAN	: Moderate resolution Transmittance
MOS	: Marine Observation Satellite
MSU	: Microwave Sounding Unit
MVIRI	: METEOAST Visible and InfraRed Imager

NCEP	:	National Center for Environmental Prediction
NESDIS	:	National Environmental Satellite Data and Information Service
NOAA	:	National Oceanic and Atmospheric Administration
OLR	:	Outgoing Longwave Radiation
RTTOV	:	Radiative Transfer for the TOV sounder
SBUV	:	Solar Backscatter UltraViolet
SEVIRI	:	Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager
SMMR	:	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SSM/T-2	:	Special Sensor Microwave/Temperature
SSM/I	:	Special Sensor Microwave/Imager
THIR	:	Temperature-Humidity Infrared Radiometer
TIGR	:	TOVS Initial Guess Retrieval
TIROS-N	:	Television InfraRed Operational Satellite - Next-generation
TMI	:	Tropical Rainfall Measuring Mission -TRMM- Microwave Imager
TOGA-COARE	:	Tropical Ocean Global Atmosphere - Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment
TOMS	:	Total Ozone Mapping Spectrometer
TOVS	:	TIROS Operational Vertical Sounder
UTH	:	Upper Tropospheric Humidity
VAS	:	Visible infrared spin scan radiometer Atmospheric Sounder
VTIR	:	Visible and Thermal Infrared Radiometer
VTPR	:	Vertical Temperature Profiler Radiometer
ZCIT	:	Zone de Convergence Inter-Tropicale

# Bibliographie

- [1] Site internet de european organisation for the exploitation of meteorological satellites (Eumetsat) : <http://www.eumetsat.de>.
- [2] Site internet de l'International Satellite Cloud Climatology Project (isccp) : <http://isccp.giss.nasa.gov/>.
- [3] ALLAN, R., RINGER, M., AND SLINGO, A. : Evaluation of moisture in the Hadley centre climate model using simulations of HIRS water-vapour channel radiances. *Quat. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129** (2003), 3371–3389.
- [4] ARAKAWA, A., AND SCHUBERT, W. : Interaction of cumulus ensemble with the large-scale environment. part 1. *J. Atmos. Sci.*, **31** (1974), 674–701.
- [5] BATES, J., AND JACKSON, D. : A comparison of water vapor observations with AMIP I simulations. *J. Geophys. Res.*, **102** (1997), 21,837–21,852.
- [6] BATES, J., AND JACKSON, D. : Trends in upper-tropospheric humidity. *Geophys. Res. Lett.*, **28** (2001), 1695–1698.
- [7] BATES, J., JACKSON, D., BRÉON, F.-M., AND BERGEN, Z. : Variability of tropical upper tropospheric humidity 1978-1998. *J. Geophys. Res.*, **106** (2001), 32,271–32,281.
- [8] BATES, J., WU, X., AND JACKSON, D. : Interannual variability of upper tropospheric water vapor band brightness temperature. *J. Climate*, **9** (1996), 427–438.
- [9] BETTS, A., AND MILLER, M. : A new convective adjustment scheme. part 2 : single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. *Quat. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112** (1986), 693–709.
- [10] BONY, S. : *Analyse de l'impact des nuages et de la vapeur d'eau sur le cycle saisonnier du bilan radiatif terrestre ; implications pour la sensibilité climatique*. PhD thesis, Université de Paris 6, 1993.
- [11] BRÉON, F.-M., JACKSON, D., AND BATES, J. : Calibration of the METEOSAT water vapor channel using collocated NOAA/HIRS-12 measurements. *J. Geophys. Res.*, **105** (2000), 11,925–11,933.
- [12] BREST, C., ROSSOW, W., AND ROITER, M. : Update of radiance calibrations for ISCCP. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, **14** (1997), 1091–1109.
- [13] BROGNIEZ, H., ROCA, R., AND PICON, L. : First results of the AMIP-2 GCMs evaluation using METEOSAT water vapor data. In *Proceeding of the AMIP Workshop : Towards innovative Model Diagnostics*, (2002), Report of the World Climate Research Program.

- [14] BROGNIEZ, H., ROCA, R., AND PICON, L. : Interannual and intraseasonal variabilities of the free tropospheric humidity using METEOSAT water vapor channel over the tropics. In *Proceeding of the Eumetsat Meteorological Satellite Conference*, (juin 2004).
- [15] BUEHLER, S., AND JOHN, V. : A simple method to relate microwave radiances to upper tropospheric humidity. *Submitted to J. Geophys. Res.*, (2004).
- [16] CESS, R. : Gauging water-vapour feedback. *Nature*, **342** (1989), 736–737.
- [17] CHAHINE, M. : The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature*, **359** (1992), 373–380.
- [18] CHAHINE, M. : The future direction of the GEWEX global water vapor project (GVAP). *GEWEX News*, 7, 4 (1997).
- [19] CHÉDIN, A., SCOTT, N., WAHICHE, C., AND MOULINIER, P. : The improved initialization inversion method : a high resolution physical method for retrievals from satellites of the TIROS-N series. *J. Appl. Meteor.*, **24** (1985), 128–143.
- [20] CHEN, C.-T., ROECKNER, E., AND SODEN, B. : A comparison of satellite observations and model simulations of column-integrated moisture and upper-tropospheric humidity. *J. Climate*, **9** (1996), 1561–1585.
- [21] CHEVALLIER, F., BAUER, P., KELLY, G., JAKOB, C., AND MCNALLY, T. : Model clouds over oceans as seen from space : comparison with HIRS/2 and MSU radiances. *J. Climate*, **14** (2001), 4216–4229.
- [22] CLEMENS, S., PRELL, W., MURRAY, D., SHIMMIELD, G., AND WEEDON, G. : Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon. *Nature*, **353** (1991), 720–725.
- [23] CLOUGH, S., KNEIZYS, F., AND DAVIES, R. : Line shape and the water vapor continuum. *Atmos. Res.*, **23** (1989), 229–241.
- [24] COAKLEY, J., AND BRETHERTON, F. : Cloud cover from high-resolution scanner data : Detecting and allowing for partially filled fields of view. *J. Geophys. Res.*, **87** (1982), 4917–4932.
- [25] COLELLA, P., AND WOODWARD, P. : The piecewise parabolic method (PPM) for gas-dynamical simulations. *J. Comput. Physics*, **54** (1984), 174–201.
- [26] COVEY, C., ACHUTARAO, K., CUBASCH, U., JONES, P., LAMBERT, S., MANN, M., PHILLIPS, T., AND TAYLOR, K. : An overview of results from the Coupled Model Intercomparison Project. *Global and Planetary Change*, **37** (2003), 103–133.
- [27] DESORMEAUX, Y., ROSSOW, W., BREST, C., AND CAMPBELL, G. : Normalization and calibration of geostationary satellite radiances for the International Satellite Cloud Climatology Project. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **10** (1993), 304–325.
- [28] DESSLER, A., AND SHERWOOD, S. : Simulations of tropical upper tropospheric humidity. *J. Geophys. Res.*, **105** (2000), 20,155–20,163.
- [29] DIEDHIOU, A., JANICOT, S., VILTARD, A., AND DEFELICE, P. : Evidence of two regimes of easterly waves over west Africa and the tropical Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, **25** (1998), 2805–2808.
- [30] DOERFLINGER, E. : Les applications météorologiques du système de positionnement satellitaire GPS. *La Météorologie*, **34** (2001), 31–37.

- [31] DOUTRIAUX-BOUCHER, M. : *La couverture nuageuse globale : comparaison d'observations, validation de modèles de circulation générale et simulation de nouvelles technologie d'observations*. PhD thesis, Université de Paris 6., 1997.
- [32] DOUTRIAUX-BOUCHER, M., AND SÈZE, G. : Significant changes between the ISCCP C and D climatologies. *Geophys. Res. Lett.*, **25** (1998), 4193–4196.
- [33] DUVEL, J.-P., BONY, S., LETREUT, H., AND PARTICIPATING AMIP MODELLING GROUP. : Results of the AMIP diagnostic subproject on the clear-sky greenhouse effect sensitivity to sea surface temperature changes. *Climate Dynamics*, **13** (1997), 259–273.
- [34] EBERT, E., AND CURRY, J. : A parametrization of ice cloud optical properties for climate models. *J. Geophys. Res.*, **97** (1992), 3831–3836.
- [35] EDWARDS, D. : GENLN2 : a general line-by-line atmospheric transmittance and radiance model. Tech. rep., NCAR/TN-367, 1992.
- [36] ELLIOTT, W., AND GAFFEN, D. : On the utility of radiosonde humidity archives for climate studies. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **72** (1991), 1507–1520.
- [37] EMANUEL, K. : *Atmospheric Convection*. Oxford University Press, 1994.
- [38] EMANUEL, K., AND PIERREHUMBERT, R. : Microphysical and dynamical control of tropospheric water vapor. In *Clouds, Chemistry and Climate*, vol. **35** of Nato series. Springer : Berlin, 1996, p. 260.
- [39] ENGELEN, R., AND STEPHENS, G. : Comparison between TOVS/HIRS and SSM/T-2 derived upper tropospheric humidity. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **79** (1998), 2748–2751.
- [40] ESCOFFIER, C., BATES, J., CHÉDIN, A., ROSSOW, W., AND SCHMETZ, J. : Comparison of upper tropospheric humidity retrievals from TOVS and METEOSAT. *J. Geophys. Res.*, **106** (2001), 5227–5238.
- [41] EUMETSAT. : Results from Eumetsat IR and WV satellite intercalibration work. Tech. rep., XXIV CGMS, 2001.
- [42] EYRE, J. : A fast radiative transfer model for satellite sounding system. Technical memoranda n°176, ECMWF, 1991.
- [43] FISCHER, H., EIGENWILLIG, N., AND MÜLLER, H. : Information content of METEOSAT and Nimbus/THIR water vapor channel data : altitude association of observed phenomena. *J. Appl. Meteor.*, **20** (1981), 1344–1352.
- [44] FOUQUART, Y. : *Le climat de la Terre*. Septentrion, 2002.
- [45] FU, Q., BAKER, M., AND HARTMANN, D. : Tropical cirrus and water vapor : an effective earth infrared iris ? *Atmos. Phys. Chem.*, **2** (2002), 31–37.
- [46] GAFFEN, D., BARNETT, T., AND ELLIOTT, W. : Space and time scales of global tropospheric moisture. *J. Climate*, **4** (1991), 989–1008.
- [47] GAFFEN, D., ROBOCK, A., AND ELLIOTT, W. : Annual cycles of tropospheric water vapor. *J. Geophys. Res.*, **97** (1992), 18,185–18,193.

- [48] GAFFEN, D., ROSEN, R., SALSTEIN, D., AND BOYLE, J. : Evaluation of tropospheric water vapor simulations from the atmospheric model intercomparison project. *J. Climate*, **10** (1997), 1648–1661.
- [49] GARAND, L., AND COAUTHORS. : Radiance and jacobian intercomparison of radiative transfer models applied to HIRS and AMSU channels. *J. Geophys. Res.*, **106** (2001), 24,017–24,031.
- [50] GATES, W. : AMIP : the atmospheric model intercomparison project. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **73** (1992), 1962–1970.
- [51] GATES, W., AND COAUTHORS. : An overview of the results of the atmospheric model intercomparison project (AMIP-I). *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **80** (1999), 29–55.
- [52] GÉRARD, E., TAN, D., GARAND, L., WULFMEYER, V., EHRET, G., AND DIGIROLAMO, P. : Major advances foreseen in humidity profiling from the water vapour lidar experiment in space (WALES). *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **84** (2004), 237–251.
- [53] GOODY, R. : *Atmospheric radiation : 1. Theoretical basis*. Oxford University Press, 1964.
- [54] GRIST, J. : Easterly waves over Africa. part 1 : the seasonal cycle and contrasts between wet and dry years. *Mon. Wea. Rev.*, **130** (2002), 197–211.
- [55] HALL, A., AND MANABE, S. : The role of water vapor feedback in unperturbed climate variability and global warming. *J. Climate*, **12** (1999), 2327–2346.
- [56] HARRIES, J. : The greenhouse Earth : a view from space. *Quat. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122** (1996), 799–818.
- [57] HARRIES, J. : Atmospheric radiation and atmospheric humidity. *Quat. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123** (1997), 2173–2186.
- [58] HARRIS, B., AND KELLY, G. : A satellite radiance-bias correction scheme for data assimilation. *Quat. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127-B** (2001), 1453–1468.
- [59] HARTMANN, D., AND MICHELSEN, M. : No evidence for iris. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **83** (2002), 249–252.
- [60] HAYWOOD, J., AND BOUCHER, O. : Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols : a review. *Rev. Geophys.*, **38** (2000), 513–543.
- [61] HELD, I., AND SODEN, B. : Water vapor feedback and global warming. *Annu. Rev. Energy Environ.* **25** (2000), 441–475.
- [62] HOSKINS, B., NEALE, R., RODWELL, M., AND YANG, G.-Y. : Aspects of the large-scale tropical atmospheric circulation. *Tellus* **51 A-B** (1999), 33–44.
- [63] HOURDIN, F., AND ARMENGAUD, A. : On the use of finite volume methods for atmospheric advection of trace species : 1. test of various formulations in a general circulation model. *accepted in Mon. Wea. Rev.*, (2003).
- [64] HSU, H., TERNG, C., AND CHEN, C. : Evolution of large-scale observation and heating during the first transition of asian summer monsoon. *J. Climate*, **12** (1999), 793–810.
- [65] IACONO, M., DELAMERE, J., MLAWER, E., AND CLOUGH, S. : Evaluation of upper tropospheric water vapor in the NCAR community climate model (CCM3) using modeled and observed HIRS radiances. *J. Geophys. Res.*, **108** (2003), doi :10.1029/2002JD002539.

- [66] IPCC. : *Climate change 2001. The scientific basis. Contribution of working group I to the third assessment report of the intergovernmental panel of climate change*, vol. 881pp. Cambridge University Press, Cambridge (UK) and New-York (USA), 2001.
- [67] JACKSON, D., AND BATES, J. : Upper tropospheric humidity algorithm assessment. *J. Geophys. Res.*, **106** (2001), 32,259–32,270.
- [68] JANICOT, S. : Spatio-temporal variability of west african rainfall. part 2 : associated surface and air mass characteristics. *J. Climate*, **5** (1992), 499–511.
- [69] JIN, Y., AND ROSSOW, W. : Detection of cirrus overlapping low-level clouds. *J. Geophys. Res.*, **102** (1997), 1727–1737.
- [70] JIN, Y., ROSSOW, W., AND WYLIE, D. : Comparison of the climatologies of high-level clouds from HIRS and ISCCP. *J. Climate*, **9** (1996), 2850–2879.
- [71] KALNAY, E., AND COAUTHORS. : The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **77** (1996), 437–471.
- [72] KIDDER, S., AND VONDERHAAR, T. : *Satellite meteorology : an introduction*. Academic Press, 1995.
- [73] KNEIZYS, F., AND COAUTHORS. : Atmospheric transmittance/radiance : computer code LOWTRAN 7. *AFGL-TR-88-0177 Environmental research papers* **1010** (1988), 137pp.
- [74] KNEIZYS, F., AND COAUTHORS. : The modtran 2/3 report and lowtran7 model. *Edited by L. Abreu and G. Anderson 250pp* (1996).
- [75] KÖPKEN, C. : Monitoring of METEOSAT WV radiances and solar stray light effects. Research report n°10, EUMETSAT/ECMWF Fellowship Program, 2001.
- [76] KÖPKEN, C., THÉPAUT, J.-N., AND KELLY, G. : Monitoring and assimilation of METEOSAT radiances within the 4DVAR system at ECMWF. Research report n° 9, EUMETSAT/ECMWF Fellowship Program, 2002.
- [77] KÖPKEN, C., THÉPAUT, J.-N., AND KELLY, G. : Assimilation of geostationary WV radiances from GOES and METEOSAT at ECMWF. Research report n° 14, EUMETSAT/ECMWF Fellowship Program, 2003.
- [78] KOUVARAKIS, G., TSIGARIDIS, K., KANAKIDOU, M., AND MIHALOPOULOS, N. : Temporal variations of surface regional background ozone over Crete island in the southeast Mediterranean. *J. Geophys. Res.*, **105** (2000), 4399–4407.
- [79] KUO, H. : On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **22** (1965), 40–63.
- [80] LANZANTE, J., AND GAHRS, G. : The "clear-sky bias" of TOVS upper-tropospheric humidity. *J. Climate*, **13** (2000), 4034–4040.
- [81] LAU, K., KIM, J., AND SUD, Y. : Intercomparison of hydrologic processes in AMIP GCMs. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **77** (1996), 2209–2227.
- [82] LAURENT, H. : Wind extraction from Meteosat water vapor channel image data. *J. Appl. Meteor.*, **32** (1993), 1124–1133.

- [83] LELIEVELD, J., AND COAUTHORS. : Global air pollution crossroads over the mediterranean. *Science*, **298** (2002), 794–799.
- [84] LELIEVELD, J., AND DENTENER, F. : What controls tropospheric ozone ? *J. Geophys. Res.*, **105** (2000), 3531–3551.
- [85] LENOBLE, J. : *Atmospheric radiative transfer*. A. Deepak Publishing, 1993.
- [86] LIAO, X., ROSSOW, W., AND RIND, D. : Comparison between SAGE-2 and ISCCP high-level clouds. 1. Global and zonal mean cloud amount. *J. Geophys. Res.*, **100** (1995(a)), 1121–1135.
- [87] LIAO, X., ROSSOW, W., AND RIND, D. : Comparison between SAGE-2 and ISCCP high-level clouds. 2. Locating cloud top. *J. Geophys. Res.*, **100** (1995(b)), 1137–1147.
- [88] LIN, S., AND ROOD, R. : Multidimensional flux-form semi-lagrangian transport schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **124** (1996), 2046–2070.
- [89] LINDZEN, R. : Some coolness concerning global warming. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **71** (1990), 288–299.
- [90] LINDZEN, R., CHOU, M., AND HOU, A. : Does the Earth have an adaptative infrared iris ? *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **82** (2001), 417–432.
- [91] LIOU, K. N. : Influence of cirrus clouds on weather and climate processes : a global perspective. *Mon. Wea. Rev.*, **114** (1986), 1167–1199.
- [92] LIOU, K. N. : *Radiation and Cloud Processes in the atmosphere. Theory, observation and modeling*. Oxford University Press, 1992.
- [93] LORENC, A. : Atmospheric data assimilation. Forecasting Research Division of the MetOffice, Scientific Paper n°34, 1995.
- [94] MALKMUS, W. : Random lorentz band model with exponential-tailed  $s^{-1}$  line intensity distribution function. *J. Opt. Soc. Amer.*, **57** (1967), 323–329.
- [95] MANABE, S., AND STRICKLER, R. : Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. *J. Atmos. Sci.*, **21** (1964), 361–385.
- [96] MANABE, S., AND WETHERALD, R. : Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.*, **24** (1967), 241–259.
- [97] MAPES, B., AND ZUIDEMA, P. : Radiative-dynamical consequences of dry-tongues in the tropical troposphere. *J. Atmos. Sci.*, **53** (1996), 620–638.
- [98] MATRICARDI, M., CHEVALLIER, F., KELLY, G., AND J.-N. THÉPAUT. : An improved general fast radiative transfer model for the assimilation of radiance observations. *Quat. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130** (2004), 153–173.
- [99] MATRICARDI, M., CHEVALLIER, F., AND TJEMKES, S. : An improved general fast radiative transfer model for the assimilation of radiance observations. Technical memoranda n°345, ECMWF, 2001.
- [100] MCCLATCHEY, R., FENN, R., SELBY, J., VOLZ, F., AND GARING, J. : Optical properties of the atmosphere (revised). *AFCRL-71-0279 Environmental paper n°354, Hanscom, MA 01731* (1971).

- [101] MCCORMICK, M., HAMILL, P., PEIJIN, T., CHU, W., SWISSLER, T., AND MCMASTER, L. : Satellite studies of the stratospheric aerosols. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **60** (1979), 1038–1045.
- [102] MCGREGOR, G., AND NIEUWOLT, S. : *Tropical Climatology : an introduction to the climates of the low latitudes*, 2nd ed. John Wiley and Sons, 1998.
- [103] MCMILLIN, L., AND DEAN, C. : Evaluation of a new operational technique for producing clear radiances. *J. Appl. Meteor.*, **21** (1982), 1005–1014.
- [104] MILOSHEVICH, L., VÖMEL, H., PAUKKUNEN, A., HEYMSFIELD, A., AND OLTMANS, S. : Characterization and correction of relative humidity measurements from vaisala RS80-A radiosondes at cold temperatures. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18** (2001), 135–156.
- [105] MINNIS, P., HECK, P., YOUNG, D., FAIRALL, C., AND SNIDER, J. : Stratocumulus cloud properties derived from simultaneous satellite and island-based instrumentation during FIRE. *J. Appl. Meteor.*, **31** (1992), 317–339.
- [106] MISHCHENKO, M., ROSSOW, W., MACKE, A., AND LACIS, A. : Sensitivity of cirrus cloud albedo, bidirectional reflectance, and optical thickness retrieval accuracy to ice-particle shape. *J. Geophys. Res.*, **101** (1996), 16,973–16,985.
- [107] MÖLLER, F. : Atmospheric water vapor measurements at 6-7 microns from a satellite. *Planet. Space Sci.* **5** (1961), 202–206.
- [108] MORCRETTE, J.-J. : *Sur la paramétrisation du rayonnement dans les modèles de la circulation générale atmosphérique*. PhD thesis, Université des Sciences et Technologies de Lille, 1984.
- [109] MORCRETTE, J.-J. : Radiation and cloud radiative properties in the European Centre for Medium-range Weather Forecasts forecasting system. *J. Geophys. Res.*, **96** (1991(a)), 9121–9132.
- [110] MORCRETTE, J.-J. : Evaluation of model-generated cloudiness : satellite observed and model-generated diurnal variability of brightness temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **119** (1991(b)), 1205–1224.
- [111] MOREL, P., DESBOIS, M., AND SZEJWACH, G. : New insight into the troposphere with the water vapor channel of Meteosat. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **59** (1978), 711–714.
- [112] MUNRO, R., KELLY, G., AND SAUNDERS, R. : Assimilation of meteosat radiance data within the 4D-Var system at ECMWF. Research report n° 8, EUMETSAT/ECMWF Fellowship Program, 2000.
- [113] PEIXOTO, J., AND OORT, A. : *Physics of climate*. American Institute of Physics, New York, 1992.
- [114] PEIXOTO, J., AND OORT, A. : The climatology of relative humidity in the atmosphere. *J. Climate*, **9** (1996), 3443–3463.
- [115] PICON, L., AND DESBOIS, M. : Relation between METEOSAT water vapor radiance fields and large scale tropical circulation features. *J. Climate*, **3** (1990), 867–876.
- [116] PICON, L., FONGANG, S., SEZE, G., AND DESBOIS, M. : African and atlantic short-term climatic variations described from METEOSAT water vapor channel. *Ann. Geophys.*, **13** (1995), 768–781.
- [117] PICON, L., ROCA, R., SERRAR, S., MONGE, J.-L., AND DESBOIS, M. : A new METEOSAT "water vapor" archive for climate studies. *J. Geophys. Res.*, **108** (2003), doi :10.1029/2002JD002640.

- [118] PICON, L., SERRAR, S., DESBOIS, M., ROCA, R., AND MONGE, J.-L. : Homogeneity of METEOSAT water vapor data from 1983 to 1994. Tech. rep., EUMETSAT, contract n° EUM/CO/98/606/HW, 2000.
- [119] PIERREHUMBERT, R. : Thermostats, radiator fins, and the local runaway greenhouse. *J. Atmos. Sci.*, **52** (1995), 1784–1806.
- [120] PIERREHUMBERT, R. : Lateral mixing as a source of subtropical water vapor. *Geophys. Res. Lett.*, **25** (1998), 151–154.
- [121] PIERREHUMBERT, R. : Subtropical water vapor as a mediator of rapid global climate change. In *Mechanisms of global change at millennial time scales ; Geophysical Monograph Series 112 ; American Geophysical Union, Washington D.C.* Clark PU, Webb RS and Keigwin LD eds., 1999, p. 394 pp.
- [122] PIERREHUMBERT, R., AND ROCA, R. : Evidence for control of atlantic subtropical humidity by large scale advection. *Geophys. Res. Lett.*, **24** (1998), 4537–4540.
- [123] PIERREHUMBERT, R., AND YANG, H. : Global chaotic mixing on isentropic surfaces. *J. Atmos. Sci.*, **50** (1993), 2462–2480.
- [124] POC, M., ROULEAU, M., SCOTT, N., AND CHÉDIN, A. : Quantitative studies of Meteost water vapor channel data. *J. Appl. Meteor.*, **19** (1980), 868–876.
- [125] QUENEY, P. : *Eléments de météorologie*. Masson et Cie, 1974.
- [126] RAICICH, F., PINARDI, N., AND NAVARRAY, A. : Teleconnections between indian monsoon and sahel rainfall and the Mediterranean. *Int. J. of Climatology*, **23** (2003), 173–186.
- [127] RAÏSANEN, P. : Effective longwave cloud fraction and maximum-random overlap of clouds : a problem and a solution. *Mon. Wea. Rev.*, **126** (1998), 3336–3340.
- [128] RAMANATHAN, V., CESS, R., HARRISON, E., MINNIS, P., ABD E. AHMAD, B. B., AND HARTMANN, D. : Cloud-radiative forcing and climate : results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, **243** (1989), 57–63.
- [129] RAMANATHAN, V., AND COAKLEY, J. : Climate modeling through radiative-convective equilibrium. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **16** (1978), 465–490.
- [130] RAMOND, D., CORBIN, H., DESBOIS, M., SZEJWACH, G., AND WALDTEUFEL, P. : The dynamics of polar jet streams as depicted by the METEOSAT WV channel radiance field. *Mon. Wea. Rev.*, **109** (1981), 2164–2176.
- [131] RANDALL, D., ALBRECHT, B., COX, S., JOHNSON, D., MINNIS, P., ROSSOW, W., AND STARR, D. : On FIRE at ten. *Adv. Geophys.*, **38** (1996), 37–177.
- [132] RASCH, P., AND WILLIAMSON, D. : Computational aspects of moisture transport in global models of the atmosphere. *Quat. J. Roy. Meteor. Soc.*, **116** (1990), 1071–1090.
- [133] REVERCOMB, H., AND COAUTHORS. : The ARM program's water vapor intensive observation periods. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **84** (2003), 217–236.
- [134] RINGER, M., AND ALLAN, R. : Evaluating climate model simulations of tropical clouds. *Tellus*, **56 A** (2004), 308–327.

- [135] ROBERTS, R., SELBY, J., AND BIBERMAN, L. : Infrared continuum absorption by atmospheric water vapor in the 8-12  $\mu\text{m}$  window. *Appl. Opt.*, **15** (1976), 2085–2090.
- [136] ROCA, R. : *Contribution à l'étude de la vapeur d'eau, de la convection et de leurs interactions dans les tropiques à l'aide d'observations de satellites et de modèles*. PhD thesis, Université de Paris 7, 2000.
- [137] ROCA, R., LAFORE, J.-P., PIRIOU, C., AND REDELSPERGER, J.-L. : Extra-tropical dry air intrusion into the west african monsoon mid-troposphere : an important factor for the convective activity over sahel. *J. Atmos. Sci. (in press)*, (2004).
- [138] ROCA, R., AND PICON, L. : Evaluation of convection and upper level moisture and their links using METEOSAT water vapor channel and GCM results. *AMIP II diagnostic subproject n°34* (1999).
- [139] ROCA, R., PICON, L., DESBOIS, M., TREUT, H. L., AND MORCRETTE, J.-J. : Direct comparison of METEOSAT water vapor channel data and general circulation model results. *Geophys. Res. Lett.*, **24** (1997), 147–150.
- [140] RODGERS, E., SALOMONSON, V., AND KYLE, H. : Upper tropospheric dynamics as reflected in Nimbus-4 THIR 6-7  $\mu\text{m}$  data. *J. Geophys. Res.*, **81** (1976), 5749–5748.
- [141] RODWELL, M., AND HOSKINS, B. : A model of the asian summer monsoon. part 2 : cross-equatorial flow and PV behavior. *J. Atmos. Sci.*, **52** (1995), 1341–1356.
- [142] RODWELL, M., AND HOSKINS, B. : Monsoons and the dynamics of deserts. *Quat. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122** (1996), 1385–1404.
- [143] RODWELL, M., AND HOSKINS, B. : Subtropical anticyclones and summer monsoons. *J. Climate*, **14** (2001), 3192–3211.
- [144] ROOD, R. : Numerical advection algorithms and their role in atmospheric transport and chemistry models. *Rev. Geophys.*, **25** (1987), 71–100.
- [145] ROSENKRANZ, P., KOMICHAK, M., AND STAELIN, D. : A method for estimation of atmospheric water vapor profiles by microwave radiometry. *J. Appl. Meteor.*, **21** (1982), 1364–1370.
- [146] ROSS, R., AND ELLIOTT, W. : Radiosonde-based northern hemisphere tropospheric water vapor trends. *J. Climate*, **14** (2001), 1602–1612.
- [147] ROSS, R., ELLIOTT, W., AND SEIDEL, D. : Lower-tropospheric humidity-temperature relationships in radiosonde observations and atmospheric General Circulation Models. *J. Hydrometeorology*, **3** (2002), 26–38.
- [148] ROSSOW, W., BREST, C., AND ROITER, M. : International satellite cloud climatology project (ISCCP) : update of radiance calibrations. Wmo/td - n°736, World Meteorological Organization, 1996.
- [149] ROSSOW, W., AND GARDER, L. : Cloud detection using satellite measurements of infrared and visible radiances for ISCCP. *J. Climate*, **6** (1993), 2341–2369.
- [150] ROSSOW, W., GARDER, L., LU, P., AND WALKER, A. : International satellite cloud climatology project (ISCCP) : documentation of cloud data. Wmo/td - n°266, World Meteorological Organization, 1991.

- [151] ROSSOW, W., AND SCHIFFER, R. : ISCCP cloud data products. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **72** (1991), 2–20.
- [152] ROSSOW, W., AND SCHIFFER, R. : Advances in understanding clouds from ISCCP. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **80** (1999), 2269–2287.
- [153] ROSSOW, W., WALKER, A., BEUSCHEL, D., AND ROITER, M. : International satellite cloud climatology project (ISCCP) : documentation of new cloud datasets. Wmo/td - n°737, World Meteorological Organization, 1996.
- [154] ROTHMAN, L., AND COAUTHORS. : The HITRAN molecular spectroscopic database and HAWKS (HITRAN atmospheric workstation) : 1996 edition. *J. Quant. Spectros. Radiat. Transfer*, **60** (1998), 665–710.
- [155] SALATHÉ, E., AND SMITH, R. : Comparison of  $6.7\mu\text{m}$  radiance computed from aircraft soundings and observed from GOES. *J. Geophys. Res.*, **101** (1996), 21,303–21,310.
- [156] SAUNDERS, R., AND COAUTHORS. : RTTOV-7 : science and validation report. Tech. rep., ECMWF Satellite Application Facility on Numerical Weather Prediction, 2002.
- [157] SCHEEREN, H., AND COAUTHORS. : The impact of monsoon outflow from India and southeast Asia in the upper troposphere over the eastern Mediterranean. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **3** (2003), 2285–2330.
- [158] SCHIFFER, R., AND ROSSOW, W. : The international satellite cloud climatology project (ISCCP) : the first project of the World Climate Research Programme. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **64** (1983), 779–784.
- [159] SCHMETZ, J. : Operational calibration of the METEOSAT water vapor channel by calculated radiances. *Appl. Opt.*, **28** (1989), 3030–3038.
- [160] SCHMETZ, J., GEIJO, C., MENZEL, W., STRABALA, K., DE BERG, L. V., HOLMLUND, K., AND TJEMKES, S. : Satellite observations of upper tropospheric humidity, clouds and wind field divergence. *Beitr. Phys. Atmos.*, **68** (1995(a)), 354–357.
- [161] SCHMETZ, J., MENZEL, W., VELDEN, C., WU, X., VANDEBERG, L., NIEMAN, S., HAYDEN, C., HOLMLUND, K., AND GEIJO, C. : Monthly mean large-scale analyses of upper-tropospheric humidity and wind field divergence derived from three geostationary satellites. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **79** (1995(b)), 1578–1584.
- [162] SCHMETZ, J., PILI, P., TJEMKES, S., JUST, D., KERKMANN, J., ROTA, S., AND RATIER, A. : An introduction to METEOSAT second generation (MSG). *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **83** (2002(a)), 977–992.
- [163] SCHMETZ, J., PILI, P., TJEMKES, S., JUST, D., KERKMANN, J., ROTA, S., AND RATIER, A. : Supplement to an introduction to METEOSAT second generation (MSG) : SEVIRI calibration. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **83** (2002(b)), ES52–ES53.
- [164] SCHMETZ, J., AND TURPEINEN, O. : Estimation of the upper tropospheric relative humidity field from METEOSAT water vapor image data. *J. Appl. Meteor.*, **27** (1988), 889–899.
- [165] SCHMETZ, J., AND VANDEBERG, L. : Upper tropospheric humidity observations from METEOSAT compared with short-term forecast fields. *Geophys. Res. Lett.*, **21** (1994), 573–575.

- [166] SCHMID, B., AND COAUTHORS. : Column closure studies of lower tropospheric aerosol and water vapor during ACE-Asia using airborne sun photometer and airborne in situ and ship-based lidar measurements. *J. Geophys. Res.*, **108** (2003), 8656, doi :10.1029/2002JD003361.
- [167] SCHNEIDER, E., KIRTMAN, B., AND LINDZEN, R. : Tropospheric water vapor and climate sensitivity. *J. Atmos. Sci.*, **56** (1999), 1649–1658.
- [168] SÈZE, G., AND DESBOIS, M. : Cloud cover analysis from satellite imagery using spatial and temporal characteristics of the data. *J. Climate*, **26** (1987), 287–303.
- [169] SÈZE, G., AND ROSSOW, W. : Time-cumulated visible and infrared radiance histograms used as descriptors of surface and cloud variations. *Int. J. Remote Sensing*, **12** (1991), 877–920.
- [170] SHERWOOD, S. : Maintenance of the free-tropospheric water vapor distribution. Part 2 : simulation by large-scale advection. *J. Climate*, **9** (1996), 2919–2934.
- [171] SIMMONS, A. : Development of the ERA-40 data assimilation system. In *ERA Workshop on re-analysis, 5-9 november* (2001).
- [172] SIMMONS, A., AND GIBSON, J. : The ERA-40 project plan. Tech. Rep. Report Series n°1, ERA-40 Project, 2000.
- [173] SMITH, E., AND SHI, L. : Surface forcing of the infrared cooling profile over the Tibetan plateau. part 1 : influence of relative longwave radiative heating at high altitude. *J. Atmos. Sci.*, **49** (1992), 805–822.
- [174] SODEN, B. : Tracking upper tropospheric water vapor radiances : a satellite perspective. *J. Geophys. Res.*, **103** (1998), 17,069–17,081.
- [175] SODEN, B. : The sensitivity of the tropical hydrological cycle to ENSO. *J. Climate*, **13** (2000), 538–549.
- [176] SODEN, B., ACKERMAN, S., STARR, D., MELFI, S., AND FERRARE, R. : Comparison of upper tropospheric water vapor from GOES, raman lidar, and cross-chain loran atmospheric sounding system measurements. *J. Geophys. Res.*, **99** (1994), 21,005–21,016.
- [177] SODEN, B., AND BRETHERTON, F. : Upper tropospheric relative humidity from the GOES 6.7 $\mu\text{m}$  channel : method and climatology for July 1987. *J. Geophys. Res.*, **98** (1993), 16,669–16,688.
- [178] SODEN, B., AND BRETHERTON, F. : Evaluation of water vapor distribution in general circulation models using satellite observations. *J. Geophys. Res.*, **99** (1994), 1187–1210.
- [179] SODEN, B., AND BRETHERTON, F. : Interpretation of TOVS water vapor radiances in terms of layer-average relative humidities : method and climatology for the upper, middle, and lower troposphere. *J. Geophys. Res.*, **101** (1996), 9333–9343.
- [180] SODEN, B., AND COAUTHORS. : An intercomparison of radiation codes for retrieving upper-tropospheric humidity in the 6.3 $\mu\text{m}$  band : a report from the first GVAP workshop. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **81** (2000), 797–808.
- [181] SODEN, B., AND LANZANTE, J. : An assessment of satellite and radiosonde climatologies of upper-tropospheric water vapor. *J. Climate*, **9** (1996), 1235–1250.

- [182] SODEN, B., TURNER, D., LESHT, B., AND MILOSHEVICH, L. : An analysis of satellite, radio-sonde, and lidar observations of upper tropospheric water vapor from the atmospheric measurement program. *J. Geophys. Res.*, **109** (2004), D04105, doi : 10.1029/2003JD003828.
- [183] SOHN, B., CHUNG, E., SCHMETZ, J., AND SMITH, E. : Estimating upper-tropospheric water vapor from SSM/T-2 satellite measurements. *J. Appl. Meteor.*, **42** (2003), 488–504.
- [184] SOHN, B., SCHMETZ, J., TJEMKES, S., KOENIG, M., LUTZ, H., ARRIAGA, A., AND CHUNG, E. : Intercalibration of the METEOSAT-7 water vapor channel with SSM/T-2. *J. Geophys. Res.*, **105** (2000), 15,673–15,680.
- [185] SPENCER, R., AND BRASWELL, W. : How dry is the tropical free troposphere ? Implications for global warming theory. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **78** (1997), 1097–1106.
- [186] SPERBER, K., AND PALMER, T. : Interannual tropical rainfall variability in general circulation model simulations associated with the Atmospheric Model Intercomparison Project. *J. Climate*, **9** (1996), 2727–2750.
- [187] SRINIVASAN, G., HULME, M., AND JONES, C. : An evaluation of the spatial and interannual variability of tropical precipitation as simulated by GCMs. *Geophys. Res. Lett.*, **22** (1995), 2139–2142.
- [188] STEPHENS, G. : Radiation profiles in extended water clouds. 2 : parametrization schemes. *J. Atmos. Sci.*, **35** (1978), 2123–2132.
- [189] STEPHENS, G. : On the relationship between water vapor over the oceans and sea surface temperature. *J. Climate*, **3** (1990), 634–645.
- [190] STEPHENS, G. : *Remote sensing of the lower atmosphere. An introduction.* Oxford University Press, 1994.
- [191] STEPHENS, G., AND GREENWALD, T. : The Earth’s radiation budget and its relation to atmospheric hydrology 1. Observations of the clear sky greenhouse effect. *J. Geophys. Res.*, **96** (1991(a)), 15,311–15,324.
- [192] STEPHENS, G., AND GREENWALD, T. : The Earth’s radiation budget and its relation to atmospheric hydrology 2. Observations of cloud effects. *J. Geophys. Res.*, **96** (1991(b)), 15,325–15,340.
- [193] STEPHENS, G., JACKSON, D., AND WITTMAYER, I. : Global observations of upper tropospheric water vapor derived from TOVS radiance data. *J. Climate*, **9** (1996), 305–326.
- [194] STEPHENS, G., AND TJEMKES, S. : Water vapour and its role in the earth’s greenhouse. *Aust. J. Phys.*, **46** (1993), 149–166.
- [195] STUBENRAUCH, C., CHÉDIN, A., ARMANTE, R., AND SCOTT, N. : Clouds as seen by satellite sounders (3I) and imagers (ISCCP). part 2 : a new approach for cloud parameter determination in the 3I algorithms. *J. Climate*, **12** (1999(b)), 2214–2223.
- [196] STUBENRAUCH, C., ROSSOW, W., CHÉRUY, F., CHÉDIN, A., AND SCOTT, N. : Clouds as seen by satellite sounders (3I) and imagers (ISCCP). part 1 : evaluation of cloud parameters. *J. Climate*, **12** (1999(a)), 2189–2213.

- [197] STUBENRAUCH, C., ROSSOW, W., SCOTT, N., AND CHÉDIN, A. : Clouds as seen by satellite sounders (3I) and imagers (ISCCP). part 3 : spatial heterogeneity and radiative effects. *J. Climate*, **12** (1999(c)), 3419–3442.
- [198] SULTAN, B., AND JANICOT, S. : The west african monsoon dynamics. part 1 : documentation of intraseasonal variability. *J. Climate*, **16** (2003), 3389–3406.
- [199] SUN, D., AND LINDZEN, R. : Distribution of tropical tropospheric water vapor. *J. Atmos. Sci.*, **8** (1993), 1643–1660.
- [200] SUN, D., AND OORT, A. : Humidity-temperature relationships in the tropical troposphere. *J. Climate*, **8** (1995), 1974–1987.
- [201] TAKAYAMA, Y. : Accuracy of in-flight calibration of the water-vapor channel of a satellite radiometer by radiance calculations. *Int. J. Remote Sensing*, **13** (1992), 1537–1548.
- [202] TALAGRAND, O. : Assimilation of observations : an introduction. *J. Met. Soc. Japan*, **75(1B)** (1997), 191–209.
- [203] TJEMKES, S., KOENIG, M., LUTZ, H., VANDEBERG, L., AND SCHMETZ, J. : Calibration of METEOSAT water vapor channel observations with independant satellite observations. *J. Geophys. Res.*, **106** (2001), 5199–5209.
- [204] TURPEINEN, O., AND SCHMETZ, J. : Validation of the upper tropospheric relative humidity determined from METEOSAT data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **6** (1989), 359–364.
- [205] UDELHOFEN, P., AND HARTMANN, D. : Influence of tropical cloud system on the relative humidity in the upper troposphere. *J. Geophys. Res.*, **100** (1995), 7423–7440.
- [206] UPPALA, S. : ECMWF re-Analysis, 1957-2001, ERA-40. In *ERA Workshop on re-analysis, 5-9 november* (2001).
- [207] VANDEBERG, L., PYOMJAMSRI, A., AND SCHMETZ, J. : Monthly mean upper-tropospheric humidities in cloud-free areas from METEOSAT observations. *Int. J. Climatology*, **11** (1991), 819–826.
- [208] VANDEBERG, L., SCHMETZ, J., AND WHITLOCK, J. : On the calibration of the METEOSAT water vapor channel. *J. Geophys. Res.*, **100** (1995), 21,069–21,076.
- [209] WANG, P., MCCORMICK, M., POOLE, L., CHU, W., YUE, G., KENT, G., AND SHEENS, K. : Tropical high cloud characteristics derived from SAGE-II extinction measurements. *Atmos. Res.*, **34** (1994), 53–83.
- [210] WARNER, J., AND ELLINGSON, R. : A new narrowband radiation model for water vapor absorption. *J. Atmos. Sci.*, **57** (2000), 1481–1496.
- [211] WATERS, J., GUSTINCIC, J., SWANSON, P., AND KERR, A. : Measurements of upper atmospheric H<sub>2</sub>O emission at 183 GHz. in *"Atmospheric Water Vapor"* (edited by A. Deepak and T. Wilkerson and L. Ruhnke) (1980), 229–240.
- [212] WAUGH, D., AND POLVANI, L. : Climatology of intrusions into the tropical upper troposphere. *Geophys. Res. Lett.*, **27** (2000), 3857–3860.

- [213] WEARE, B., MOKHOV, I., AND PARTICIPATING AMIP MODELLING GROUP. : Evaluation of total cloudiness and its variability in the atmospheric model intercomparison project. *J. Climate*, **8** (1995), 2224–2238.
- [214] WEBB, M., SENIOR, C., BONY, S., AND MORCRETTE, J.-J. : Combining ERBE and ISCCP data to assess clouds in the Hadley Centre, ECMWF and LMD atmospheric climate models. *Clim. Dynamics*, **17** (2001), 905–922.
- [215] WEINREB, M., FLEMING, H., MCMILLIN, L., AND NEUENDORFFER, A. : Transmittances for the TIROS operationnal vertical sounder. Technical report NESS 85, NOAA, 1981.
- [216] WIELICKI, B., CESS, R., KING, M., RANDALL, D., AND HARRISON, E. : Mission to planet Earth : role of clouds and radiation in climate. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **76** (1995), 2125–2153.
- [217] WILKS, D. : *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic Press, 1995.
- [218] WIMMERS, A., AND MOODY, J. : A fixed-layer estimation of upper tropospheric specific humidity from the GOES water vapor channel : parametrization and validation of the altered brightness temperature product. *J. Geophys. Res.*, **106** (2001), 17,115–17,132.
- [219] YANG, H., AND PIERREHUMBERT, R. : Production of dry air by isentropic mixing. *J. Atmos. Sci.*, **51** (1994), 3437–3454.
- [220] YU, W., DOUTRIAUX, M., SÈZE, G., LETREUT, H., AND DESBOIS, M. : A methodology study of the validation of clouds in GCMs using ISCCP satellite observations. *Clim. Dynamics*, **12** (1996), 389–401.



## RÉSUMÉ

Le cycle hydrologique est une composante clef du climat de la Terre et sa compréhension repose à la fois sur les observations et sur les simulations de ses différents aspects, tels le transport, les changements de phase ou encore ses interactions avec le rayonnement. Les satellites géostationnaires METEOSAT ont, à leur bord, des radiomètres qui observent, dans l'infrarouge, la vapeur d'eau d'une large couche de la troposphère des régions tropicales et subtropicales de la région Afrique / Océan Atlantique. Disponibles depuis les années 80, ces observations dites "Vapeur d'Eau" donnent ainsi la possibilité d'étudier la distribution de la vapeur d'eau de la troposphère libre tropicale et sa variabilité depuis des échelles de temps journalières jusqu'à des échelles décennales. Dans cette thèse, une archive d'humidité de la troposphère libre (Free Tropospheric Humidity -FTH-), de haute résolution spatiale ( $0,625^\circ \times 0,625^\circ$ ) et temporelle (3h), est élaborée à partir des observations IR de la succession des satellites METEOSAT (MET-2 à MET-5), dont l'étalonnage est ajusté sur celui du canal 12 du sondeur HIRS (NOAA-12) pris comme référence. En ciel clair, nous montrons que les mesures "VE" des régions tropicales et subtropicales s'interprètent en terme d'humidité relative moyenne d'une couche variable de l'atmosphère, définie de façon précise par le jacobien d'humidité relative, décrivant la sensibilité de la mesure à des perturbations locales relatives du profil d'humidité relative. Les nuages de basse altitude affectant la mesure "VE" de façon négligeable, ceux-ci sont échantillonnés, en plus du ciel clair, à partir des informations sur la nébulosité issues de l'analyse multi-spectrale ISCCP. Cette sélection des nuages bas amène une meilleure représentation des régions subtropicales et du proche environnement convectif. Des analyses de la distribution de la vapeur d'eau troposphérique sont menées et révèlent l'importance de la variabilité relative de la FTH des zones sèches subtropicales, notamment pour la région de l'Est de la Méditerranée. A l'échelle intrasaisonnière, l'utilisation d'un modèle de transport lagrangien permet de montrer que l'humidité relative à 500hPa de cette région de subsidence est caractérisée par un mélange de masses d'air tropicales et extra-tropicales, provenant de zones plus ou moins froides de la troposphère. La base de données est également utilisée dans le but d'évaluer les simulations de modèles de climat, dans le cadre d'un exercice international d'intercomparaison, montrant la difficulté des modèles à reproduire la variabilité interannuelle de la FTH des régions sèches subtropicales.

## ABSTRACT

The hydrological cycle is a key component of the Earth climate and its knowledge lies on both observations and on simulation of its aspects, such as transport, phase transitions or radiative interactions. METEOSAT geostationary satellites have, onboard, radiometer that observes, in the infrared, the water vapor of a broad layer of the troposphere over tropical and subtropical zones of the Africa / Atlantic Ocean area. Available since the 80s, these so-called "Water Vapor" observations authorize to study the water vapor distribution in the tropical free troposphere and its variability, from daily to decennial scales. In this thesis, a free tropospheric humidity archive (FTH) with high spatial ( $0,625^\circ \times 0,625^\circ$ ) and temporal (3h) resolutions is built using IR observations of the successive METEOSAT satellites (MET-2 to MET-5), whose calibration is adjusted on the one of the HIRS-12/NOAA-12 sounder, taken as a reference. Under clear sky conditions, the "WV" measurements are shown to be a surrogate of the mean relative humidity of a variable layer of the atmosphere, the latter being defined precisely thanks to the relative humidity jacobian, describing the sensitivity of the measure to local relative perturbations in the relative humidity profile. Low level clouds having a small radiative impact in this spectral band, they are kept in the database in addition to the clear sky scenes, and selected using cloudiness information from the ISCCP project. This low level cloud sampling gives a better representation of subtropical areas and of the nearby convective areas. Analyses of the tropospheric water vapor distribution reveal the weight of the relative interannual variability of FTH in the dry subtropical zones, notably in the Eastern Mediterranean region. At an intraseasonal, a lagrangian back-trajectory model shows that the relative humidity at 500hPa in this subsiding area is characterized by a mixing of tropical and extra-tropical air masses, coming from more or less cold areas of the troposphere. The FTH archive is also used to evaluate climate models simulations, in the frame of an international intercomparison project, and highlights the difficulty of the models to reproduce the interannual variability of FTH over the dry subtropical areas.