



# THÈSE

En vue de l'obtention du

## DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse III - Paul Sabatier

Discipline ou spécialité :

*Téledétection, assimilation de données et physique de l'atmosphère*

---

Présentée par *Stéphanie Guedj*

Titre :

*Assimilation des observations satellitaires  
au-dessus des surfaces continentales*

---

### JURY

M. Franck Roux  
M. Peter Bauer  
Mme Catherine Ottlé  
Mme Chantal Claud

*Université Paul Sabatier - OMP  
ECMWF  
LSCE  
LMD,IPSL*

President  
Rapporteur  
Rapporteur  
Examineur

---

**Ecole doctorale :** *Sciences de l'Univers, de l'Espace et de l'Environnement*

**Unité de recherche :** *Météo-France et CNRS / CNRM-GAME*

**Directeur(s) de Thèse :** *Fatima Karbou et Florence Rabier*



# Remerciements

Je souhaite remercier tout particulièrement mes deux directrices de thèse Fatima Karbou et Florence Rabier pour la confiance qu'elles m'ont accordée pendant ces trois années ainsi que pour tous leurs encouragements et pour leur soutien qui a souvent largement dépassé le cadre de la thèse. Je leur suis tout particulièrement reconnaissante pour leur grande motivation, l'enthousiasme dont elles ont fait preuve, leur patience et leur bonne humeur. La combinaison de toutes ces qualités ont permis à cette thèse de se dérouler dans une ambiance productive et agréable. Mes remerciements se tournent plus particulièrement vers Fatima qui a brillamment réussi le pari de l'encadrement à distance.

Je tiens également à remercier toute l'équipe du CNRM/GMAP. Je pense en particulier à notre incroyable secrétaire Jean Maziejewski, mon co-bureau Eric Wattrelot, mes voisins Pierre Brousseau, Thibaut Montmerle, l'équipe OLIVE et tous ceux qui ont contribué à ce travail. Merci à Vincent Guidard et Nadia Fourrié pour la relecture du manuscrit, Cécile Loo, Yann Michel et d'autres pour la préparation à la soutenance. En plus d'être des collègues de travail hors pair, je remercie également Fab Voitus, Hub Varrela, Ludo Bouilloud, Anaïs Vincensini et Benjamin Ménétrier pour toutes ces soirées animées, le sport, les Cougar Break et les SodeX de midi.

Un grand merci également à Joël Poitevin qui, malgré ma formation atypique, m'a accordé sa confiance pour intégrer le master recherche puis une équipe du CNRM dans le cadre de cette thèse. Sa grande disponibilité et ses conseils avisés m'ont permis de bien choisir mon orientation, notamment avant la thèse.

Merci également aux deux rapporteurs Peter Bauer et Catherine Ottlé et à l'examinatrice Chantal Claud pour l'intérêt dont ils ont fait preuve et pour leurs efforts visant à améliorer le manuscrit. Je remercie Franck Roux d'avoir accepté de participer à ce jury de thèse en tant que président.

Un gigantesque merci à mes deux équipes de volley (L'APEM mixte et le VBQF). En plus d'avoir été des co-équipiers/co-équipières d'exception sur le terrain, le soutien et les encouragements de certains ont contribué de manière significative au bon déroulement de la thèse. Je remercie en particulier Mélanie Deloume, Sushi Sieng-Ti-Woane, les opossums, les caveeerrnes, Bibo et Tania, Samsam, Anne-so, JM et Pierre, Jean-phi, Ptit fwed, ma coach Patou et pleins d'autres ...

Pour finir, je présente mes remerciements à ma famille et en particulier, mon père qui m'a transmis sa passion pour les satellites et sa grande détermination, ma mère pour son enthousiasme, ses encouragements, ses conseils et son soutien permanent. Ma petite soeur qui, malgré la distance géographique a toujours su faire preuve de compréhension et d'enthousiasme en suivant mon parcours. Je remercie sincèrement Vincent Bellet, mon beau-frère, pour son support depuis toutes ces années.



# Résumé

Dans les modèles de prévision numérique du temps, les observations satellitaires sont devenues indispensables pour la production d'une analyse atmosphérique optimale. Or, malgré les performances et la maturité des systèmes d'assimilation actuels, ces observations demeurent fortement sous-exploitées au-dessus des surfaces continentales pour différentes raisons. L'objectif de cette étude est d'améliorer la représentation de la surface (en température et émissivité) afin de mieux assimiler les observations de télédétection dans les modèles.

Dans un premier temps, nous avons cherché à vérifier la validité des hypothèses de surface pour le calcul de l'émissivité micro-onde au dessus d'une surface enneigée (région de l'Antarctique). L'effet de plusieurs hypothèses de surface sur les émissivités micro-ondes a été étudié et la qualité des simulations de températures de brillance a été sensiblement améliorée par la prise en compte d'une hypothèse pertinente.

Par la suite l'objectif était d'étendre l'assimilation des données infrarouges sensibles aux surfaces continentales qui étaient jusque là rejetées des systèmes d'assimilation. Les recherches récemment effectuées pour l'assimilation des données micro-ondes au-dessus des continents, ont montré qu'un tel objectif est atteignable si la surface est mieux caractérisée. J'ai consacré une bonne partie de ma thèse à évaluer le potentiel d'une estimation de l'émissivité et de la température de surface à partir des données du radiomètre SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) embarqué sur MSG (METEOSAT SECONDE GENERATION). La forte sensibilité aux nuages et les biais assez marqués de la température de surface analysée dans ALADIN m'ont poussée à préférer l'utilisation de climatologies d'émissivités IR du Land-SAF (EUMETSAT Land Surface Analysis - Satellite Application Facilities) plutôt que d'estimer directement ces valeurs à partir des observations. J'ai montré qu'en me basant sur cette climatologie, on pouvait restituer des températures de surface à partir du canal IR10.8 de même qualité que celles du Land-SAF et que l'utilisation de cette température de surface comme condition aux limites au modèle de transfert radiatif permet d'obtenir de bien meilleures simulations aux canaux SEVIRI.

Enfin, des expériences d'assimilation, au sein de deux modèles à aire limitée, ont été conduites afin d'apprécier, pour la première fois, l'impact de l'assimilation des observations IR sensibles à la surface sur la qualité des analyses et des prévisions. L'impact prépondérant fut observé sur les analyses d'humidité avec une tendance à assécher l'atmosphère en période estivale et à l'humidifier en période hivernale. Ce changement d'humidité a été évalué avec succès près de la surface à l'aide de données GPS indépendantes. L'impact sur les prévisions et sur celles des précipitations en particulier, a été jugé positif principalement sur le sud de l'Europe.



# Abstract

In numerical weather prediction models, satellite observations are essential to perform optimal atmospheric analyses. Despite the performance and maturity of current assimilation systems, for different reasons these observations remain highly underutilized over land surfaces. This study aims to improve the description of the surface (temperature and emissivity) to better assimilate remote sensing observations in models.

Initially, the validity of surface approximations used to calculate the microwave emissivity over snow surface was evaluated (over the Antarctica region). The impact of several surface approximations for microwave emissivity computation was studied and it was found that the quality of brightness temperature simulations was improved using relevant approximations.

Thereafter, the objective was to extend the assimilation of infrared surface-sensitive observations over land which were until now rejected by the assimilation system. Recent researches to assimilate microwave observations over land have shown that this objective can be reached with an adequately described surface. A large part of my PhD was devoted to evaluate the potential to retrieve land surface emissivity and land surface temperature from data provided by the SEVIRI radiometer (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) onboard METEOSAT SECOND GENERATION. The strong sensitivity to clouds and the large bias found in the land surface temperature computed by the ALADIN meso-scale model encouraged me to use infrared emissivity climatology from the Land-SAF (EUMETSAT Land Surface Analysis - Satellite Application Facilities) rather than direct retrieval from SEVIRI observations. I have shown that, with these climatologies, the land surface temperature could be retrieved at channel IR10.8 with the same quality as the one from the Land-SAF. The use of this temperature as boundary conditions of the radiative transfer model improve the brightness temperature simulations at SEVIRI channels.

For the first time, assimilation experiments were conducted within the two limited area models to assess the impact of the assimilation of surface-sensitive infrared observations over the analysis and forecast skills. The predominant impact was observed on the analysis of the moisture with a tendency to dry out the atmosphere in summer and increase moisture in winter. The change in moisture was successfully evaluated near the surface, using independent GPS data. The impact on forecasts, in particular the cumulative precipitation forecasts, was considered to be positive mainly over southern Europe.





# Table des matières

<b>1</b>	<b>De l'observation à l'assimilation</b>	<b>7</b>
1.1	Les observations de télédétection spatiale . . . . .	8
1.1.1	Introduction . . . . .	8
1.1.2	Le transfert radiatif . . . . .	9
1.1.3	Apports des observations SEVIRI, AMSU et SSM/I en PNT . . . . .	15
1.2	Assimilation variationnelle des données pour la PNT . . . . .	19
1.2.1	Formalisme et principes généraux . . . . .	21
1.2.2	L'opérateur d'observations satellitaires . . . . .	25
1.2.3	Les systèmes opérationnels à Météo-France . . . . .	26
1.3	Quelques défis scientifiques en PNT . . . . .	28
<b>2</b>	<b>L'approximation de surface pour l'émissivité de la surface</b>	<b>35</b>
2.1	Introduction . . . . .	35
2.2	L'Antarctique, une surface spéculaire ou lambertienne ? . . . . .	37
2.2.1	Contexte de l'étude . . . . .	37
2.2.2	Estimation de l'émissivité suivant différentes hypothèses de surface . . . . .	38
2.2.3	Analyse de la variabilité de l'émissivité . . . . .	41
2.3	Discussion et conclusion . . . . .	52
2.4	Publications associées au chapitre . . . . .	53
<b>3</b>	<b>Température de la surface : restitution et évaluation</b>	<b>83</b>
3.1	Introduction . . . . .	83
3.2	Quelle émissivité IR pour les modèles à aire limitée ? . . . . .	85
3.2.1	Introduction . . . . .	85
3.2.2	Inversion de l'émissivité : limites de la méthode . . . . .	87
3.3	Évaluation des températures de surface en période estivale . . . . .	88
3.4	Évaluation des températures de surface en période hivernale . . . . .	90
3.4.1	Etude comparative des restitutions de $T_s$ . . . . .	90
3.4.2	Simulations des observations SEVIRI . . . . .	95
3.5	Conclusion . . . . .	95
3.6	Publication associée au chapitre . . . . .	98
<b>4</b>	<b>Assimilation des radiances au dessus des surfaces continentales</b>	<b>117</b>
4.1	Introduction . . . . .	117
4.2	Configurations et réglages préparatoires . . . . .	118
4.3	Résumé des principaux résultats . . . . .	125
4.4	Publication associée au chapitre . . . . .	134
<b>5</b>	<b>Conclusions et perspectives</b>	<b>155</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>169</b>



# Introduction

Les modèles de prévision numérique du temps (PNT) visent à donner une représentation réaliste de l'état futur du système atmosphérique. Grâce à l'évolution des connaissances scientifiques et aux progrès des moyens de calcul, ils sont devenus des outils indispensables à la prévision opérationnelle. La description des processus physico-dynamiques est de plus en plus explicite mais quelque soit la qualité du modèle numérique, la nature chaotique de l'atmosphère rend inutilisable une prévision déterministe au-delà d'une quinzaine de jours. Il est nécessaire d'assimiler autant que possible des observations qui renseignent sur l'état de l'atmosphère et de la surface, pour obtenir des prévisions aussi fiables que possible.

Les observations sont de 2 types différents : directes (mesures *in-situ*) et indirectes (mesures télédéteectées). Elles sont nécessaires mais pas suffisantes car le nombre de variables d'un modèle numérique est très largement supérieur au nombre d'observations à un moment donné. L'approche communément utilisée est de s'appuyer à la fois sur les observations et sur une modélisation ébauche de l'atmosphère pour en déduire une analyse atmosphérique. C'est le principe de l'assimilation de données.

## Les enjeux de l'assimilation de données

En combinant des observations de l'atmosphère et une estimation a priori de l'état du système (ébauche), l'assimilation de donnée vise à trouver l'état optimal de l'atmosphère (analyse) à partir duquel les prévisions sont élaborées. Les contributions relatives des observations et de l'ébauche dans l'analyse sont déterminées en fonction de leurs erreurs respectives. Pour fabriquer l'analyse atmosphérique, les systèmes d'assimilation se sont progressivement adaptés aux caractéristiques et à la densité des observations. L'interpolation Optimale (IO) est l'un des premiers schémas d'assimilation de données utilisé pour la prévision numérique ([[Lorenç, 1981](#)]). En tenant compte des écart-types des erreurs d'ébauche et d'observation, cette méthode vise à minimiser les écarts entre l'ébauche et les observations au sens des moindres carrés. Cette méthode est peu coûteuse en moyens de calculs. Néanmoins, les observations ont un impact très localisé dans l'analyse et, elles doivent décrire une relation linéaire avec les variables du modèle, ce qui n'est pas le cas de toutes les observations satellitaires.

L'avènement des systèmes d'assimilation variationnels multi-dimensionnels a permis d'étendre la diversité et le nombre d'observations assimilables en tenant mieux compte de leur dimension temporelle. Ces systèmes cherchent un état initial de l'atmosphère qui minimise une fonction coût globale représentant l'écart de l'analyse à l'ébauche d'une part et aux observations d'autre part. L'assimilation variationnelle tri-dimensionnelle (3D-Var) considère toutes les observations disponibles à un instant donné pour effectuer l'analyse ([[Parrish et Derber, 1992](#)], [[Courtier et al., 1998](#)] et [[Rabier et al., 1998](#)]). Le système quadri-dimensionnel (4D-Var), permet de considérer toutes les observations contenues dans une fenêtre d'assimilation (typique-

ment 6h ou 12h). En utilisant un modèle linéaire tangent et sa transposée mathématique (modèle adjoint), la trajectoire du modèle est optimisée sur cette fenêtre ([Rabier *et al.*, 2000], [Mahfouf et Rabier, 2000] et [Klinker *et al.*, 2000]).

Ces systèmes variationnels sont dotés d’opérateurs d’observation complexes pour l’assimilation des observations satellitaires. Ces dernières offrent une excellente couverture spatiale et temporelle, notamment au-dessus des zones pauvres en observations *in situ* (océans, déserts, pôles...). Elles représentent une véritable valeur ajoutée pour les analyses atmosphériques. La figure 1 présente des cartes de pointage des observations synoptiques (a) et c)) et satellitaires (b) et d)) disponibles sur les domaines des modèles ARPEGE (Action de Recherches Petite Echelle Grande Echelle) et ALADIN (Aire Limitée Adaptation dynamique, Développement International) pour le 23 janvier 2011 à 0UTC. On constate d’une part la diversité des observations disponibles pour les modèles de PNT et d’autre part l’excellente couverture des données satellitaires. Notons par ailleurs que toutes ces observations ne seront pas forcément assimilées dans les modèles.

Aujourd’hui encore, l’usage des observations satellitaires pour la PNT est encore loin d’être optimal. La difficulté provient du fait que les capteurs embarqués sur les satellites mesurent le rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi par la Terre dans le spectre du visible (VIS), de l’infrarouge (IR) ou des micro-ondes (MO). La grandeur mesurée est reliée analytiquement à un état observé de l’atmosphère qui peut être déduit grâce aux équations du transfert radiatif. Ce problème est appelé “problème inverse” puisque l’on cherche à retrouver un état de l’atmosphère à partir de la mesure de luminance spectrale. Or, plusieurs états de l’atmosphère peuvent conduire à une seule et même luminance. Pour réduire ces incertitudes, on se base souvent sur une ébauche issue par exemple d’une prévision à courte échéance qui représente l’état le plus probable de l’atmosphère. A chaque point d’observation, les profils atmosphériques (ébauches) et les paramètres de surface (température et émissivité) sont utilisés pour simuler la luminance qui correspond à l’état atmosphérique décrit dans l’ébauche. Lorsque l’écart entre la luminance simulée et celle observée est inférieur à un seuil déterminé, la mesure de luminance peut être assimilée. Ainsi, l’utilisation de paramètres provenant du modèle fortement erronés peuvent causer le rejet de l’observation en amont du système d’assimilation. C’est notamment le cas des observations dites “contaminées” par les nuages/hydrométéores ou celles sensibles aux surfaces continentales dont les effets sont mal modélisés dans l’ébauche ou pas pris en compte dans l’opérateur de simulation.

Dans le domaine de l’IR par exemple, la présence d’un nuage fait intervenir des processus fortement non-linéaires et de très petite échelle (souvent inférieure à la taille de la maille). C’est également le cas dans les MO en présence de précipitations. Ces processus sous-maillages sont complexes et difficiles à modéliser. Ils introduisent souvent de larges erreurs dans les simulations de luminances. Dans ce travail de thèse, je me suis concentrée sur les observations IR et MO effectuées en ciel clair et sur terre. En moyenne sur l’Europe, nous avons pu constater que 50% (20%) des observations disponibles en été (hiver) peuvent être considérées comme purement claires. Ces statistiques portent sur 2 mois d’observations IR (1 mois d’hiver et 1 mois d’été) issues du radiomètre SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) sur le domaine Europe. L’identification des pixels SEVIRI clairs et nuageux provient du produit “Cloud Type” développé

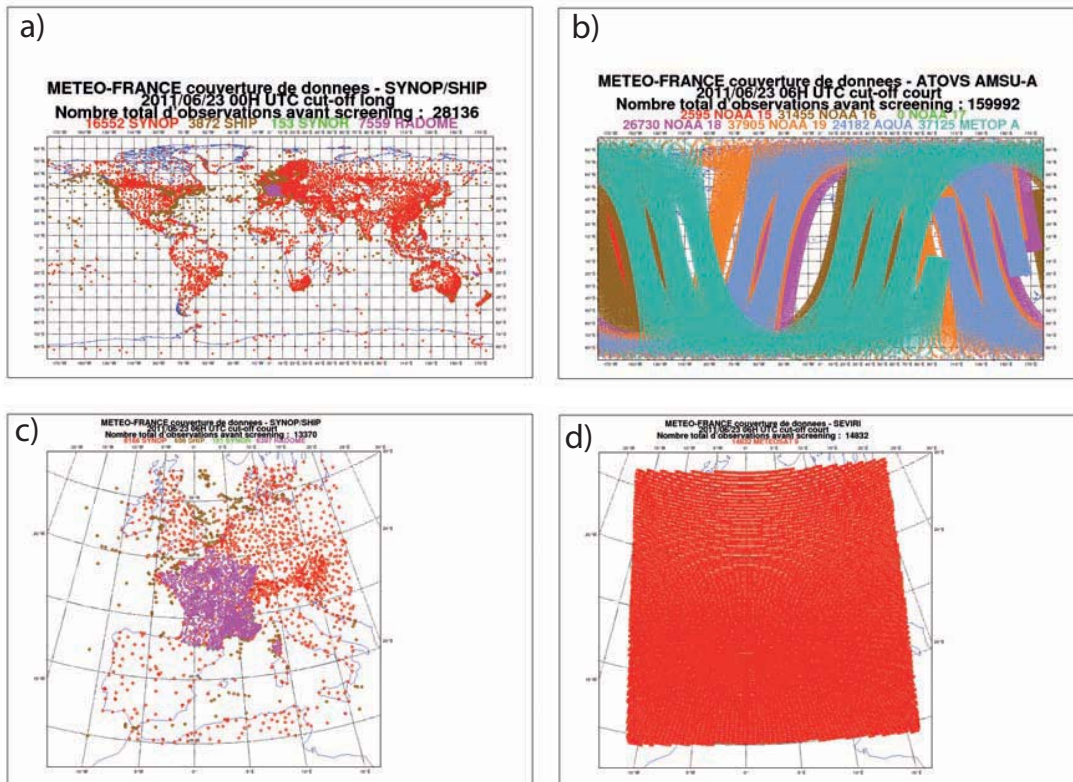


FIG. 1 – Pointage des observations a) des stations synoptiques, b) satellitaires de l'instrument AMSU-A (Advance Microwave Sounding Unit) disponibles le 23 juin 2011 à 0UTC sur le domaine ARPEGE. Et pointage des observations sur le domaine ALADIN c) des stations synoptiques et d) des observations SEVIRI

par le Centre de Météorologie Spatiale (CMS) de Météo-France ([Derrien et LeGléau, 2005]). La figure 2 présente le pourcentage d'observations SEVIRI claires par rapport aux observations SEVIRI disponibles sur le domaine ALADIN-France pendant le mois d'août 2009. On constate que les observations claires se concentrent sur la partie sud du domaine et en particulier sur l'Espagne, l'Italie et l'Afrique du Nord. Sachant que toutes les observations SEVIRI sensibles à la surface ne sont pas assimilées dans les modèles opérationnels sur les continents, on comprend bien ici l'enjeu de ce travail de thèse. En effectuant une meilleure modélisation de la surface, on vise à étendre l'assimilation des observations claires sur les continents et on s'attend à un impact significatif sur la zone sud du domaine. Notons par ailleurs que sur cette partie du domaine, le nombre d'observations *in situ* est bien plus faible dans notre système que sur la France par exemple (figure 1c).

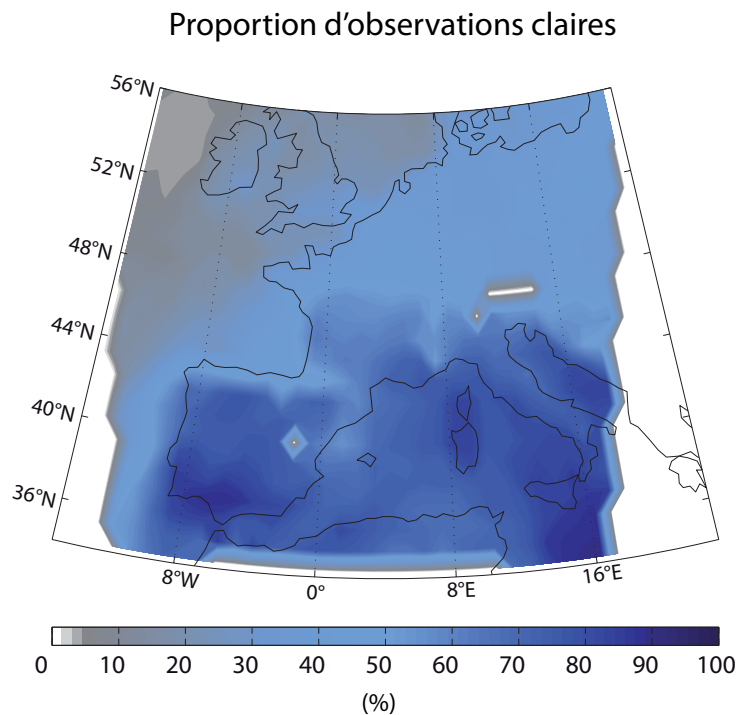


FIG. 2 – Cartes de la proportion d'observations SEVIRI claires par rapport aux observations SEVIRI disponibles sur le modèle ALADIN/France en août 2009.

## Vers une meilleure description de la surface continentale

Pour que l'observation satellitaire contribue à corriger l'analyse atmosphérique, il est nécessaire que le modèle soit capable de fournir des paramètres réalistes. Dans le cas où le signal radiométrique provient des basses couches de l'atmosphère, l'émission de la surface peut être significative. Elle est caractérisée par la température de surface ( $T_s$ ) et l'émissivité. Au dessus des surfaces océaniques, les modèles d'émissivité et les estimations de température de surface sont

suffisamment réalistes pour l'assimilation. Les observations des capteurs infrarouges SEVIRI, HIRS (High resolution Infrared Radiation Sounder), et micro-ondes SSM/I (Special Sensor Microwave Imager), SSMI/S (Special Sensor Microwave Imager / Sounder) et AMSU sensibles à la surface sont assimilées dans certains centres de PNT et contribuent à une meilleure analyse de l'humidité et de la température, y compris dans les basses couches (voir par exemple [Gérard *et al.*, 2003], [Montmerle *et al.*, 2007], [Karbou *et al.*, 2007], [Kelly, 2008]).

Par rapport aux surfaces océaniques, la variabilité spatio-temporelle de la température de la surface ( $T_s$ ) et de l'émissivité des surfaces continentales est difficile à modéliser. Les erreurs se répercutent sur la qualité des simulations de transfert radiatif, et bloquent l'usage futur de la mesure dans le modèle de PNT ([Trigo et Viterbo, 2003], [Borbas et Ruston, 2010], [Vogel *et al.*, 2011]). [English, 2008] a montré que l'assimilation des observations satellitaires sensibles à la surface est susceptible de dégrader le système si les paramètres d'émissivité et de la température de surface sont trop erronés.

A l'aide de l'imagerie satellitaire, il est possible de restituer ces paramètres de surface avec une précision satisfaisante. Il a été montré que l'utilisation d'une émissivité plus réaliste permet d'améliorer les simulations de transfert radiatif aux fréquences de l'instrument AMSU [Karbou *et al.*, 2006], SSM/I et SSMI/S [Karbou *et al.*, 2007], [Gerard *et al.*, 2011], et SEVIRI [Borbas et Ruston, 2010].

## Objectifs et organisation de la thèse

L'objectif général de ce travail de thèse est de mieux exploiter les observations satellitaires au dessus des surfaces continentales. Dans la continuité des travaux présentés dans [Karbou *et al.*, 2006], j'ai cherché à améliorer la modélisation de l'émissivité dans le domaine des micro-ondes et à mieux décrire la température de surface en utilisant les données IR. Dans ce contexte, j'ai cherché à atteindre trois grands objectifs :

1. Vérifier la validité de certaines approximations de surface pour le calcul de l'émissivité :  
En effet, depuis juin 2008, et de manière opérationnelle, la méthode dite "dynamique" pour estimer l'émissivité micro-onde a été implémentée dans ARPEGE et a permis de mieux assimiler les observations du sondeur AMSU au-dessus des surfaces continentales non-enneigées. Mon apport dans ce domaine fut réalisé dans le cadre du projet international Concordiasi dont les objectifs incluent une meilleure exploitation des observations satellites au-dessus de l'Antarctique. J'ai étudié les effets de plusieurs approximations de la surface sur les émissivités micro-ondes en allant d'une surface spéculaire à une surface lambertienne et en passant par des surfaces intermédiaires. La surface naturelle résulte du mélange des deux premiers types de surface. L'approximation de surface spéculaire est communément utilisée par les modélisateurs.
2. Mieux caractériser la température de surface à partir des mesures IR :  
J'ai principalement cherché à estimer la  $T_s$  à partir de plusieurs canaux IR en m'appuyant

sur des climatologies mensuelles d'émissivité de surface IR. J'ai également évalué les Ts restituées en les comparant à des mesures indépendantes et en évaluant leur impact sur des simulations de transfert radiatif. J'ai montré que la méthode de restitution nous permet d'avoir des estimations cohérentes de Ts qui sont favorablement comparables à celles de Land-SAF (Satellite Application Facilities) d'EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites).

3. Augmenter significativement le nombre d'observations assimilées au-dessus de l'Europe :  
Il s'agit du coeur de mon travail de thèse et l'aboutissement des développements que j'ai menés pour mieux décrire la surface. J'ai cherché à réaliser l'assimilation d'observations IR sensibles à la surface dans les modèles à aire limitée de Météo-France. J'ai examiné les impacts relatifs de ces nouvelles données sur les analyses et les prévisions. J'ai également été amenée à réfléchir sur le problème de la correction de biais et sur les spécifications des erreurs d'observation.

Le manuscrit est organisé en quatre parties. Le chapitre 1 présente les éléments généraux sur le traitement des observations satellitaires dans le cadre de l'assimilation de données. L'accent est mis sur l'importance d'une bonne modélisation de surface (émissivité et Ts en particulier) pour l'assimilation des observations satellitaires sensibles à la surface. Dans le chapitre 2, l'émissivité de la surface est restituée en utilisant des observations MO (2 publications associées) puis des observations IR. Une évaluation des restitutions est présentée et discutée. Les résultats concernant les restitutions de Ts dans la gamme de l'IR sont résumés dans le chapitre 3 (1 publication associée). Enfin, après avoir bien caractériser la surface, des expériences d'assimilation ont été menées et les impacts sont discutés dans le chapitre 4 (1 publication associée). Je termine par une partie dédiée aux conclusions et perspectives.



# De l'observation à l'assimilation

---

## Sommaire

<b>1.1</b>	<b>Les observations de télédétection spatiale</b>	<b>8</b>
1.1.1	Introduction	8
1.1.2	Le transfert radiatif	9
1.1.2.1	La fonction de Planck	10
1.1.2.2	Rayonnement de l'atmosphère	12
1.1.2.3	Rayonnement de la surface continentale	14
1.1.3	Apports des observations SEVIRI, AMSU et SSM/I en PNT	15
1.1.3.1	L'instrument SEVIRI	15
1.1.3.2	Les instruments AMSU et SSM/I	16
<b>1.2</b>	<b>Assimilation variationnelle des données pour la PNT</b>	<b>19</b>
1.2.1	Formalisme et principes généraux	21
1.2.1.1	Estimation des moindres carrés (BLUE)	22
1.2.1.2	L'interpolation optimale (OI)	23
1.2.1.3	Le 3D-Var	24
1.2.1.4	Le 4D-Var	24
1.2.2	L'opérateur d'observations satellitaires	25
1.2.3	Les systèmes opérationnels à Météo-France	26
1.2.3.1	Le modèle global ARPEGE	26
1.2.3.2	Les modèles à aire limitée : ALADIN et AROME	27
<b>1.3</b>	<b>Quelques défis scientifiques en PNT</b>	<b>28</b>
	Monitoring :	28
	Correction des biais systématiques (VarBC) :	29
	Contrôle de qualité :	29
	Échantillonnage des observations :	32

---

Les satellites météorologiques ont été conçus pour la surveillance du temps et du climat de la Terre. Ce sont les seules observations qui permettent d'obtenir une couverture globale avec une répétitivité temporelle relativement élevée. Ces observations sont d'autant plus bénéfiques aux zones inhabitées qui sont généralement dépourvues d'observations conventionnelles (océans, régions désertiques, régions polaires...). Les observations acquises par les satellites sont maintenant indispensables en prévision numérique du temps (PNT). Ces dernières années, les progrès effectués dans le domaine de l'assimilation de données permettent de mieux tirer profit des ces mesures spatiales. En effet, l'implémentation de systèmes perfectionnés (variationnels et multi-dimensionnels) permet aujourd'hui d'assimiler directement les observations satellitaires plutôt

que des produits dérivés. En association avec un modèle de transfert radiatif, les observations permettent de mieux contraindre les champs analysés des modèles de PNT (ou conditions initiales des prévisions).

Ce chapitre vise à montrer l'intérêt des observations de télédétection pour la PNT. La première section présente les caractéristiques de ces observations et le type d'information atmosphérique qu'elles contiennent. La seconde section décrit la manière dont ces observations sont utilisées dans le cadre de la prévision opérationnelle. La troisième section identifie quelques pistes de recherches en vue d'optimiser l'assimilation de ces observations dans les modèles atmosphériques.

## 1.1 Les observations de télédétection spatiale

### 1.1.1 Introduction

Depuis la mise en orbite des premiers satellites dédiés à l'observation de l'atmosphère (Vanguard 2 en 1959 et TIROS-1 en 1960), plusieurs pays lancent et exploitent des satellites météorologiques : les Etats-Unis, les pays européens, l'Inde, la Chine, la Russie, la Corée et le Japon. Les radiomètres embarqués sur les plateformes des satellites mesurent le rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi par la terre dans le domaine du visible (VIS), de l'infra-rouge (IR) et des micro-ondes (MO). Ce signal électromagnétique contient des informations indirectes sur l'état de l'atmosphère et/ou de la surface terrestre.

Les satellites défilants orbitent autour de la terre à une distance comprise entre 600 et 1000 km d'altitude. La largeur de la fauchée (i.e. zone balayée) est de l'ordre de 2000 km. La résolution spatiale au nadir (i.e. à la verticale) est de l'ordre de quelques km à moins d'une centaine de km. La période de révolution incluant le passage par les 2 pôles est de l'ordre de 90 minutes (figure 1.1). Au total, environ 14 orbites journalières permettent d'obtenir une couverture globale de la Terre 2 fois par jour. La plupart des satellites dédiés à l'observation de l'atmosphère sont héliosynchrones c'est à dire qu'ils repassent au-dessus d'un lieu à une heure solaire identique.



FIG. 1.1 – Schéma de la trajectoire orbitale des satellites défilants

Les observations des satellites défilants sont bien adaptées pour l'étude des régions polaires (haute résolution spatiale et temporelle). Cependant, elles souffrent d'une plus faible répétitivité

spatiale aux tropiques et aux moyennes latitudes. Ce réseau d'observation est complété par les observations des satellites à orbite géostationnaire.

Situés sur l'axe équatorial, à 35880 km d'altitude, les satellites géostationnaires orbitent de façon synchrone avec la Terre. Actuellement la couverture globale est assurée par un réseau de plus de 10 satellites opérationnels (table 1.1.1, figure 1.2). De part leur plus grande distance à la Terre, la largeur des bandes spectrales est plus étendue et le bruit radiométrique s'en trouve également augmenté. La résolution spatiale est de l'ordre de 3 à 4 km dans l'infrarouge et de 1 km dans le visible. Ces instruments produisent une image du disque terrestre toutes les 15 à 30 minutes. Certaines plateformes embarquent également des sondeurs infrarouges. Le satellite GOES sonde l'atmosphère dans 19 canaux avec une résolution spatiale de 8 km. La troisième génération de METEOSAT embarquera également un sondeur hyperspectral.

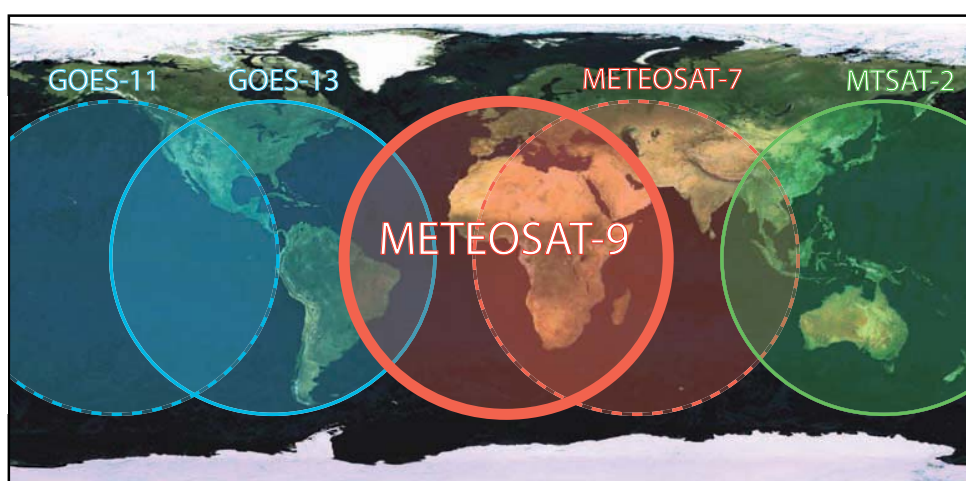


FIG. 1.2 – Couverture globale opérée par les satellites à orbite géostationnaire (fond de carte mosaïque Envisat 2004, ESA)

Les spécifications instrumentales des radiomètres sont adaptées pour fournir des observations indirectes de l'atmosphère et des surfaces terrestres. Le transfert radiatif représente la base physique de l'exploitation des mesures radiométriques pour la restitution de paramètres météorologiques.

### 1.1.2 Le transfert radiatif

L'exploitation des mesures repose sur la bonne compréhension des interactions entre le rayonnement électromagnétique et les composants de l'atmosphère ou la surface. L'application de la théorie du transfert radiatif vise à interpréter les mesures radiométriques dans des intervalles spectraux sensibles aux caractéristiques physiques de l'atmosphère et/ou de la surface.

Un capteur passif d'observation de la Terre mesure une luminance spectrale (ou radiance)

TAB. 1.1 – Caractéristiques des principaux satellites météorologiques géostationnaires actuellement opérationnels

Sector	Satellites in orbit	Operator	Loc.	Launch date	Channels/Instrument
<b>East Pacific</b> (180° W-108° W)	GOES-11	USA/NOAA	135°W	01/05/00	5/imager, 19/sounder
<b>West Atlantic</b> (108° W-36° W)	GOES-12	USA/NOAA	75°W	07/01/09	5/imager, 19/sounder
	GOES-10	USA/NOAA	60°W	01/04/97	5/imager, 19/sounder
<b>East Atlantic</b> (36° W-36° E)	METEOSAT-9	EUMETSAT	0°	21/12/05	12/imager, (SEVIRI)
<b>Indian Ocean</b> (36° E-108° E)	METEOSAT-7	EUMETSAT	57.5°E	02/09/97	3/imager
	KALPANA-1 (prev. METSAT)	INDIA	74°E	12/09/02	3/imager
	FY-2D	CHINA/CMA	86.5°E	08/12/06	5/imager
	INSAT-3A	INDIA	93.5°E	10/04/03	3/imager
	FY-2C	CHINA/CMA	105°E	19/10/04	5/imager
<b>West Pacific</b> (108° E-180° E)	MTSAT-2 (Himawari-6)	JAPAN	145°E	18/02/06	5/imager

qui résulte de la combinaison de différents processus d'émission, d'absorption, de réflexion et de diffusion. Pour un instrument observant la Terre avec un angle  $\theta$  par rapport au nadir, l'équation du transfert radiatif doit être résolue depuis le sol jusqu'au satellite en supposant une atmosphère plane et parallèle. Pour cela, on estime que la mesure provient de 3 composantes principales : (1) l'émission naturelle de la surface, (2) l'émission des différentes couches de l'atmosphère et (3) le rayonnement incident réfléchi par la surface (figure 1.3).

Ainsi, la radiance monochromatique  $R$  de fréquence  $\nu$  quittant l'atmosphère vers l'espace est obtenu grâce à l'équation suivante :

$$R_\nu(\theta) = \overbrace{\varepsilon_\nu(\theta)L_\nu(T_s)\Gamma_\nu(\theta)}^1 + \overbrace{L_\nu^\uparrow(\theta)}^2 + \overbrace{(1 - \varepsilon_\nu(\theta))\Gamma_\nu(\theta)L_\nu^\downarrow(\theta)}^3 \quad (1.1)$$

$\varepsilon_\nu$  et  $\Gamma_\nu$  représentent l'émissivité de surface et la transmission atmosphérique.  $L_\nu^\uparrow$ ,  $L_\nu^\downarrow$  et  $L_\nu(T_s)$  représentent le rayonnement montant, le rayonnement descendant et la température de la surface exprimée dans l'espace des radiances.

### 1.1.2.1 La fonction de Planck

En première approximation, supposons que la Terre et le Soleil sont des milieux totalement absorbants, noirs et opaques. Dans cette configuration, la totalité du rayonnement électromagnétique reçu est absorbé. D'après la loi de Planck, la théorie du corps noir démontre que, à une

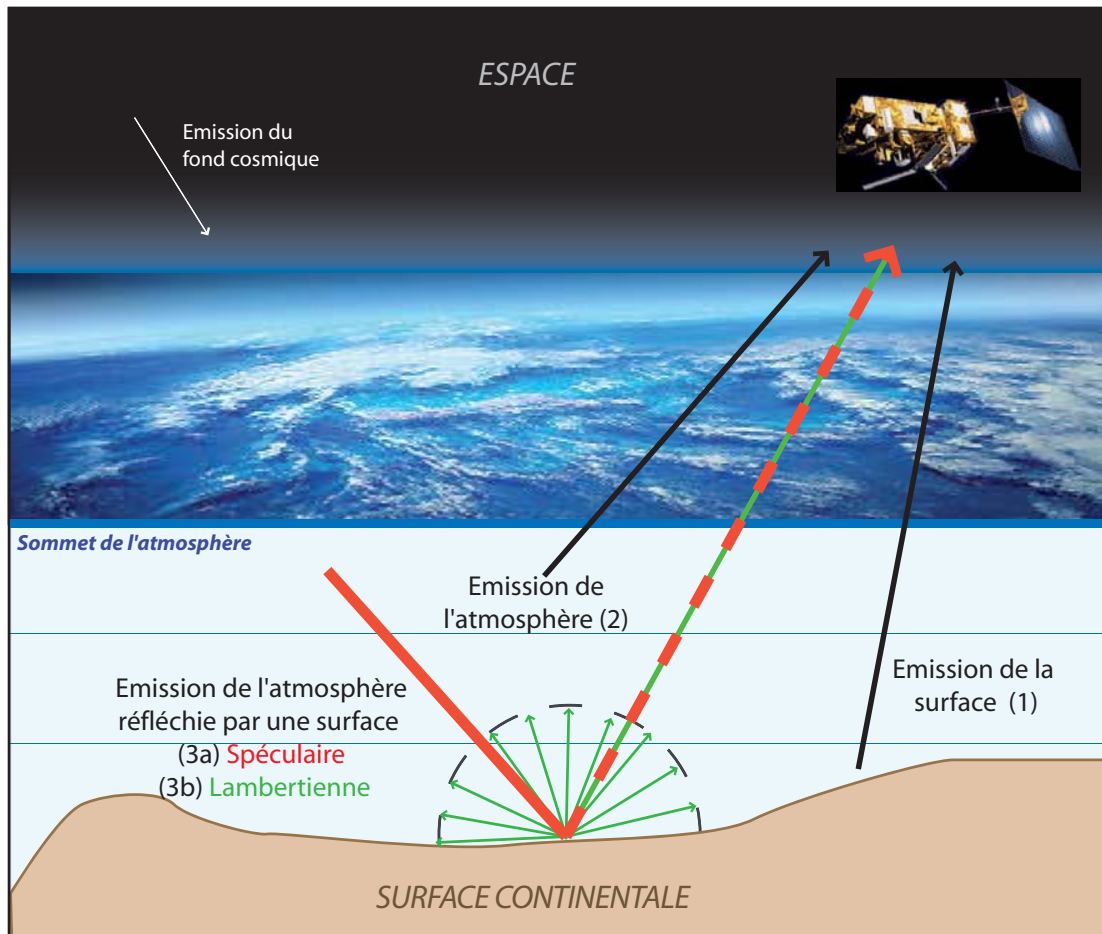


FIG. 1.3 – Schéma du transfert radiatif des différentes contributions au rayonnement mesuré au sommet de l'atmosphère

température donnée, la distribution spectrale du rayonnement émis par un corps noir, en équilibre thermodynamique avec son environnement, ne dépend que de la température du milieu et de la longueur d'onde. Pour chaque luminance de fréquence  $\nu$ , la fonction de Planck est donnée par :

$$L_\nu(T) = \frac{2h\nu^3 c}{\exp \frac{h\nu c}{\kappa T} - 1} \quad (1.2)$$

Avec  $T$ , la température (en Kelvin),  $h$ , la constante de Planck ( $h = 6.6237 * 10^{-34} J.s.$ ),  $\kappa$ , la constante de Boltzmann ( $\kappa = 1.381 * 10^{-23} J.K^{-1}$ ) et  $c$ , la vitesse de la lumière dans le vide ( $299\ 792\ 458\ m.s^{-1}$ ).

La loi dite du “déplacement de Wien” permet d’obtenir, pour une température donnée, la valeur de la longueur d’onde ou le flux est maximal. Elle découle directement de la loi de Planck. La température de surface du soleil est de l’ordre de 5780K, on constate que le maximum d’émission du soleil correspond à une longueur d’onde de  $0.5\ \mu m$  (domaine du visible). En considérant également que la Terre est un corps noir, dont la température superficielle moyenne est d’environ  $15^\circ C$  (288K), le maximum d’émission pour notre environnement se situe aux alentours de  $10\ \mu m$  (domaine de l’infrarouge thermique).

Cependant, l’hypothèse du corps idéal n’est valable qu’en première approximation car les éléments naturels sont loin d’être des corps noirs, parfaitement absorbants. Selon la longueur d’onde, le milieu et l’angle d’incidence, l’atmosphère et/ou les surfaces terrestres interagissent de manière différente avec le rayonnement.

### 1.1.2.2 Rayonnement de l’atmosphère

Dans les régions spectrales du VIS, de l’IR et des MO, la propagation du rayonnement électromagnétique est influencée par les constituants de l’atmosphère (gaz, hydrométéores et aérosols). La transmission (ou transmittance) est la fraction de l’énergie incidente qui traverse l’atmosphère. Elle est comprise entre 0 (absorption totale) et 1 (absorption nulle). En supposant une atmosphère plane et parallèle, et un milieu non diffusant, la transmittance  $\Gamma$  est donnée par la formule suivante :

$$\begin{aligned} \Gamma_\nu(z, \theta) &= \exp \frac{-\tau(z, z_{sat})}{\cos(\theta)} \\ \tau(z, z_{sat}) &= \int_z^{z_{sat}} \alpha(z) dz \\ \alpha(z) &= K_\nu(z) c_\nu(z) \rho(z) \end{aligned} \quad (1.3)$$

A une fréquence  $\nu$ , une altitude  $z$  et selon un angle d’observation  $\theta$ , la transmittance  $\Gamma$  peut être exprimée en fonction de l’opacité  $\tau$  du milieu. Cette dernière correspond à la somme des absorptions (appelée coefficient d’extinction  $\alpha(z)$ ) associées au profil de densité atmosphérique  $\rho$ , au rapport de mélange de gaz absorbant  $c$  et au coefficient d’absorption  $K_\nu$  intégré sur le

parcours  $dz$  ( $(z, z_{sat})$ ).

La figure 1.4a, montre les variations de la transmission en fonction de la longueur d'onde et les interactions avec certains gaz. La figure présente également un agrandissement sur la transmittance dans le domaine spectral b) de l'IR et c) des MO. Notez que, par convention, on parle de la longueur d'onde ( $\mu m$ ) dans le domaine de l'IR, et de la fréquence (GHz) dans le domaine des MO. La longueur d'onde étant inversement proportionnelle à la fréquence.

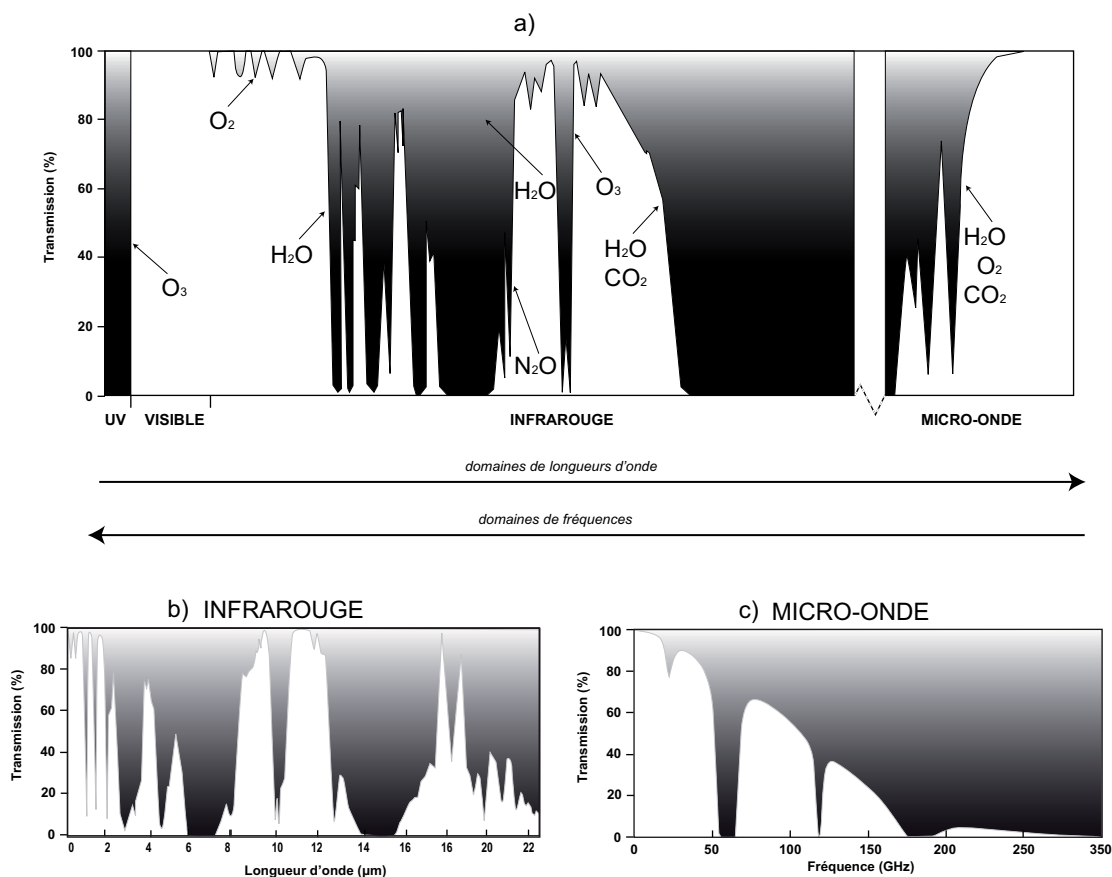


FIG. 1.4 – a) Variations de la transmittance en fonction de la longueur d'onde et des composés gazeux de l'atmosphère. Un agrandissement est présenté pour le domaine de a) l'IR et b) des MO. Les figures s'inspirent du site <http://e-cours.univ-paris1.fr>

Lorsque l'on souhaite obtenir des informations sur les surfaces continentales, on se placera au sein des fenêtres atmosphériques où le rayonnement n'interagit que faiblement avec l'atmosphère. Si l'on se place à proximité des bandes d'absorption dont la concentration gazeuse est bien connue, on peut en déduire la distribution de grandeurs physiques associées. C'est le principe du sondage atmosphérique. Par exemple, des profils de température sont obtenus lorsque l'observation est effectuée aux abords de la bande d'absorption de l'O<sub>2</sub> (dans les MO) ou du CO<sub>2</sub>

(dans l'IR). Pour obtenir des profils d'humidité (ou d'ozone), on choisira une longueur d'onde à proximité de la raie d'absorption de la vapeur d'eau (ou celle de l'ozone).

Les canaux de sondage sont définis de sorte qu'ils permettent d'obtenir des profils atmosphériques depuis le sommet de l'atmosphère jusqu'à la surface. A une longueur d'onde donnée, le pic de sensibilité de la fonction poids correspond à la couche de l'atmosphère la plus absorbante. Cette couche atmosphérique peut-être très épaisse et peut atteindre plusieurs kilomètres. La fonction poids dépend à la fois de la température, du rapport de mélange d'un gaz absorbant et de l'altitude ([Kaplan *et al.*, 1977]) :

$$K_\nu(z) = \frac{d\Gamma(z, \theta)}{dz} dz \quad (1.4)$$

Lorsque la transmission est élevée, le pic de la fonction de poids pointe vers les basses couches de l'atmosphère et la contribution de la surface peut-être significative. Dans ce cas les composantes (1) de l'émission naturelle de la surface et (3) d'émission au sommet de l'atmosphère présentées sur la figure 1.3 sont dominantes dans le signal mesuré.

### 1.1.2.3 Rayonnement de la surface continentale

L'émission thermique d'une surface naturelle est exprimée comme étant l'émission d'un corps noir de même température pondérée par un coefficient correcteur  $\varepsilon$  appelé émissivité. Un corps chauffé qui ne réémet pas toute son énergie est un corps gris. L'émissivité constitue en quelque sorte, la signature spectrale des milieux dans la région spectrale considérée. Elle varie de 0 à 1 (corps noir). Cette signature est directement liée à la réflectance spectrale qui représente le rapport de l'intensité du rayonnement réfléchi au rayonnement incident sur une surface. La loi de conservation du rayonnement de Kirchhoff relie l'absorption et l'émission d'une source réelle en équilibre thermique. Elle conduit à  $\varepsilon(\nu) = 1 - \rho_\nu$  où  $\rho_\nu$  représente la réflectance spectrale à la fréquence  $\nu$ . La réflectance est comprise entre 0 (corps noir) et 1 (tout est réfléchi). Selon les caractéristiques de la surface, la longueur d'onde et l'angle d'observation, le rayonnement n'est pas réfléchi de la même manière. On distingue 2 modes de réflexion principaux : la réflexion directionnelle (dite spéculaire) et la réflexion diffuse (dite lambertienne).

La réflexion spéculaire (du latin *speculum* qui signifie miroir) est le mode de réflexion d'un rayonnement incident sur une surface parfaitement lisse à une longueur d'onde donnée (1.5). Le rayonnement réfléchi par la surface l'est dans une seule et même direction. D'après les lois de Descartes, l'angle du rayonnement réfléchi  $\theta_r$  est le symétrique de celui du rayonnement incident  $\theta_i$  par rapport à la normale. La réflexion est généralement spéculaire lorsque la taille des aspérités de la surface est inférieure à la longueur d'onde. Dans le cas inverse, lorsque la taille des aspérités de la surface est supérieure à la longueur d'onde du rayonnement incident, la réflexion est diffuse (1.5). La réflexion diffuse est dite lambertienne si elle obéit à la loi de Lambert qui stipule que, indépendamment de la polarisation et de l'angle d'incidence, le rayonnement réfléchi est isotrope et non-polarisé.

La notion de surface lisse ou rugueuse est donc directement liée à la longueur d'onde. Ainsi, avec des irrégularités de l'ordre de 0.5 à 0.7  $\mu\text{m}$ , cette surface est rugueuse pour le rayonnement



visible. Par contre, la même surface peut paraître lisse pour des longueurs d'onde plus élevées comme les micro-ondes.

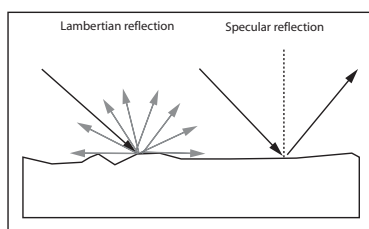


FIG. 1.5 – Schéma de surface spéculaire et lambertienne

Dans la réalité, la réflexion du rayonnement par une surface naturelle combine les deux types de réflexion. Selon les longueurs d'onde, le rayonnement est réfléchi dans toutes les directions (composante lambertienne) avec généralement une direction privilégiée pour laquelle la réflexion est plus importante (composante spéculaire). La validité de ces hypothèses est détaillée dans le chapitre 2.

### 1.1.3 Apports des observations SEVIRI, AMSU et SSM/I en PNT

#### 1.1.3.1 L'instrument SEVIRI

Le radiomètre SEVIRI est embarqué sur METEOSAT SECONDE GENERATION (MSG ou METEOSAT-8 et -9) ([Schmetz *et al.*, 2002]). Sous l'égide d'EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites) et de l'ESA (European Space Agency), MSG est opérationnel depuis le 29 janvier 2004. L'imageur SEVIRI délivre une image du disque terrestre toutes les 15 minutes dans 12 canaux spectraux avec une résolution spatiale de 3 km au nadir (jusqu'à 1 km pour le canal visible haute-résolution (HRV)).

Le capteur SEVIRI est un radiomètre à balayage et la rotation du satellite (100 tours par minutes) autour de son axe principal d'inertie est utilisée pour réaliser l'acquisition des images. L'instrument fait usage d'un miroir et balaie à chaque révolution du satellite une étroite bande de la surface de la Terre. L'angle de balayage est décrit en environ 30 ms. Puis, pendant 570 ms, le télescope vise l'espace et une modification de l'orientation du miroir est effectuée pour que l'instrument balaie au sol une bande contiguë à la précédente, mais plus au nord. Une image complète se compose de 3712 lignes. Elle est acquise en 12 minutes 30 secondes à l'aide de 3 détecteurs et environ 1250 révolutions du satellite. Les 2 minutes 30 secondes suivantes sont consacrées au retour du miroir à sa position initiale. Pendant la phase de non-acquisition de données, les détecteurs sont étalonnés. Ainsi, la position stationnaire par rapport à la Terre confère à ces observations un angle d'observation constant dans le temps. La figure 1.6 présente une carte des angles d'observation avec lesquels SEVIRI observe l'Europe. Ils sont compris entre 40° et 70°.

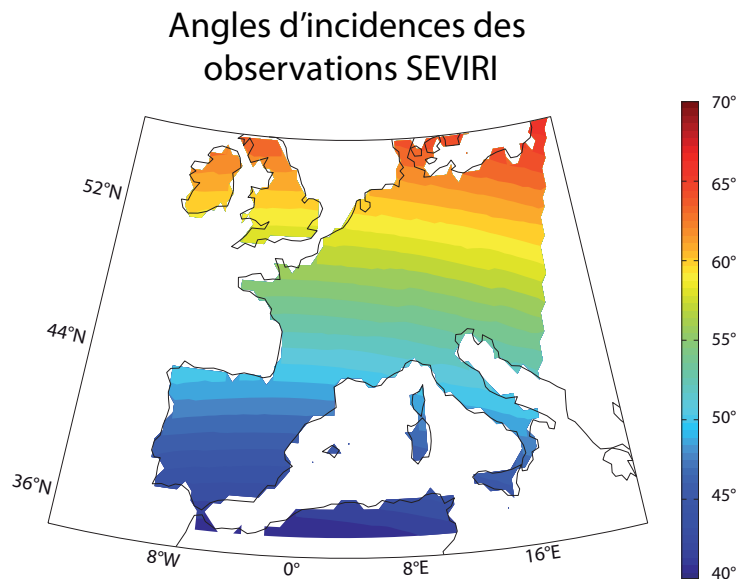


FIG. 1.6 – Carte des angles d'incidences (en degrés) avec lesquels l'instrument SEVIRI observe la région de l'Europe.

Les fonctions de poids des canaux SEVIRI sont présentées sur la figure 1.7. Parmi les 12 canaux SEVIRI, sept canaux fenêtre (VIS et IR) permettent d'obtenir des informations sur la surface terrestre ou sur les propriétés et le déplacement des nuages (VIS0.6  $\mu\text{m}$ , VIS0.8  $\mu\text{m}$ , NIR1.6  $\mu\text{m}$ , IR3.9  $\mu\text{m}$ , IR8.7  $\mu\text{m}$ , IR10.8  $\mu\text{m}$ , et IR12.0  $\mu\text{m}$ ). Les deux canaux vapeur d'eau (WV6.2  $\mu\text{m}$ , WV7.3  $\mu\text{m}$ ) informent sur l'humidité troposphérique (autour de 200 et 300 hPa). Des mesures d'ozone et de dioxyde de carbone peuvent être dérivés des canaux IR9.7  $\mu\text{m}$ , IR13.4  $\mu\text{m}$  respectivement. Les caractéristiques des canaux et leurs sensibilité sont présentés dans le tableau 1.2.

Dans les modèles globaux, les radiances claires (non contaminées par les nuages) des canaux vapeur d'eau sont assimilées de manière opérationnelle dans la plupart des centres de PNT ([Montmerle *et al.*, 2007], [Kopken *et al.*, 2004] ...). Dans les modèles à aire limitée, les radiances brutes des 2 canaux WV sont opérationnellement assimilées en conditions claires et nuageuses. Contrairement aux canaux WV, les canaux IR sont sensibles à la surface ne sont assimilés qu'en conditions claires et au dessus des océans ([Montmerle *et al.*, 2007], [Kelly, 2008], [Stengel *et al.*, 2009], [Stengel *et al.*, 2010]).

### 1.1.3.2 Les instruments AMSU et SSM/I

AMSU et SSM/I sont des radiomètres MO dédiés à l'observation de la surface et de l'atmosphère ([Aumann *et al.*, 2003]). Contrairement aux radiomètres effectuant des mesures dans la gamme de l'IR, les radiomètres MO sont capables de fournir des observations dans la plupart des situations nuageuses.

Les instruments AMSU-A et AMSU-B (ou son équivalent MHS (Microwave Humidity Soun-

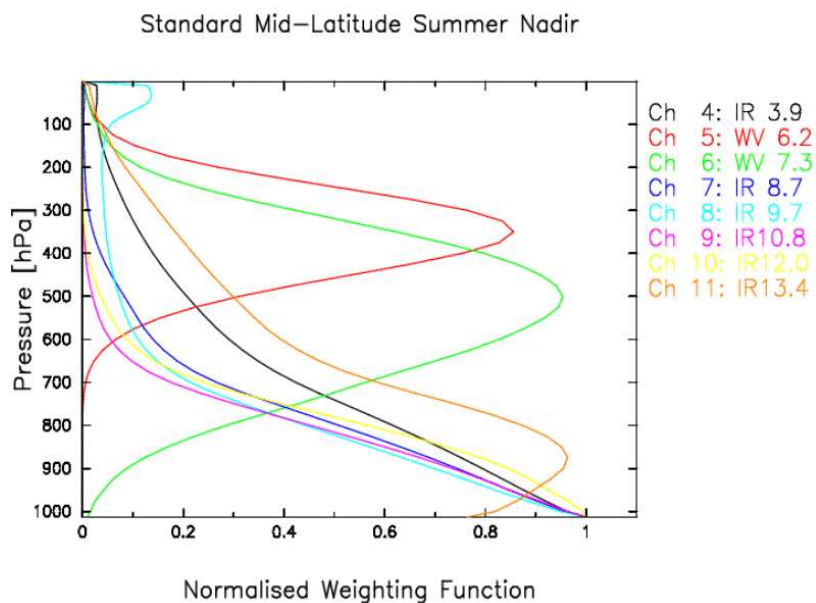


FIG. 1.7 – Fonctions poids des canaux SEVIRI pour une atmosphère standard des moyennes latitudes en été ([Schmetz *et al.*, 2002])

TAB. 1.2 – Caractéristiques des canaux de l'instrument SEVIRI

Canaux	Caractéristiques de la bande spectrale ( $\mu\text{m}$ )		Sensibilité
1	VIS0.6	0.56-0.71	surface
2	VIS0.8	0.74-0.88	surface
3	NIR1.6	1.50-1.78	surface
4	IR3.9	3.48-4.36	surface
5	WV6.2	5.35-7.15	vapeur d'eau
6	WV7.3	6.85-7.85	vapeur d'eau
7	IR8.7	8.30-9.10	surface
8	IR9.7	9.38-9.94	ozone
9	IR10.8	9.80-11.80	surface
10	IR12.0	11.00-13.00	surface
11	IR13.4	12.40-14.40	dioxyde de carbone
12	HRV	0.4-0.1	surface

der)) sont embarqués depuis 1998 sur les plateformes de la NOAA (-15, -16, -17 et -18, National Oceanic and Atmospheric Administration), ainsi que sur Aqua de la NASA (National Aeronautics and Space Administration) et récemment MetOp d'EUMETSAT. Les instruments AMSU-A et -B sont conçus pour l'observation de la surface (4 canaux) et pour effectuer des sondages de température et d'humidité (16 canaux). Les fonctions poids de l'instrument sont présentées sur la figure 1.8 et le tableau 1.3 résume les caractéristiques des canaux AMSU.

Techniquement, les instruments AMSU-A et AMSU-B effectuent un balayage transversal et observent la Terre avec un angle de balayage qui varie entre  $-48^\circ$  et  $+48^\circ$  (30 positions de balayage pour AMSU-A et 90 pour AMSU-B) ce qui se traduit par un angle zénithal d'observation allant de  $-58^\circ$  à  $+58^\circ$  (figure 1.9). AMSU-A a une résolution horizontale de 48 km au nadir contre 16 km pour AMSU-B. Il est important de signaler que les trajectoires orbitales ne sont pas strictement polaires mais quelque peu décalées du point polaire exact. De ce fait, les régions des pôles sont plus souvent observées selon des forts angles. L'observation en mode balayage implique également que la réception du signal électromagnétique s'effectue avec une polarisation variable suivant l'angle d'observation. Pour les observations issues des instruments AMSU-A et AMSU-B, la polarisation est supposée verticale au nadir.

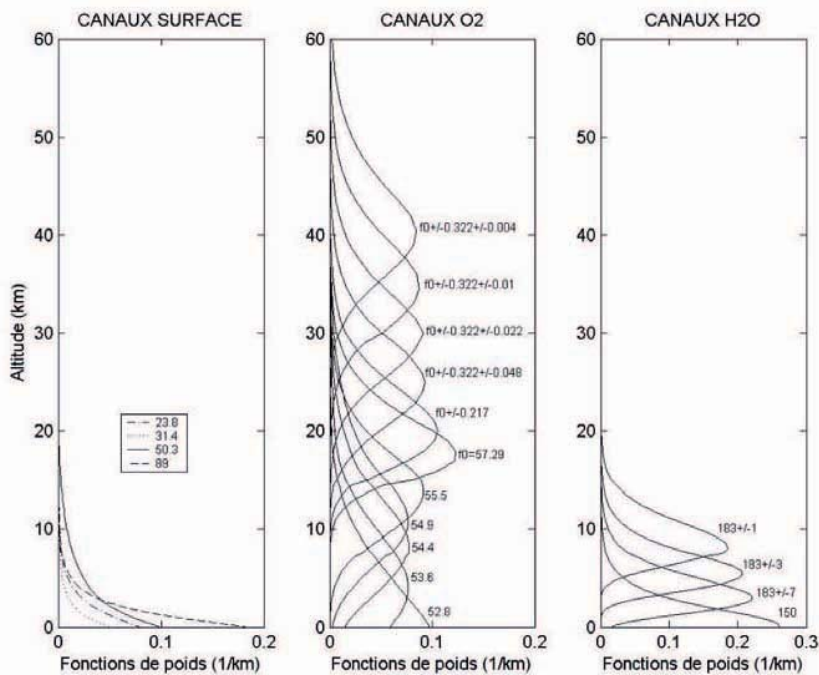


FIG. 1.8 – Fonctions poids des canaux AMSU de a) surface, b) sondage de température et c) sondage d'humidité ([Karbou *et al.*, 2006])

Embarqué sur les satellites F13, F14 et F15, de la série des DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) de la Navy Américaine, le radiomètre imageur hyperfréquence SSM/I observait la Terre avec une résolution horizontale de 25 km au nadir pour les 5 premiers canaux et de

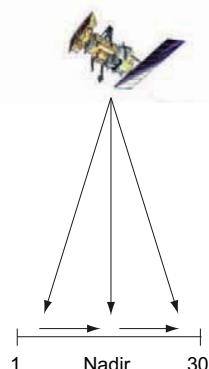


FIG. 1.9 – Schéma de balayage transversal de l'instrument AMSU-A

12.5 km pour les canaux 6 et 7. La fauchée de l'orbite était d'environ 1400 km. Cet imageur avait un mode d'observation conique (angle zénithal constant d'observation à  $53^\circ$ ) et disposait de 7 canaux. Les mesures aux fréquences 19.35, 37.0 et 85.5 GHz étaient bipolarisées (Verticale et Horizontale). Celle de 22.35 GHz avait une polarisation verticale (tableau 1.3). Les instruments SSM/I ont fonctionné de manière opérationnelle jusqu'en Novembre 2009. Avec des spécifications instrumentales similaires, les mesures sont aujourd'hui effectuées par SSMI/S (Special Sensor Microwave Imager/Sounder), embarqués sur les satellites DMSP F16, F17 et F18.

## 1.2 Assimilation variationnelle des données pour la PNT

L'analyse de l'atmosphère consiste à déduire une estimation satisfaisante de l'état d'un modèle à l'aide d'observations. Le plus souvent, les observations ne coïncident pas avec l'état du modèle dans l'espace ou dans le temps. Le système est alors sous-déterminé puisque les observations ne renseignent pas toutes les mailles et toutes les variables du modèle. Il est donc nécessaire de rajouter une information supplémentaire, par exemple, une estimation a priori de l'état du système. Dans le cadre météorologique, il peut s'agir d'une information de climatologie ou typiquement pour la PNT, une précédente prévision à courte échéance (3h, 6h, 12h, ébauche).

L'assimilation de données désigne l'ensemble des techniques permettant de combiner l'ébauche et les observations, de manière optimal. Il existe deux grande catégories de méthodes d'assimilation de données. Les méthodes séquentielles (qui ne tiennent compte que d'une séquence d'observations disponible avant l'heure de l'analyse) et les méthodes variationnelles (qui utilisent les observations passées, présentes et futures par rapport à l'heure de l'analyse).

A Météo-France, le schéma de l'interpolation optimale est utilisé pour effectuer une analyse de surface car il est peu coûteux. Il vise à fournir à fournir des champs de surface (température, humidité ...) utiles pour l'initialisation de l'analyse atmosphérique. Pour l'atmosphère, l'analyse

TAB. 1.3 – Caractéristiques des canaux des instruments AMSU et SSM/I

Instrument	Canaux	Frequences (GHz)	sensibilité
<b>AMSU-A</b>	1	23.8	surface
	2	31.4	surface
	3	50.3	surface
	4	52.8	température
	5	53.596±0.115	température
	6	54.4	température
	7	54.9	température
	8	55.5	température
	9	$\nu=57.290$	température
	10	$\nu\pm 0.217$	température
	11	$\nu\pm 0.322\pm 0.048$	température
	12	$\nu\pm 0.322\pm 0.022$	température
	13	$\nu\pm 0.322\pm 0.010$	température
	14	$\nu\pm 0.322\pm 0.0045$	température
	15	89	surface
<b>AMSU-B</b>	1	89	surface
	2	150	humidité
	3	183±1	humidité
	4	183±3	humidité
	5	183±7	humidité
<b>SSM/I</b>	1	19.3V	surface
	2	19.3H <sup>1</sup>	surface
	3	22.2V	surface
	4	37.0V	surface
	5	37.0H	surface
	6	85.0V	surface
	7	85.0H	surface

du modèle globale ARPEGE est basée sur un schéma variationnel quadri-dimensionnel (4D-Var). Les deux modèles à aire limitée AROME (Application de la Recherche à l'Opérationnel à Mésos-Echelle) et ALADIN produisent une analyse atmosphérique en utilisant un schéma variationnel tri-dimensionnel (3D-Var). Dans cette section, les principes de base de l'assimilation sont présentés. L'accent est mis sur le traitement nécessaire pour l'assimilation des observations satellitaires et les défis scientifiques qu'elle implique.

### 1.2.1 Formalisme et principes généraux

Dans le cadre de la PNT, on cherche un état du modèle, ou analyse qui minimise la distance entre l'ébauche (prévision à courte échéance) et un jeu d'observations étant donné leurs erreurs respectives.

On suppose que le système physique considéré peut être représenté par un vecteur d'état  $\mathbf{x}$  à  $n$  dimensions. Le vecteur d'état réel du système (ou vrai)  $\mathbf{x}_t$  correspond à la meilleure représentation possible de la réalité. Enfin, le vecteur d'état analysé  $\mathbf{x}_a$  est l'état obtenu après l'assimilation. Le vecteur de contrôle correspond aux variables que l'on souhaite identifier, ou de façon équivalente, sur lesquelles on peut influencer afin de se rapprocher des observations. On cherche généralement l'état analysé sous la forme suivante :

$$\mathbf{x}_a = \mathbf{x}_b + \delta x \quad (1.5)$$

où la correction (ou l'incrément)  $\delta x$  est telle que l'état analysé  $\mathbf{x}_a$  est aussi proche que possible de l'état réel du système  $\mathbf{x}_t$ . On cherchera donc le contrôle ( $\mathbf{x}_a$  ou  $\delta x$ ) dans l'espace de contrôle  $\mathbb{R}^n$ .

Comme pour le vecteur d'état ou de contrôle, on suppose que les différentes observations sont regroupées dans un vecteur d'observation  $\mathbf{y}$  mais à  $p$  dimensions. En effet, d'un point de vue physique, il est impossible d'observer complètement l'état d'un système. Souvent les mesures portent sur des quantités physiques différentes de celles de l'état (ex : les observations satellitaires). Pour effectuer la comparaison, il est nécessaire de disposer d'un opérateur d'observation (noté  $\mathbf{H}(x)$ ) allant de l'espace des états à l'espace des observations. Dans le cadre linéaire et en dimension finie, on peut imaginer que chaque ligne de la matrice  $\mathbf{H}$  représente un opérateur d'interpolation entre les points de grille du modèle et les points d'observation. Notez que  $\mathbf{H}$  n'est pas forcément un opérateur linéaire.

Enfin, il existe un certain nombre d'incertitudes que ce soit dans l'ébauche de l'état du modèle, dans le processus d'observation, ou dans l'étape d'analyse. D'un point de vue stochastique, il serait souhaitable de représenter tous ces phénomènes par des variables aléatoires, suivant des lois et considérer leurs fonctions de densité de probabilité (ou fonction de répartition). On considère les trois types d'erreur :

- erreur d'ébauche :  $\varepsilon_b = \mathbf{x}_b - \mathbf{x}_t$
- erreur d'observation :  $\varepsilon_0 = \mathbf{y} - \mathbf{H}(\mathbf{x}_t)$
- erreur d'analyse :  $\varepsilon_a = \mathbf{x}_a - \mathbf{x}_t$

La valeur moyenne des erreurs est appelée biais et notée  $\varepsilon^0$ . Il peut provenir d'une dérive dans le modèle (erreur modèle) ou d'une erreur d'observation (représentativité, instrumentation, erreurs dans le modèle de transfert radiatif ...). On représente les erreurs à l'aide de leurs covariances. La matrice de covariances de l'erreur  $\varepsilon$  est l'espérance mathématique de la matrice  $(\varepsilon - \bar{\varepsilon})(\varepsilon - \bar{\varepsilon})^T$ . On notera  $\mathbf{B}$  la matrice de covariances d'erreurs sur l'ébauche,  $\mathbf{R}$  la matrice de covariance d'erreurs sur les observations et  $\mathbf{A}$  la matrice de covariances d'erreurs sur l'analyse. Après l'assimilation, on souhaite que l'erreur d'analyse soit la plus petite possible et en particulier plus petite que l'erreur d'ébauche.

### 1.2.1.1 Estimation des moindres carrés (BLUE)

La plupart des méthodes d'assimilation sont basées sur la technique du BLUE (Best Linear Unbiased Estimator) qui vise à estimer l'état le plus proche de la réalité au sens des moindres carrés. Pour rappel, la dimension de l'espace des états est  $n$  et celle de l'espace des observations est  $p$ . Généralement, dans un système géophysique on a  $n \ll p$ .

Les hypothèses suivantes sont couramment faites :

- L'opérateur d'observation  $\mathbf{H}$  est linéaire ou linéarisé :  
on suppose donc que  $H(x) - H(\mathbf{x}_b) = \mathbf{H}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)$
- $\mathbf{B}$  et  $\mathbf{R}$  sont des matrices définies positives (les erreurs ne sont pas nulles)
- Les erreurs sont non biaisées (les espérances des erreurs d'ébauche et d'observation sont nulles)
- Les erreurs d'ébauche et d'observation sont décorrélées
- l'analyse est linéaire : on cherche une correction qui dépend linéairement des observations et de l'ébauche.  
⇒ On cherche généralement à faire apparaître le vecteur d'innovation  $\mathbf{y} - \mathbf{H}(\mathbf{x}_b)$ .
- L'analyse est optimale : on cherche un état analysé qui soit aussi près que possible de l'état réel du système.

L'état d'analyse optimale au sens des moindres carrés est défini par l'interpolation suivante :

$$\mathbf{x}_a = \mathbf{x}_b + \mathbf{K}(\mathbf{y} - H(\mathbf{x}_b)), \quad (1.6)$$

avec,

$$\mathbf{K} = \mathbf{B}\mathbf{H}^T(\mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^T + \mathbf{R})^{-1} \quad (1.7)$$

où l'opérateur linéaire  $\mathbf{K}$  est la matrice de gain de l'analyse. L'état analysé  $\mathbf{x}_a$  est optimal car au sens des moindres carrés, il est plus proche de l'état réel du système  $\mathbf{x}_t$ .

On peut également montrer que la matrice de covariances d'erreurs d'analyse  $\mathbf{A}$  est, pour n'importe quel gain  $\mathbf{K}$  :

$$\mathbf{A} = (\mathbf{I} - \mathbf{K}\mathbf{H})\mathbf{B}(\mathbf{I} - \mathbf{K}\mathbf{H})^T + \mathbf{K}\mathbf{R}\mathbf{K}^T \quad (1.8)$$

Et, si  $\mathbf{K}$  est le gain optimal, l'expression se simplifie comme suit :

$$\mathbf{A} = (\mathbf{I} - \mathbf{K}\mathbf{H})\mathbf{B} \quad (1.9)$$



Enfin, l'analyse BLUE est obtenue de façon équivalente comme le minimum du problème d'optimisation suivant :  $\mathbf{x}_a = \arg \min J$  avec,

$$J(\mathbf{x}) = (\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) + (\mathbf{y} - H(\mathbf{x}))^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{y} - H(\mathbf{x})) \quad (1.10)$$

$$J(\mathbf{x}) = J_b(\mathbf{x}) + J_o(\mathbf{x}) \quad (1.11)$$

Où  $J$  est la fonction coût de l'analyse,  $J_b$  est la partie du coût correspondant à l'ébauche et  $J_o$  aux observations.

Remarque : Dans le cas de l'assimilation des observations satellites, l'hypothèse linéaire tangente qui concerne l'opérateur d'observation est justifiée si les états sont relativement proches (i.e. si les innovations sont proches de 0). En effet, la variation d'une fonction peut s'approcher par sa dérivée lorsque l'écart n'est pas trop grand :

En première approximation,  $\mathbf{H}(\mathbf{x} + \delta\mathbf{x}) - \mathbf{H}(\mathbf{x}) \simeq \mathbf{H}(\mathbf{x})\delta\mathbf{x}$ . En supposant que les états considérés ne s'éloignent pas trop de l'ébauche (i.e. que les simulations de température de brillance ne soient pas trop éloignées des observations), alors on peut linéariser.

Ainsi, on a vu l'équivalence entre l'analyse du BLUE, et la minimisation d'une fonction coût. Ces deux approches servent de base à l'interpolation optimale et aux systèmes variationnels respectivement. Comme nous allons le voir, la difficulté réside dans le calcul effectif de la solution, surtout en grande dimension. Notez que dans le contexte météorologique, la taille du vecteur d'état peut atteindre  $n = 10^9$ . L'inversion ou la transposition des telles matrices peut s'avérer très délicate et très coûteuse en temps de calcul.

### 1.2.1.2 L'interpolation optimale (OI)

L'interpolation optimale est une méthode consistant à calculer les formules de l'analyse du BLUE (eq. 1.6 et 1.7) supposant que l'analyse est l'ébauche corrigée par un incrément. L'hypothèse fondamentale de l'OI est que pour chaque élément du vecteur d'état, très peu d'observations sont importantes pour déterminer l'incrément. Les principales étapes algorithmiques sont les suivantes :

1. Sélection d'un petit nombre d'observations  $p_i$ , jugées significatives pour corriger chaque composante de  $\mathbf{x}(i)$ .
2. Calcul des composantes correspondantes au vecteur d'innovation ainsi que les covariances d'erreurs entre  $\mathbf{x}(i)$  et le vecteur d'état interpolé au point d'observation, et les sous-matrices  $p_i \times p_i$  correspondantes des matrices de covariances d'erreurs d'ébauche et d'observation.
3. Inversion de la matrice  $p_i \times p_i$  définie positive et restriction du nombre d'observations.
4. Multiplication de cet inverse par la ligne  $i$  de  $\mathbf{B}\mathbf{H}^T$  pour obtenir la ligne correspondante de  $\mathbf{K}$ .

Le point crucial de cette méthode concerne le choix des observations considérées comme significatives. La distance entre le point d'observation et le point du modèle doit être petite car la zone d'influence des observations sur l'analyse est généralement assez restreinte dans l'espace.

L'avantage de l'OI est sa simplicité d'implémentation et son faible coût en temps de calcul. Néanmoins, l'OI peut produire une analyse bruitée dans certains domaines où différentes séries d'observations sont utilisées et il est impossible de garantir la cohérence entre les petites et grandes échelles de l'analyse.

Il y a encore quelques années, la plupart des centres de prévision utilisaient cette méthode pour réaliser les analyses atmosphériques. Cependant, grâce aux progrès techniques effectués en terme de moyens de calcul et au vu de l'augmentation significative du nombre et de la diversité des observations de l'atmosphère, les systèmes d'assimilation se sont adaptés et les techniques variationnelles sont nées.

### 1.2.1.3 Le 3D-Var

Le principe du 3D-Var est de considérer le problème de minimisation de fonction de coût (eq. 1.10) en résolvant le problème par l'utilisation du gradient :

$$\nabla J(\mathbf{x}) = 2\mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) - 2\mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y} - \mathbf{H}\mathbf{x}) \quad (1.12)$$

L'approximation tient ici dans le fait que seul un nombre fini (et faible a priori) d'itérations seront réalisées dans l'algorithme de minimisation. On peut arrêter la minimisation soit lorsque la norme du gradient de la fonctionnelle a suffisamment diminué, soit lorsque le nombre maximal d'itération est atteint (i.e. limite en temps de calcul). Le point de départ de la minimisation, ou *first guess*, est égal à l'ébauche ( $\mathbf{x}_b$ ). Si la minimisation est efficace, alors l'analyse ne dépend plus significativement du choix du *first guess* mais elle restera sensible à l'ébauche.

La définition de la matrice de covariances d'erreurs d'ébauche  $\mathbf{B}$  entre toutes les paires de variables du modèle représente l'une des principales difficultés du 3D-Var. En effet, cette matrice doit être symétrique et définie positive. De plus elle doit présenter des valeurs de covariances réalistes pour la confrontation avec les observations car cela détermine le poids que ces dernières auront dans l'analyse.

La popularité de ces systèmes en PNT provient du fait qu'ils peuvent facilement être utilisés avec des opérateurs d'observations complexes. Ceci n'engendre qu'une perte faible dans l'optimalité du résultat et permet d'étendre la diversité des observations assimilables jusqu'aux observations satellites.

### 1.2.1.4 Le 4D-Var

Le 4D-Var est une généralisation du 3D-Var qui tient compte de la distribution temporelle des observations. On ajoute désormais un modèle d'évolution (dans le temps) qui permettra de comparer l'état du système avec les observations à l'instant approprié. Les équations sont relativement similaires à celles du 3D-Var. La fenêtre d'assimilation est un intervalle de temps donné, l'analyse est réalisée à l'instant initial et on suppose les observations distribuées sur  $m$  instants  $(t_i)_{0 \leq i \leq m}$  dans l'intervalle. On note  $\mathbf{y}(t_i)$  les observations,  $\mathbf{x}(t_i)$  l'état du système et  $\mathbf{x}_i(t_i)$  l'état vrai du système au temps  $t_i$ . La matrice de covariance d'erreurs d'observation à l'instant  $t_i$  est

noté  $\mathbf{R}(i)$ , de même pour l'opérateur d'observation ( $\mathbf{H}(i)$ ). La matrice ( $\mathbf{B}$ ) quant à elle, n'est définie qu'une fois à l'instant initial. L'ébauche  $\mathbf{x}_b$  est une estimation a priori de l'analyse, donc à l'instant initial.

Dans sa forme générale, le principe du 4D-Var est de considérer la minimisation de la fonction coût suivante :

$$J(\mathbf{x}) = (\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1} (\mathbf{x}_0 - \mathbf{x}_b) + \sum_{i=0}^m (\mathbf{y}_i - \mathbf{H}_i(\mathbf{x}(t_i)))^T \mathbf{R}_i^{-1} (\mathbf{y}_i - \mathbf{H}_i(t_i)) \quad (1.13)$$

Par rapport aux équations de minimisation de la fonction coût du BLUE (1.10 et 1.11), le terme de rappel aux observations ( $J_o$ ) dépend de  $t_i$ . L'état du système  $x(t_i)$  est obtenu après intégration du modèle entre  $t_0$  et  $t_i$ . Ainsi, l'objectif étant que la trajectoire issue de  $\mathbf{x}_a$  soit à la fois proche des observations effectuées aux instants  $t_i$  et proche de l'ébauche  $\mathbf{x}_b$  effectuée à l'instant  $t_0$ .

Dans sa formulation incrémentale, le 4D-Var a l'objectif de minimiser la fonction coût par rapport à un incrément noté  $\delta\mathbf{x}$  et non plus par rapport à la variable d'état  $\mathbf{x}$ . L'incrément d'analyse est alors propagé en utilisant les versions linéarisées du modèle numérique et de l'opérateur d'observation. Pour la propagation de l'ébauche  $\mathbf{x}_b$ , la version non linéaire du modèle est conservée. Cette approche nécessite toujours la dérivation du modèle linéaire-tangent et de son adjoint.

### 1.2.2 L'opérateur d'observations satellitaires

Les observations satellitaires ne mesurent pas directement les variables du modèle telles que peuvent le faire les radiosondages ou les thermomètres des stations synoptiques. Ce type de mesure soulève également des problèmes de représentativité puisqu'il ne s'agit pas d'une mesure ponctuelle. Dans le cas des radiomètres passifs, la mesure est une luminance, c'est à dire une quantité énergétique qui est émise par la Terre et l'atmosphère. A partir de cette mesure, l'inversion de l'équation du transfert radiatif nous permet de restituer des quantités physiques telles qu'elles sont décrites dans un modèle numérique de PNT. Ce problème est appelé "problème inverse" puisqu'on cherche à retrouver l'état de l'atmosphère à partir de la mesure de luminance. Le problème d'inversion est considéré comme un problème mal posé puisqu'une multitude d'états de l'atmosphère peut conduire à une même mesure de luminance. Ainsi, pour réduire ces incertitudes, en PNT, on se base sur une ébauche issue par exemple d'une prévision à courte échéance et qui représente l'état le plus probable de l'atmosphère. L'opérateur d'observation effectue (1) une interpolation des observations sur la grille du modèle, (2) une extraction des profils atmosphériques ébauches et des champs de surface au point d'observation et (3) une simulation de l'observation à l'aide d'un modèle de transfert radiatif.

La plupart des modèles de PNT utilisent des modèles rapides de transfert radiatif multi-instrumental tels que le modèle RTTOV (Radiative Transfer model for TOVS, [Matricardi *et al.*, 2004], [Saunders *et al.*, 2006]) ou le modèle CRTM (Community Radiative Transfer Model, [Weng *et al.*, 2005]) et [Weng, 2009]). Ces modèles s'inspirent des modèles raie-par-raie (dit "lents") qui cherchent à modéliser précisément le rayonnement atmosphérique pour

chaque raie d'absorption. Les modèles rapides calculent les transmittances par bande spectrale ce qui les rend moins coûteux en temps de calcul. Les luminances sont d'abord calculées au nadir puis adaptées en fonction de l'angle d'observation de l'instrument.

### 1.2.3 Les systèmes opérationnels à Météo-France

Le centre de Météo-France dispose de 3 modèles opérationnels de prévision numérique du temps, ARPEGE, ALADIN et AROME (figure 1.10).

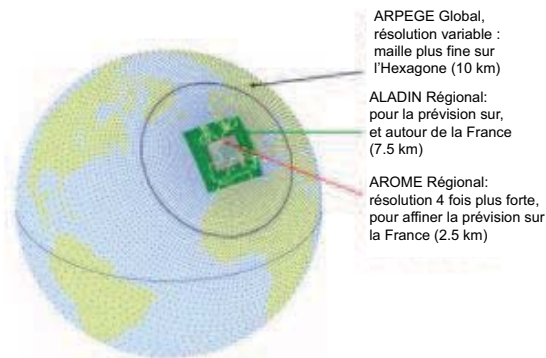


FIG. 1.10 – La chaîne de prévision numérique de Météo-France, <http://météofrance.com/>

#### 1.2.3.1 Le modèle global ARPEGE

Le modèle français ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle) est un modèle global de PNT utilisé opérationnellement depuis le début des années 90 ([Courtier *et al.*, 1991]). Ce modèle permet de prévoir l'évolution temporelle des principaux champs météorologiques grâce à la résolution des équations primitives qui régissent l'atmosphère. La collaboration entre le CEPMMT (Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme) et Météo-France est à l'origine des développements de la partie dynamique du modèle (traitée dans l'espace spectrale) et s'étend à de nombreuses parties du système de PNT (comme l'implémentation du modèle de transfert radiatif RTTOV). ARPEGE opère sur une grille étirée à résolution variable ce qui permet de bénéficier d'une résolution plus fine sur la France (environ 10 km) au détriment de la résolution aux antipodes (La version Arpège-Tropique était également disponible est opérait sur une grille à résolution constante. Elle est plus adaptée pour l'étude des régions extra-européennes). Sur la verticale, la résolution est décrite par 70 niveaux.

Les paramètres principaux qui sont analysés pour chaque point de grille et niveau du modèle sont : les deux composantes du vent, la température et l'humidité spécifique en altitude ainsi que la température à 2 mètres, l'humidité à 2 mètres et la pression de surface au sol. Le cycle opérationnel journalier se compose de 4 assimilations et prévisions à 00h, 06h, 12h et 18h (UTC). L'analyse d'altitude à 0h initialise une prévision à quatre jours d'échéance. A chaque

réseaux d'assimilation, une prévision à courte échéance est produite et sert d'ébauche pour le cycle d'assimilation suivant. Les observations effectuées à  $\pm 3$ h autour de l'heure de l'analyse sont considérées. Une analyse de surface est indépendamment réalisée et précède l'analyse d'altitude. Les paramètres de température et d'humidité relative à 2 mètres sont analysés à partir de la méthode de l'interpolation optimale (CANARI, [Taillefer, 2002]). Les observations effectuées à  $\pm 30$  minutes autour de l'heure de l'analyse sont utilisées.

### 1.2.3.2 Les modèles à aire limitée : ALADIN et AROME

Les modèles ALADIN (Aire Limitée Adaptation dynamique, Développement International) et AROME (Application de la Recherche à l'Opérationnel à Mésos-Echelle) fonctionnent en conjonction avec le modèle global ARPEGE. Le domaine ALADIN/France est centré sur la France et couvre l'Europe occidentale ( $56^\circ$  Nord /  $11^\circ$  Ouest /  $33^\circ$  Nord /  $25^\circ$  Est) avec une résolution horizontale de 7.5 km et 70 niveaux verticaux. Le modèle AROME est opérationnel depuis décembre 2008. Il est également centré sur la France mais il s'étend sur un plus petit domaine et présente une résolution horizontale plus élevée (de 2.5 km). Il dispose de 60 niveaux verticaux inégalement espacés depuis 17 mètres au-dessus de la surface à 1 hPa (sommet du modèle).

En dehors des aspects relatifs aux schémas de paramétrisation physique, la dynamique des modèles ALADIN et AROME repose sur un socle numérique commun. Les équations dynamiques ont été formulées de telle sorte que le passage des équations non-hydrostatiques (NH) du modèle AROME aux équations hydrostatiques du modèle ALADIN puisse s'effectuer relativement simplement. Les conditions aux limites des deux modèles proviennent du modèle ARPEGE et les conditions initiales des prévisions proviennent d'une analyse 3D-VAR pour l'atmosphère ([Fischer *et al.*, 2005] and [Brousseau *et al.*, 2008]) et d'une interpolation optimale (CANARI) pour la surface ([Taillefer, 2002]). Le système d'assimilation 3D-VAR a été initialement implémenté dans le modèle ARPEGE-IFS et la formulation incrémentale, la technique de minimisation, le flux de données et les opérateurs d'observations ont été plus ou moins hérités ([Rabier *et al.*, 2000]). L'analyse ALADIN est réalisée toutes les 6h alors que le modèle AROME effectue une analyse d'altitude toutes les 3h.

Les modèles ALADIN et AROME effectuent leurs propres analyses de surface suivant des procédés comparables à ceux d'ARPEGE. Le module CANARI (Code d'Analyse Nécessaire à ARPEGE pour ses Rejets et son Initialisation) est basé sur la méthode de l'interpolation optimale qui cherche un compromis entre d'une part une prévision à courte échéance et d'autre part des observations synoptiques de température et d'humidité relative à 2 mètres. L'analyse de surface est couplée au schéma de paramétrisation physique ISBA qui permet de décrire les échanges énergétiques entre la couche limite atmosphérique et la surface continentale. Ce module contient également les équations primitives d'évolution des champs de surface ([Noilhan et Mahfouf, 1996] et [Giard et Bazile, 2000]). L'analyse de surface est réalisée en amont de l'analyse atmosphérique dans ALADIN. Depuis peu, l'analyse de surface AROME est réalisée en parallèle de l'analyse d'altitude. Les champs de surface analysés au temps  $t(i)$  ne peuvent pas être utilisés pour forcer l'analyse de surface à la même heure. La solution temporaire vise à utiliser une ébauche

de surface provenant de l'analyse à  $t(i - 1)$  pour contraindre les basses couches de l'analyse d'altitude AROME au temps  $t(i)$ . Nous verrons par la suite que cette différence peut avoir un impact significatif sur l'assimilation des observations satellites.

### 1.3 Quelques défis scientifiques en PNT

L'objectif de cette section est de présenter la manière dont sont assimilées les observations satellitaires à Météo-France. Il s'agit dans un premier temps de rappeler les étapes préparatoires à l'assimilation en identifiant les principales sources d'incertitudes qui leur sont associées. Nous verrons que les incertitudes relatives à la description de la surface continentale constituent actuellement un enjeu scientifique de taille pour assimiler plus efficacement les observations satellitaires.

Parmi les étapes préalables pour l'assimilation des observations satellitaires figure la caractérisation des erreurs. A partir des simulations ébauches de température de brillance ( $T_b$ ), différents tests sont effectués pour sélectionner les observations dites de bonne qualité. Leur contribution potentielle dans l'analyse dépend de l'estimation de leurs erreurs. On cherche à respecter les hypothèses de bases des systèmes d'assimilation qui supposent que : (1) les observations sont non biaisées et (2) les observations sont décorréélées entre elles.

**Monitoring :** Le contrôle des données vise à effectuer une première estimation des statistiques de différences entre la température de brillance observée (vecteur  $\mathbf{y}$ ) et son équivalent-modèle ou ébauche ( $\mathbf{H}(\mathbf{x}_b)$ ). Le suivi temporel de l'écart à l'ébauche (vecteur d'innovations :  $\mathbf{d} = \mathbf{y} - \mathbf{H}(\mathbf{x}_b)$ ) est une étape essentielle lors de l'introduction de nouvelles observations satellite dans le système. Le monitoring permet d'estimer a priori les caractéristiques des erreurs pour mieux assimiler les données. Ces erreurs peuvent être dues à (1) des processus physiques mal représentés dans le modèle (ex : nuages, température de surface/émissivité ...) et/ou (2) à l'instrument de mesure lui-même (ex : dérive orbitale du satellite) et/ou (3) aux performances de l'opérateur d'observations. La distinction entre ces 3 sources d'erreurs n'est pas toujours triviale.

L'outil de monitoring nous permet de réaliser le suivi quotidien réseau par réseau des observations satellitaires ( $T_b$ ). Les statistiques sont calculées pour chaque canal, par classe de couverture nuageuse (ciel nuageux et ciel clair) ou suivant le type de surface (mer et terre). En particulier, le monitoring des observations SEVIRI indique que globalement les erreurs sont faibles pour les 2 canaux vapeur d'eau (non présenté). Ces canaux sont opérationnellement assimilés dans les modèles AROME et ALADIN en conditions claires et également au dessus des nuages bas. L'information nuageuse provient d'un produit de classification nuageuse implémentée dans le code ALADIN et AROME. Développée par le CMS (Centre de Météorologie Spatiale), cette classification identifie 17 types de nuages à partir des images SEVIRI, ainsi que 3 classes en conditions claires : terre, mer et neige. ([Derrien et LeGléau, 2005]).

Les canaux IR présentent globalement des erreurs importantes et très variables. La figure 1.11 présente les résultats du monitoring pour le canal IR8.7 sur terre (a) et sur mer (b) pour

la période du 10 avril au 10 juin 2011.

Les graphiques contiennent les histogrammes des nombres d'observations (en jaune), des nombres de rejets (en bleu) et du nombres de grosses erreurs (en blanc). Ils contiennent également les courbes de moyenne et d'écart-type d'écart à l'ébauche avant et après débiaisage. Notez que ce canal est placé sur liste noire sur terre dans les versions opérationnelles des modèles AROME et ALADIN. Les écarts semblent être rythmés selon un cycle diurne/nocturne qui est d'autant plus marqué au dessus des surfaces continentales (non présenté). Les canaux IR8.7, IR10.8 et IR12.0 sont opérationnellement assimilés au dessus des surfaces océaniques uniquement.

**Correction des biais systématiques (VarBC) :** Le schéma de correction de biais variationnel (VARiational Bias Correction) est l'outil utilisé à Météo-France pour corriger les biais systématiques. Ces biais peuvent être dus à des dérives (temporaires ou lié au disfonctionnement) ou des contaminations (cosmique, givrage du capteur ou interférences) ou encore une mise hors service (panne instrumentale, problème d'acquisition ...). Il n'est pas exclu que cette méthode corrige également une partir de l'erreur modèle ([Auligné *et al.*, 2007]). La plupart des modèles de PNT utilisent un schéma de correction dite statique, basé sur la méthode décrite par [Eyre, 1992] et [Harris et Kelly, 2001]. La méthode vise à corriger le biais en étudiant leurs liens avec certains paramètres du modèle ou de l'instrument (ou prédicteurs) tels que la position géographique (dit de masse d'air) ou l'angle de visée de l'instrument. Pour chacun des prédicteurs, une régression linéaire est appliquée pour que l'observation se rapproche d'autant plus du modèle. Les coefficients des prédicteurs sont recalculés régulièrement afin de capter toute dérive potentielle du biais. A Météo-France et au CEPMMT, la correction de biais est adaptative. Les coefficients sont mis à jour durant le cycle d'assimilation en même temps que les paramètres météorologiques. La détection d'anomalies instrumentales est quasi-immédiate et la correction s'effectue progressivement. De plus, ce système permet également de mieux distinguer les erreurs qui proviennent de l'observation et celles qui proviennent du modèle. Un exemple de l'évolution des prédicteurs pour la correction de biais du canal IR13.4 de l'instrument SEVIRI pour la période du 1er au 15 décembre 2011 est présenté sur la figure 1.12 (basé sur les variables du modèle AROME). Dans cette expérience, un "démarrage à froid" (coefficients mis à 0) a été effectué car ce canal n'est actuellement pas assimilé dans le modèle. Pour corriger les biais de ces observations, les prédicteurs utilisés sont la température du surface, le contenu intégré en vapeur d'eau (TCWV) et 2 épaisseurs de masses d'air. On constate qu'à partir de 15 jours d'assimilation, les coefficients des prédicteurs se stabilisent.

**Contrôle de qualité :** Afin de sélectionner uniquement les observations supposées de bonne qualité (i.e. non biaisées et étant relativement proches du modèle), un système de détection automatique est appliqué. Sur la base des statistiques du monitoring, on définit un seuil de rejet à partir duquel on considère que l'écart entre les observations et le modèle est trop important. Ce seuil tient compte des erreurs d'observation et des erreurs de modèle puisqu'il est égal à un multiple de la combinaison de leurs écart-types respectifs (fixé empiriquement). Notez que ce contrôle de qualité élimine uniquement les données grossièrement erronées. Parmi elles, on retrouve les observations IR contaminées par les nuages et qui échappent au filtre nuageux. On retrouve également les observations MO contaminées par la pluie. Le contrôle de qualité a une influence limitée mais essentielle.

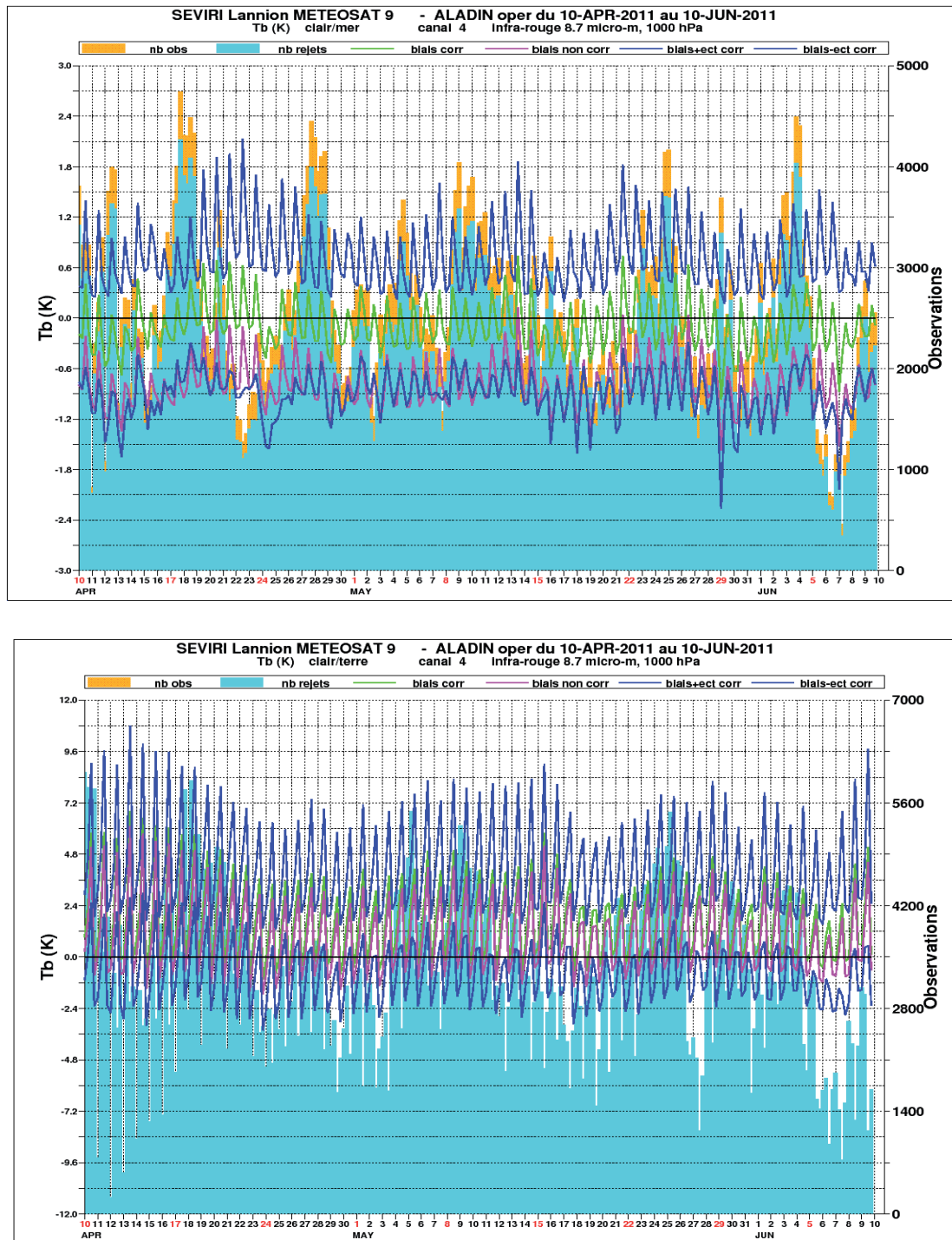


FIG. 1.11 – Statistiques en termes de biais et d'écart-type sur les erreurs entre les observations et les simulations SEVIRI du canal IR8.7 en condition claires sur terre (en haut) et sur mer (en bas) pendant la période du 10 avril au 10 juin 2011. Les barres représentent le nombre d'observations assimilées (en orange) et rejetées (en bleu).



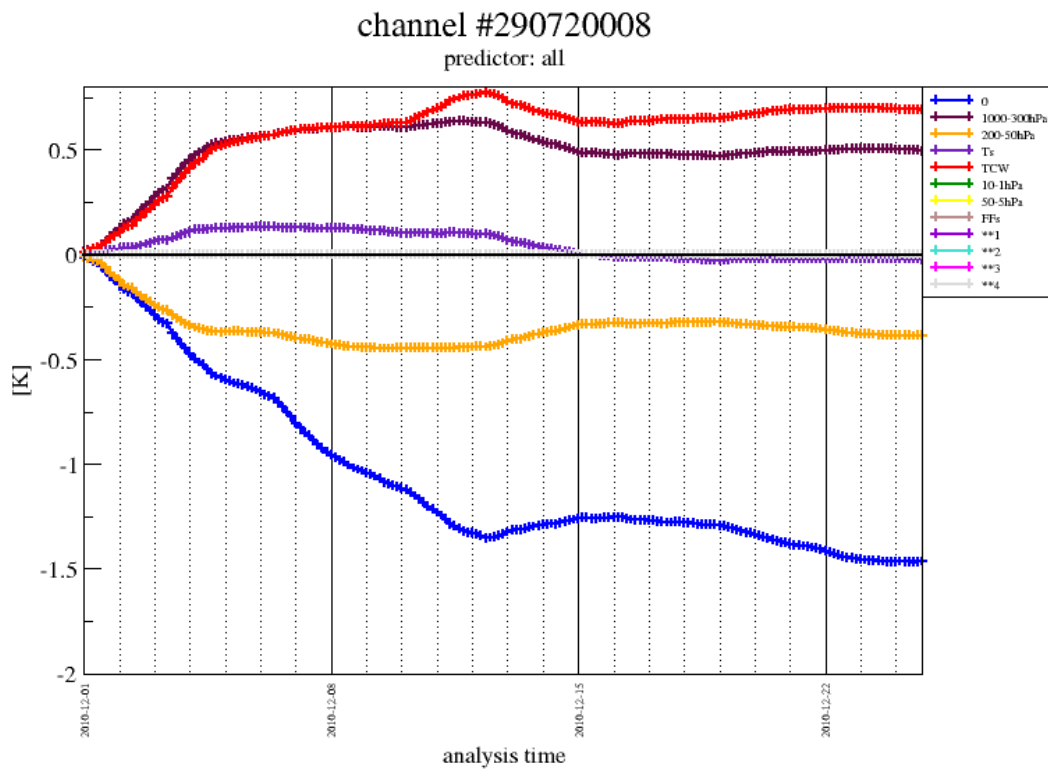


FIG. 1.12 – Variation des coefficients pour la correction de biais du canal SEVIRI IR13.4 au sein du modèle AROME. Les prédicteurs de masses d'air, de température de surface et de contenu intégré en vapeur d'eau sont présentés pour la période du 1er décembre au 25 décembre 2010

En pratique, pour les observations SEVIRI, ce seuil d'erreur est estimé à environ 5K pour les canaux vapeur d'eau et 3K pour les observations IR dans les 2 modèles AROME et ALADIN.

**Échantillonnage des observations :** Il est nécessaire de réduire la résolution horizontale des observations satellitaires pour améliorer leur utilisation dans les systèmes d'assimilation et également pour réduire leur coût de calcul. Les pixels des images satellites sont accolés. Les corrélations d'erreurs de l'ébauche sont généralement étendues pour les modèles de PNT ([Bouttier *et al.*, 1997], [Berre, 2000] et [Fischer *et al.*, 2005]). A partir des statistiques sur les écarts à l'ébauche (ou à l'analyse), les erreurs d'observation peuvent être estimées à partir de plusieurs méthodes ([Hollingsworth et Lönnberg, 1986], [Anderson *et al.*, 2000], [Fisher, 2003], [Desroziers *et al.*, 2005]). Dans le papier de [Bormann et Bauer, 2010] différentes méthodes sont appliquées aux données assimilées au centre Européen (AMSU-A, HIRS, AIRS et IASI). Les erreurs d'observations sont estimées ainsi que leurs corrélations spatiales et inter-canal.

[Liu et Rabier, 2002] ont montré qu'il existe un seuil en dessous duquel la résolution de l'observation n'apporte que très peu d'information dans un système d'assimilation, même s'il est optimal. Les observations présentent des erreurs corrélées entre elles horizontalement ([Bormann *et al.*, 2003]) malgré l'application d'une correction de biais. Ceci est lié au fait que les erreurs d'observations sont plus fortes sur les continents particulièrement du fait des problèmes de représentativité. Des corrélations inter-canaux sont également susceptibles de dégrader le système d'assimilation si elles ne sont pas correctement prises en compte ([Bormann et Bauer, 2010]). Dans ce papier, il a également été montré que les erreurs d'observation sont plus fortement corrélées horizontalement sur terre que sur mer pour les canaux sensibles à la surface des observations ATOVS. Afin de compenser l'impact de la corrélation d'erreur des observations, on peut augmenter de manière empirique l'écart-type d'erreur d'observation ([Liu, 2002]).

Actuellement, l'écrémage des observations est effectué en sélectionnant un point d'observation contenu dans une petite boîte géographique (environ 35 km de côté pour SEVIRI), elle-même contenue dans une plus grande boîte (environ 70 km de côté pour SEVIRI). Ainsi, une distance minimale entre deux points d'observation est obligatoirement respectée. L'écart-type d'erreur d'observation est fixé à 2K pour les canaux vapeur d'eau de SEVIRI et 1.2K pour les canaux IR.

Les différentes étapes préparatoires à l'assimilation des observations satellitaires indiquent que globalement les statistiques d'erreurs associées aux surfaces continentales sont relativement mal caractérisées. Les Tb ébauches sont généralement trop éloignées des Tb observées ce qui fait que peu d'observations dépassent le stade du contrôle de qualité.

#### L'enjeu d'une bonne description de la surface continentale :

Au travers de ce chapitre introductif, différentes sources d'incertitudes relatives à l'assimilation des observations satellitaires sur terre ont été identifiées. Au risque de dégrader les systèmes, la plupart des centres PNT préfèrent placer sur liste noire les observations satellites fortement sensibles à la surface continentale. Les températures de brillance simulées sont en effet

a priori trop éloignées des observations. [English, 2008] a montré que l'assimilation des observations satellitaires sensibles à la surface peuvent fortement dégrader les analyses et les prévisions atmosphériques si les paramètres d'émissivité et de la température de surface sont trop incertains.

Les deux paramètres de surface qui influencent la qualité des simulations de  $T_b$  sont l'émissivité et la température de surface (équation 1.1). Pour rappel, dans la gamme de l'IR, le modèle RTTOV utilise une émissivité continentale fixée à 0.98. La température de la surface provient de la combinaison d'une ébauche et d'un réseau d'observations à 2 mètres, et d'une paramétrisation de surface. La variabilité tant spatiale que temporelle des paramètres de surface est relativement difficile à modéliser. La résolution des modèles et des observations utilisés opérationnellement dans les centres de PNT est actuellement insuffisante pour faire face aux hétérogénéités des surfaces continentales.

Récemment, dans la gamme des MO, les travaux de [Karbou *et al.*, 2006] ont montré qu'une meilleure modélisation de l'émissivité de la surface permet de simuler les  $T_b$  d'AMSU de manière plus réaliste. Ces travaux suggèrent de restituer l'émissivité de surface à partir des canaux fenêtre de l'instrument AMSU et de l'attribuer par la suite aux canaux de sondage. Des impacts positifs sur les analyses d'humidité du modèle ARPEGE ont été démontrés ([Karbou *et al.*, 2010a] [Karbou *et al.*, 2010a]). La réduction des erreurs d'observation a permis d'assimiler un plus grand nombre d'observations MO au dessus des surfaces continentales (figure 1.13). On constate que cette méthode est adaptée pour les observations MO à l'échelle globale.

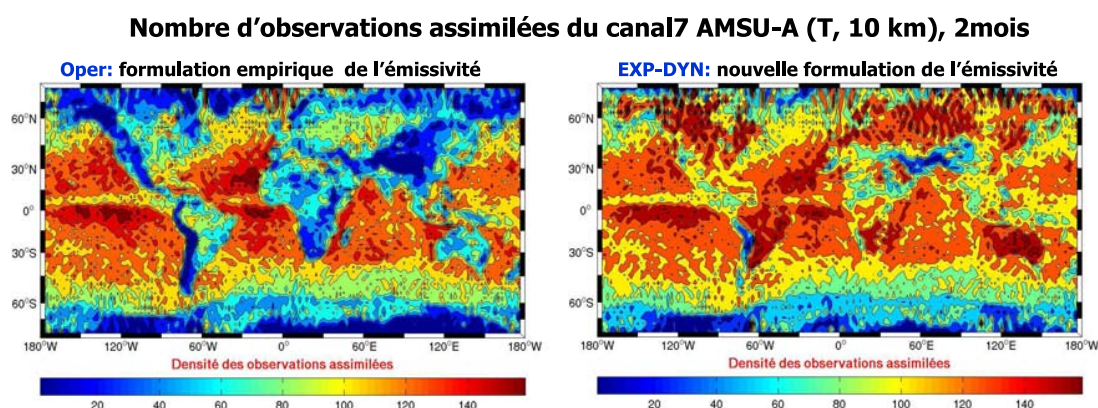


FIG. 1.13 – Carte de densité des observations assimilées du canal 7 AMSU-A sur une période de 2 mois selon a) la configuration du modèle opérationnel ARPEGE (Oper) et b) la configuration EXP-DYN qui utilise une nouvelle configuration de l'émissivité de surface ([Karbou *et al.*, 2006]).

En me basant sur cette méthode, j'ai cherché dans un premier temps à améliorer l'assimilation des observations MO au dessus des surfaces enneigées en travaillant sur les hypothèses de réflexion de la surface (chapitre 2). Par la suite, j'ai adapté les méthodes présentées

dans [Karbou *et al.*, 2006] pour optimiser l'assimilation des observations satellitaires effectuées dans la gamme de l'IR. L'émissivité de surface et la température de surface (chapitre 3) ont été indépendamment restituées à partir des observations SEVIRI. Dans les deux cas, les quantités restituées ont été évaluées avec des mesures indépendantes et les statistiques d'erreur ont été traitées selon différentes configurations. Le chapitre 4 présente les principaux résultats obtenus des expériences qui assimilent pour la première fois, les canaux fenêtre IR sur terre.

# L'approximation de surface pour l'émissivité de la surface

## Sommaire

<b>2.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>35</b>
<b>2.2</b>	<b>L'Antarctique, une surface spéculaire ou lambertienne?</b>	<b>37</b>
2.2.1	Contexte de l'étude	37
2.2.2	Estimation de l'émissivité suivant différentes hypothèses de surface	38
2.2.3	Analyse de la variabilité de l'émissivité	41
2.2.3.1	Comparaison avec les émissivités SSM/I	47
2.2.3.2	Performances du modèle de transfert radiatif	50
<b>2.3</b>	<b>Discussion et conclusion</b>	<b>52</b>
<b>2.4</b>	<b>Publications associées au chapitre</b>	<b>53</b>

## 2.1 Introduction

Si peu d'observations satellitaires sensibles à la surface sont utilisées au dessus des continents, c'est en partie parce que les modèles de prévision numérique peinent, encore aujourd'hui, à représenter de manière réaliste les paramètres qui caractérisent la surface (émissivité et température). La forte variabilité spatio-temporelle de la température de surface (Ts) et de l'émissivité fait appel à des propriétés/processus superficiels ayant une échelle plus fine que la maille du modèle. Malgré l'utilisation d'une paramétrisation de surface, les simplifications physiques induisent des incertitudes importantes.

En particulier, l'émissivité de la surface varie dans le temps, dans l'espace et selon les longueurs d'onde. Au dessus des océans, les modèles paramétriques d'émissivité IR et MO des océans sont suffisamment performants pour les applications météorologiques (voir par exemple [Masuda *et al.*, 1988], [Sherlock et Saunders, 1999] et [Hong *et al.*, 2010] pour l'infra-rouge, et [Rosenkranz et Staelin, 1972], [Prigent et Abba, 1990] et [Deblonde et English, 2000] pour les micro-ondes). Au dessus des surfaces continentales, l'émissivité dépend du type de végétation, du type de sol, de l'humidité du sol, de la présence de neige ... Or, il est difficile de connaître avec précision la distribution géographique et la dynamique de tous ces paramètres ([Gobron *et al.*, 1997], [Jacquemoud et Baret, 1990], [Weng *et al.*, 2001]).

A partir des observations satellitaires ou aéroportées, plusieurs travaux ont montré que l'émissivité des surfaces pouvait être restituée de manière réaliste ([Goldberg *et al.*, 2004]

[Knuteson *et al.*, 2004], [Seemann *et al.*, 2008], [Zhou *et al.*, 2008], [Trigo *et al.*, 2008b], [Hewison, 2001], [Morland *et al.*, 2001] et [Karbou *et al.*, 2005]).

Dans la gamme des MO, la méthode de [Karbou *et al.*, 2006] propose de restituer l'émissivité à partir d'un canal fenêtre AMSU en supposant une surface plane et spéculaire. Cependant, au dessus des surfaces enneigées et pour des mesures au nadir, les hypothèses de réflexion adoptées ont suscité débats ([Mätzler, 1990], [Matzler, 2005] et [Mätzler et Rosenkranz, 2007]).

Dans cette section, nous allons nous intéresser à l'émissivité de la neige dans la gamme des MO. La zone d'étude est l'Antarctique. Complétée par 2 papiers, cette section vise à caractériser l'effet de l'hypothèse de surface sur la restitution de l'émissivité de la neige à partir des observations AMSU. Les conclusions de cette étude sont généralisables car elles peuvent être également appliquées à des mesures IR ayant le même mode d'observation que les données AMSU.

## 2.2 L'Antarctique, une surface spéculaire ou lambertienne ?

Cette section est associée aux articles :

[**Guedj et al. 2010**] : Guedj S., F. Karbou, F. Rabier, A. Bouchard, *Toward a better modeling of surface emissivity to improve AMSU data assimilation over Antarctica*, IEEE Transactions on Geoscience and Remote sensing, Vol. 48, Issue 4, 1976-1985, 10.1109/TGRS.2009.2036254, 2010.

[**Rabier et al. 2010**] : F. Rabier, A. Bouchard, E. Brun, A. Doerenbecher, S. Guedj, V. Guidard, F. Karbou, V. Peuch, L. El Amraoui, D. Puech, C. Genthon, G. Picard, M. Town, A. Hertzog, F. Vial, P. Cocquerez, S. A. Cohn, T. Hock, J. Fox, H. Cole, D. Parsons, J. Powers, K. Romberg, J. VanAndel, T. Deshler, J. Mercer, J. Haase, L. Avallone, L. Kalnajs, C.R. Mechoso, A. Tangborn, A. Pellegrini, Y. Frenot, J.-N. Thépaut, A. McNally, G. Balsamo and P. Steinle. *The Concordiasi Project in Antarctica. Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 91, no. 1, pages 69-86, 2010.

### 2.2.1 Contexte de l'étude

Ce travail s'inscrit dans le cadre du projet international CONCORDIASI coordonné par le CNRM/GAME dans le contexte de l'année polaire internationale ([www.cnrn.meteo.fr/concordiasi](http://www.cnrn.meteo.fr/concordiasi), [**Rabier et al., 2010**]). L'un des objectifs de ce projet est d'exploiter davantage d'observations satellitaires sur l'Antarctique pour rendre les analyses atmosphériques de ce continent plus précises. En effet, bien que l'Antarctique fasse partie des régions les plus couvertes par les satellites à orbite polaire, relativement peu d'observations sont effectivement exploitées dans les systèmes d'assimilation de données. Dans le cas des observations MO, cette restriction est principalement due aux incertitudes sur la surface (émissivité et température) et sur l'atmosphère. L'impact de ces incertitudes est amplifié par l'orographie du continent qui fait que certains canaux de sondage "voient" davantage la surface qu'en absence de relief.

La neige polaire est un milieu très complexe, finement modelé par le vent, fait de grains de neige de tailles différentes, de stratifications internes liées aux saisons et fortement irrégulière. Le manteau neigeux est extrêmement sec, froid et poreux, si bien que les ondes électromagnétiques dans le domaine des hyperfréquences y pénètrent. A partir des travaux de [**Haggerty et Curry, 2001**], [**Mathew, 2007**] estime qu'aux fréquences AMSU, les micro-ondes pénètrent une surface de neige sèche jusqu'à 1.5 m à 23.8 GHz, 1.3 m à 31.4 GHz, 96 cm à 50.3 GHz, 28 cm à 89 GHz et 13 cm à 150GHz. Ce phénomène rend la restitution des paramètres de la surface plus difficile. En effet, l'aptitude des ondes à s'enfoncer dans la neige dépend des caractéristiques du manteau neigeux, elle est donc très variable dans le temps et dans l'espace et difficile à estimer. En rencontrant les grains de neige (quelques mm de diamètre) accumulés dans la partie superficielle du manteau, l'onde est diffusée et absorbée. La diffusion, selon les hypothèses couramment adoptées, dépend de la puissance, de la fréquence et du volume occupé par le grain. Plus les grains sont gros, plus ils vont diffuser. De même, plus la fréquence est élevée, plus le phénomène sera important.

Ainsi, après une brève présentation de la méthode de restitution employée dans ce travail, la validité des hypothèses de surface pour les surface enneigées est discutée. Une première partie

s'intéresse aux variations de l'émissivité en fonction des hypothèses sur la surface mais aussi des relations avec l'angle d'observation, la fréquence et les saisons. Une comparaison entre les températures de brillance observées et leur équivalent modèle est également mise en place pour nous permettre de sélectionner les hypothèses qui nous semblent les plus adaptées et pour lesquelles une expérience d'assimilation pourrait être envisagée. Cette section résume et complète les résultats du stage de Master 2 publiés en début de thèse ([Guedj *et al.*, 2010]).

## 2.2.2 Estimation de l'émissivité suivant différentes hypothèses de surface

L'émissivité de surface peut être calculée à partir des observations satellitaires en séparant les contributions de la surface et de l'atmosphère. La contribution de l'atmosphère au signal reçu par l'instrument peut être estimée en utilisant des données atmosphériques d'ébauches provenant de radiosondages ou de prévisions à courte échéance. En première approximation, on se place dans le cas d'une surface plane et d'une atmosphère plan parallèle. L'émissivité peut-être restituée à la fréquence  $\nu$  et selon un angle d'observation  $\theta$ , en utilisant l'équation du transfert radiatif (1.1) :

$$\varepsilon_\nu(\theta) = \frac{R_\nu(\theta) - L_\nu^\uparrow(\theta) - \Gamma_\nu(\theta)L_\nu^\downarrow(\theta)}{(L_\nu(Ts) - L_\nu^\downarrow(\theta))\Gamma_\nu(\theta)} \quad (2.1)$$

Où,  $\varepsilon_\nu$  et  $\Gamma_\nu$  représentent l'émissivité de surface et la transmission atmosphérique.  $R_\nu$  est la radiance monochromatique observée,  $L_\nu^\uparrow$ ,  $L_\nu^\downarrow$  et  $L_\nu(Ts)$  représentent le rayonnement montant, le rayonnement descendant et le rayonnement de la température de la surface exprimés dans l'espace des radiances.

C'est dans le calcul du rayonnement descendant ( $L_\nu^\downarrow$ ) qu'intervient l'hypothèse de la surface. L'hypothèse d'une surface spéculaire suppose que le rayonnement incident est réfléchi selon le même angle par rapport au vecteur normal de la surface. Idéalement, l'énergie incidente se retrouve totalement réfléchie. En pratique une partie de l'énergie peut être absorbée ou diffusée au niveau de la surface. Dans le cas des surfaces enneigées et au vu de la pénétration des MO dans le volume (de neige ou de glace), la diffusion du rayonnement peut-être importante.

[Karbou et Prigent, 2005] ont montré qu'au dessus des surfaces non-enneigées, l'approximation spéculaire est satisfaisante. Au dessus des surface enneigées, elle peut engendrer une surestimation de l'émissivité pour les observations proches du nadir ([Matzler, 2005]). Ainsi, il serait plus judicieux d'adopter l'hypothèse d'une surface Lambertienne qui suppose que le rayonnement est réfléchi de manière isotrope, dans toutes les directions.

Plutôt que de résoudre l'équation du rayonnement descendant pour une surface Lambertienne, [Mätzler, 1987] a proposé une méthode qui consiste à déterminer un angle effectif ( $\theta_{eff}$ , différent de l'angle d'observation  $\theta$ ). Dans ce cas, nous n'avons plus besoin d'intégrer le signal atmosphérique en tenant compte de toutes les directions. Cet angle effectif dépend de l'opacité atmosphérique et de l'angle d'observation (eq. 5 de l'article associé). La figure 2.1 présente la courbe théorique de l'angle effectif en fonction de l'opacité au zénith.

A l'aide du modèle de transfert radiatif RTTOV, nous avons calculé l'opacité atmosphérique au zénith aux fréquences des canaux fenêtres d'AMSU-A sur l'Antarctique. Les profils atmo-



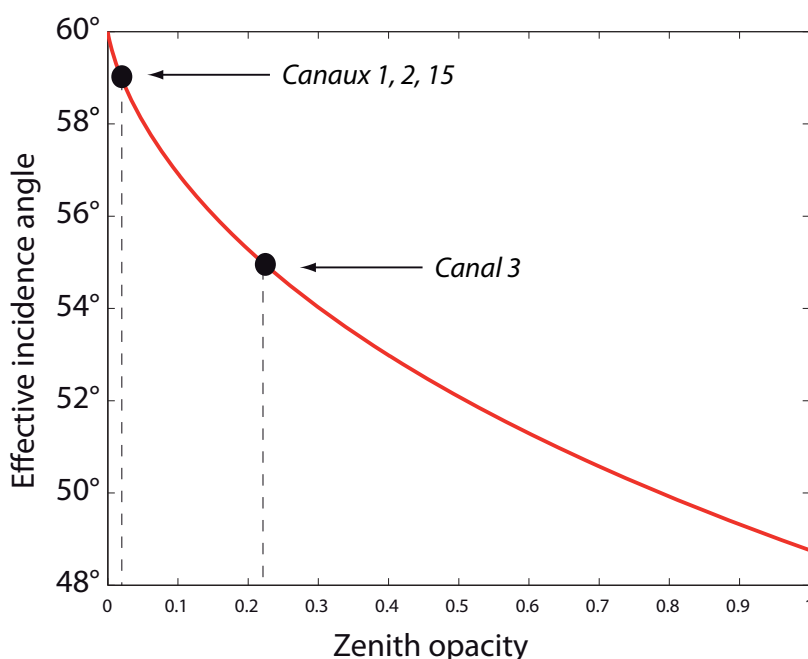


FIG. 2.1 – Angle effectif en fonction de l’opacité au nadir d’après la méthode de [Mätzler, 1987].

sphériques du modèle ARPEGE pour les mois de janvier et août 2007 ont été utilisés. L’opacité moyenne obtenue et son écart-type sont présentés dans le tableau 2.1. La figure 2.2 présente les cartes d’opacité pour les canaux 3 (50.3 GHz) et 4 (89 GHz) pour le mois d’août 2007.

TAB. 2.1 – Moyennes et écart-types de l’opacité au nadir pour les mois de Janvier et Août 2007. Les calculs sont effectués aux fréquences des canaux fenêtre d’AMSU (23.8 GHz, 31.4 GHz, 50.3 GHz, 89 GHz) pour la région de l’Antarctique

Canaux	Janvier 2007		Août 2007	
	moy	std	moy	std
23.8 GHz	0.0206	0.0110	0.0150	0.0063
31.4 GHz	0.0203	0.0065	0.0200	0.0054
50.3 GHz	<b>0.2197</b>	<b>0.0537</b>	<b>0.2321</b>	<b>0.0570</b>
89 GHz	0.0446	0.0192	0.0396	0.0126

Les écarts d’opacité entre l’été et l’hiver sont faibles. L’opacité atmosphérique du canal 3 (50.3 GHz) est plus élevée que celles des autres canaux fenêtres car ce canal est plus proche de la bande d’absorption de l’oxygène. De plus, l’atmosphère de la partie centrale de l’Antarctique est plus sèche donc plus transparente que celle des zones côtières.

D’après ces valeurs d’opacité, l’angle effectif obtenu est compris entre 55° et 60° (figure 2.1).

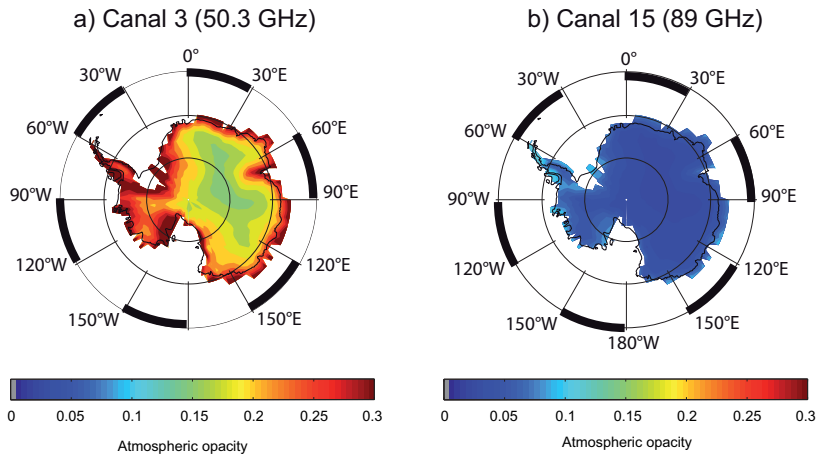


FIG. 2.2 – Cartes de l'opacité moyenne au nadir calculée aux canaux 3 (50 GHz) et 15 (89 GHz) d'AMSU-A au dessus de l'Antarctique. Les résultats sont pour le mois d'août 2007

Si l'observation est effectuée à  $53^\circ$  d'angle d'observation zénithal comme c'est le cas pour les observations SSM/I, l'effet de l'approximation de la surface sur l'émissivité calculée sera négligeable puisque l'angle effectif sera très proche de l'angle d'observation. Dans ce cas précis, l'utilisation d'une approximation de surface Lambertienne équivaut à l'utilisation de l'approximation d'une surface spéculaire. Dans le cas de mesures proches du nadir (angle d'observation proche de 0), l'impact de l'hypothèse sur la surface sera plus important.

Nous avons ensuite calculé les émissivités de surface aux fréquences des canaux fenêtres d'AMSU-A (23, 31, 50 et 89 GHz) et aux fréquences de l'instrument SSM/I suivant deux hypothèses de surface : surface spéculaire et surface Lambertienne. Dans la région de Dome C (Antarctique), les travaux de [Mätzler et Rosenkranz, 2007] suggèrent l'utilisation d'un paramètre de spécularité qui permet de combiner les deux types de réflexion. Ainsi, nous avons défini 3 hypothèses intermédiaires (semi-Lambertienne, quasi-spéculaire et quasi-lambertienne). Ces calculs ont été effectués à l'aide de 12 mois d'observations sur l'Antarctique. Nous avons choisi de ne pas effectuer le calcul des émissivités aux canaux fenêtres d'AMSU-B car le canal à 89 GHz est commun aux deux instruments micro-ondes AMSU-A et AMSU-B.

Dans ce qui suit, les émissivités AMSU-A sont analysées non seulement en fonction de l'hypothèse sur les propriétés de réflexion de la surface utilisée mais aussi en fonction de la fréquence, de l'angle d'observation, de la saison et de la position géographique. Les émissivités restituées à partir de l'instrument SSM/I sont utilisées à des fins de validation. Pour simplifier la notation, SPEC et LAMB correspondent aux émissivités calculées avec l'hypothèse d'une surface spéculaire et Lambertienne respectivement.

### 2.2.3 Analyse de la variabilité de l'émissivité

#### - Emissivités SPEC versus LAMB

La figure 2.3 présente des cartes d'émissivités moyennes mensuelles pour janvier (1ère ligne) et août 2007 (2ième ligne). L'approximation spéculaire (à gauche) et Lambertienne (à droite) ont été utilisées. L'effet de l'approximation de surface semble plus prononcé sur la partie centrale de l'Antarctique.

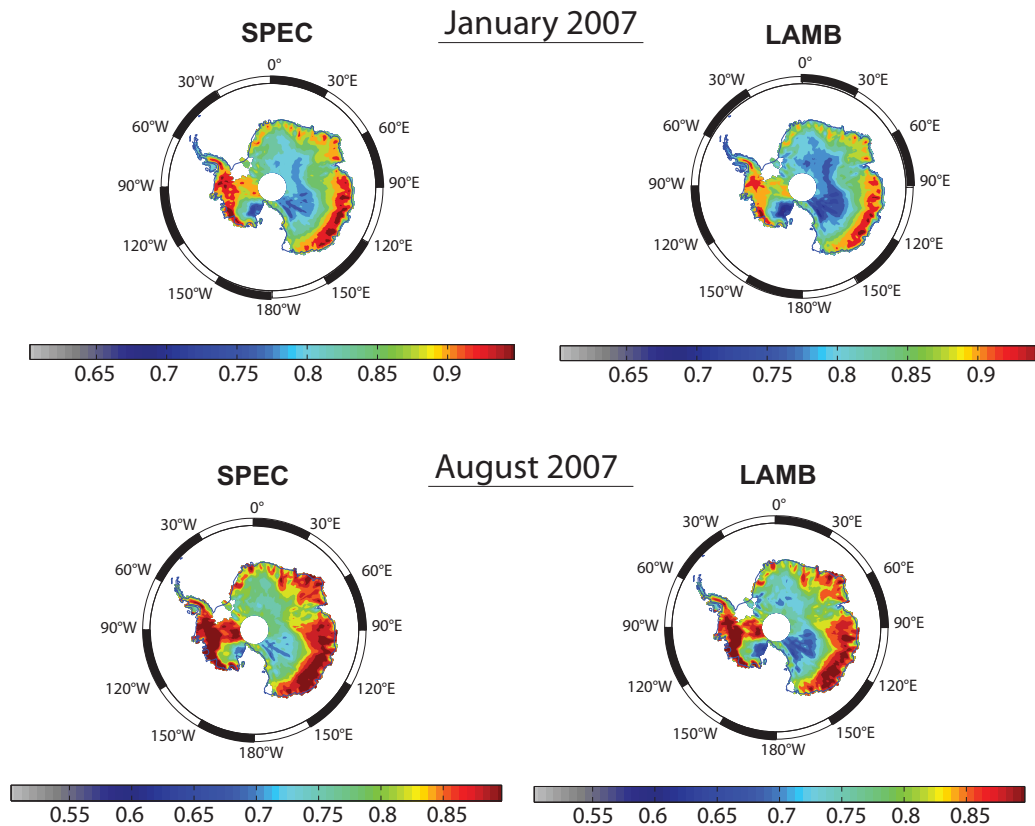


FIG. 2.3 – Cartes moyennes mensuelles de l'émissivité de surface du canal 3 (50 GHz) d'AMSU-A avec une hypothèse de surface SPEC et LAMB pour les mois de janvier et août 2007

La Figure 2.4 présente les émissivités moyennes (et écart-type) de SPEC (en bleu) et LAMB (en noir) pour le canal 3 (50.3 GHz) en fonction de la position du scan. Les différences entre les émissivités SPEC et LAMB (en rouge) sont également illustrées. Les observations du mois

d'août 2007 ont été utilisées pour calculer ces émissivités. Le nadir correspond aux positions 15 et 16. L'hypothèse de surface a un impact maximal pour les observations au nadir et devient négligeable pour les angles d'observation proches de  $53^\circ$ . De plus, l'effet de l'approximation de surface est plus fort pour les canaux associés à une faible transmission atmosphérique ; c'est le cas du canal 3 d'AMSU-A par exemple.

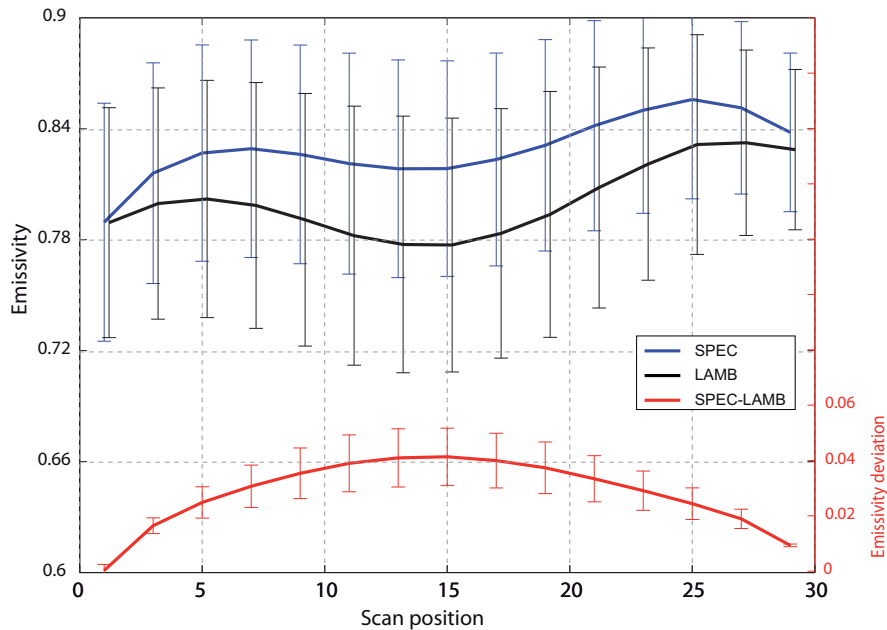


FIG. 2.4 – Courbes d'émissivités moyennes mensuelles du canal 3 d'AMSU-A avec une hypothèse de surface SPEC (en bleu) et LAMB (en noir) en fonction de la position du scan de l'instrument. La différences d'émissivité SPEC-LAMB (courbe rouge) et les écart-types (barres d'erreur) sont également présentés. Les résultats portent sur le mois d'août 2007.

Les différences sont maximales au nadir et elle sont négligeables aux angles forts (cohérents avec [Matzler, 2005]). Ces résultats sont valables pour tous les canaux fenêtre AMSU. On note une surestimation de l'émissivité SPEC au nadir par rapport à l'émissivité LAMB pour le canal 3 (50.3 GHz) qui atteint 3%. Pour les autres canaux le biais est inférieur à 1% au nadir. La contribution relative du rayonnement descendant dans la mesure de température de brillance est plus importante pour le canal 3 (50.3 GHz) que pour les autres canaux. Elle contribue pour 26.08% pour le canal 3 et 3.38%, 3.35%, 7.16% pour les canaux 1 (23.8 GHz), 2 (31.4 GHz), 15 (89 GHz) respectivement. Ceci explique en partie la plus grande sensibilité de ce canal à l'approximation de surface.

#### - Variabilité en fonction de l'angle d'observation

Comme nous l'avons préalablement noté, l'émissivité varie en fonction des positions de balayage selon lesquels le satellite observe la surface, 30 pour AMSU-A et 90 pour AMSU-B. La figure 2.5 illustre ces variations et marque une dissymétrie de part et d'autre du nadir ( $FOV = 15$ ).

Ce phénomène est lié d'une part à l'instrumentation ([Goldberg *et al.*, 2001]) et d'autre part à la localisation de l'Antarctique. En effet, n'ayant pas une orbite strictement polaire, les satellites observent l'Antarctique préférentiellement selon un angle fort et notamment le côté gauche. L'histogramme associé à la figure 2.5 présente la distribution des observations AMSU-A embarqué sur NOAA-15 en fonction de la position du scan. Ainsi, les forts angles sont caractérisés par de faibles émissivités et deux pics apparaissent pour les positions 7 et 27. Dans l'ensemble, la différence entre les satellites est faible ce qui indique une bonne stabilité de la mesure.

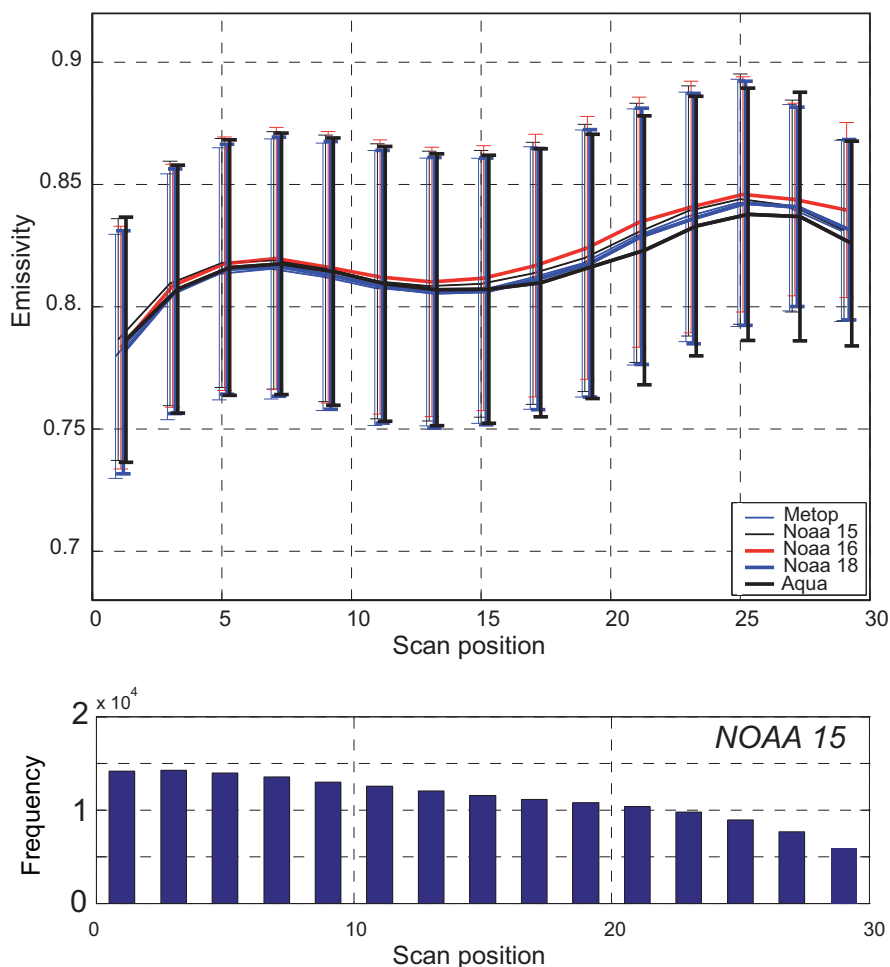


FIG. 2.5 – Variation de l'émissivité SPEC AMSU-A du canal 89 GHz en fonction de la position du scan selon les satellites en juin 2007 et histogramme de distribution des observations AMSU-A de NOAA-15 en fonction de la position du scan.

#### - Variabilité en fonction de la fréquence

Selon la fréquence, l'émissivité restituée à partir des observations AMSU varie, indépendamment de l'approximation de surface. Les corrélations spatio-temporelles entre les émissivités des

canaux fenêtres d'AMSU-A restent stables au passage d'une approximation de surface à une autre. La figure 2.6 illustre les coefficients de corrélation des émissivités des canaux fenêtres d'AMSU-A calculés pour 12 mois pour une surface LAMB. On constate que les canaux 1, 2 et 3 produisent des émissivités relativement proches les unes des autres puisque les corrélations sont généralement supérieures à 0.9. Au contraire, les émissivités restituées au canal 15 (89 GHz) tendent à se différencier des autres canaux fenêtres, notamment en début d'année. Les résultats pour une surface SPEC sont très proches de ceux obtenus pour une surface LAMB.

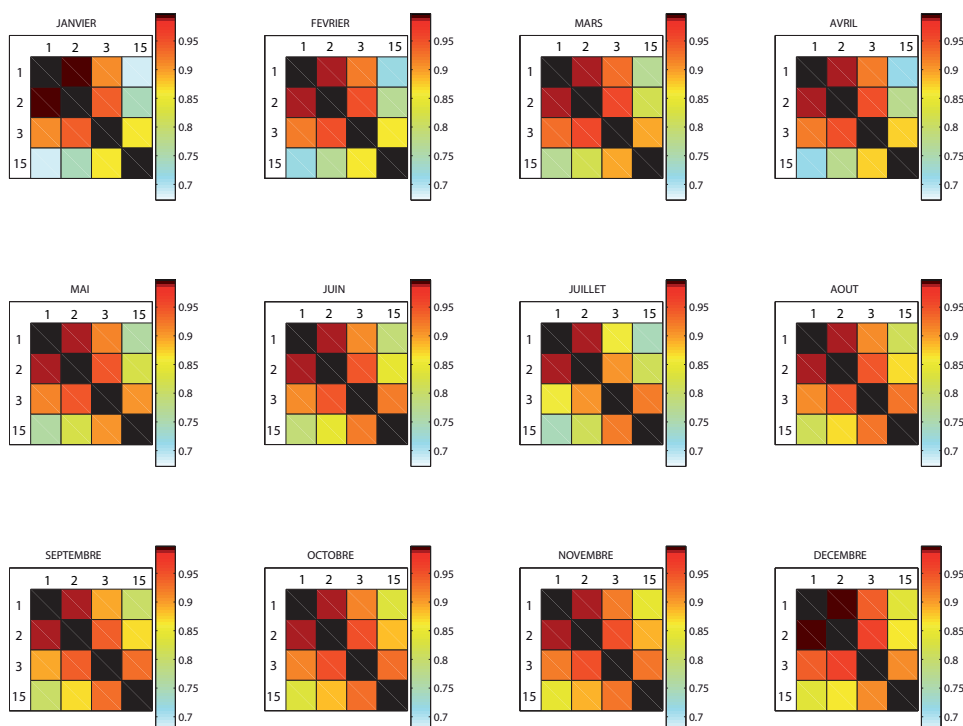


FIG. 2.6 – Coefficients de corrélation entre les émissivités de surface calculées aux canaux fenêtres d'AMSU-A avec l'hypothèse d'une surface LAMB. Les coefficients de corrélation sont calculés pour les 12 mois de l'année 2007.

#### - Variabilité saisonnière

L'émissivité de la neige varie avec les saisons. En effet, les caractéristiques de la neige (taille des cristaux, eau de fonte, glace bleue ...) ont un impact sur les valeurs d'émissivité au travers des phénomènes d'émission et de diffusion qu'elles induisent. L'analyse des variations saisonnières est réalisée à deux échelles, continentale et locale.

Situé dans le sud de l'hémisphère sud, l'Antarctique est soumis à 6 mois de nuit entre avril et septembre (automne et hiver) et 6 mois de jour entre octobre et mars (printemps et été). L'évolution annuelle de la température de surface modélisée par ARPEGE est présentée sur les graphiques de la figure 2.7. Cette dernière contient également les courbes moyennes annuelles des émissivités de surface des canaux fenêtres AMSU-A calculées sur l'année 2007. Les courbes

d'émissivités sont représentées dans le cas d'une surface SPEC (à gauche) et d'une surface LAMB (à droite). Le cycle saisonnier thermique apparaît sur les températures de surface (vert pointillés) et semble être anti-corrélé aux émissivités des canaux 1, 2 et 3. Il est important de rappeler qu'au niveau du manteau neigeux, l'émissivité subit les effets de : (1) la diffusion des cristaux de glace dont la taille croît avec la profondeur, (2) la pénétration du rayonnement au sol qui est loin d'être négligeable. De plus, la conduction de la chaleur dans la neige est très faible si bien que tout changement de température de surface peut mettre presque 1 mois pour atteindre 1 m. Ainsi, à 10 m de profondeur, la température interne du manteau neigeux est constante, elle n'est plus sujette aux variations saisonnières. Ceci affecte les températures de brillance mesurées et par conséquent les émissivités de surface calculées. A la fréquence du canal 15 (89 GHz) le signal est fortement influencé par l'atmosphère et notamment la vapeur d'eau. En terme de contribution, plus l'atmosphère est sèche, plus la contribution de la surface dans la mesure est importante. Le cycle saisonnier et plus précisément diurne, influence la concentration en vapeur d'eau. En effet, pendant les 6 mois d'été, l'atmosphère est plus humide et atténue d'autant plus le signal et donc l'émissivité. Il se produit l'inverse pendant les 6 mois de nuit. Ceci pourrait expliquer le comportement atypique de l'émissivité à la fréquence 89 GHz. Une autre source d'explication serait la présence de cristaux de glace, qui, à cette fréquence, tend à diffuser d'autant plus le rayonnement.

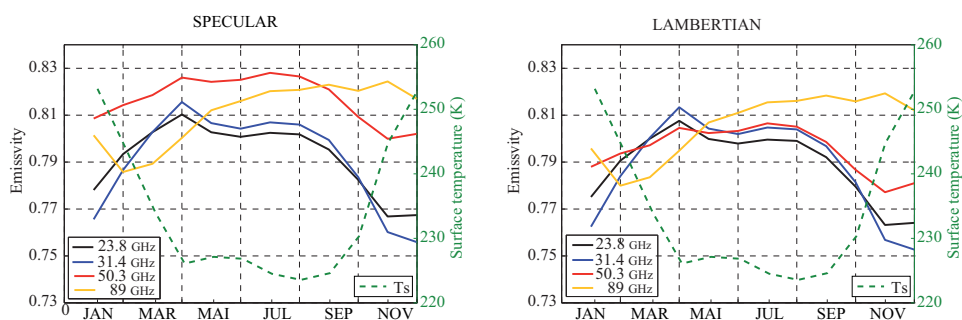


FIG. 2.7 – Courbes moyennes annuelles de température de surface (courbe tiretées verte) et des émissivités de surface calculées aux canaux fenêtres d'AMSU-A (canaux 1,2,3 et 15). Les résultats d'émissivités issus d'une modélisation de surface SPEC (gauche) et LAMB (droite) y sont représentés.

Les courbes d'émissivités moyennes présentées sur la figure 2.7 ont été moyennées sur tout l'Antarctique. Or, en plus de la variabilité saisonnière, les émissivités de surface sont sujettes à une variabilité spatiale importante. Afin d'étudier plus finement cette variabilité, deux régions cibles ont été sélectionnées sur l'Antarctique : une zone centrale (qu'on appellera zone 1) et une zone à la périphérie du continent (qu'on appellera zone 2) (figure 2.8). Ces deux régions marquent également une différence en termes de valeur moyenne d'émissivité. Pour la zone 1, la valeur moyenne d'émissivité est proche de 0.68 avec un écart-type relativement faible. La zone 2 présente une moyenne d'émissivité de 0.83 environ et un écart-type beaucoup plus élevé. La figure 2.8 présente les courbes moyennes annuelles de l'émissivité de surface calculées avec l'approximation SPEC aux fréquences des canaux fenêtres d'AMSU-A. Les courbes ont été moyennées sur les

deux régions d'intérêt : zone 1 et zone 2. Le nombre d'observations utilisées pour calculer la moyenne d'émissivité pour les deux zones figure également sur les graphiques (courbes noires en pointillés). Cette figure met en évidence le fait que les régions centrales de l'Antarctique sont associées à une variabilité saisonnière de l'émissivité beaucoup moins marquée que les zones à la périphérie du continent. Ceci peut s'expliquer par une variabilité saisonnière plus marquée du manteau neigeux près des côtes.

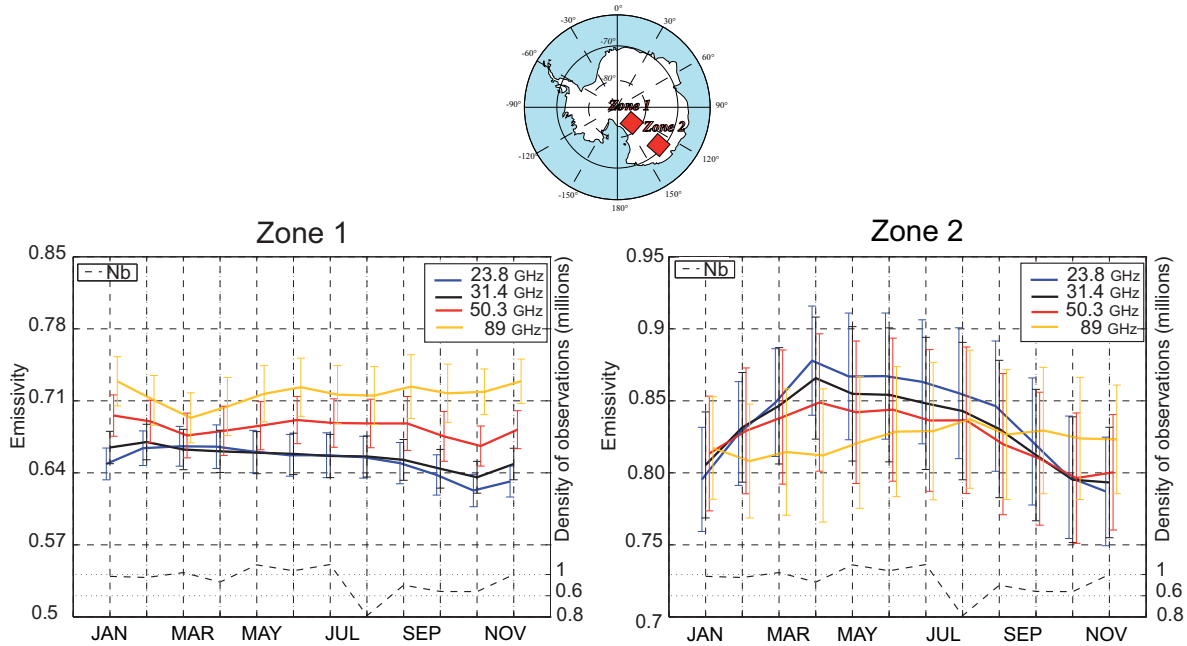


FIG. 2.8 – Courbes moyennes annuelles des émissivités de surface des canaux fenêtres d'AMSU-A calculées avec l'approximation SPEC et moyennées sur les zone 1 (gauche) et sur zone 2 (droite). Le nombre d'observations utilisées pour le calcul est également représenté (courbes en pointillé noir). Les zones sont localisées sur la carte associée.

L'absence de mesures indépendantes de référence nous empêche de désigner l'émissivité la plus proche de la réalité. Afin de départager, de façon plus objective, les deux émissivités (spéculaires ou lambertiennes), deux solutions sont envisagées :

- La première solution consiste à confronter les émissivités AMSU-A aux émissivités calculées avec les données SSM/I. Pour l'année 2007, nous avons calculé les émissivités de surface aux fréquences de SSM/I (19VH, 22V, 37VH et 85VH GHz) suivant les deux hypothèses de surface (spéculaire et Lambertienne). L'effet de l'approximation sera faible pour les observations SSM/I puisque les mesures sont effectuées avec un angle d'observation fort ( $53^\circ$ ). Cependant, les différences instrumentales entre AMSU et SSM/I (angle d'observation, polarisation ...) compliquent la comparaison.
- La seconde solution consiste à utiliser les émissivités restituées pour simuler les températures de brillances pour les canaux de sondage d'AMSU. Certains champs atmosphériques extraits du modèle de prévision sont utilisés par le modèle de transfert radiatif. Les dif-



férences entre observations et simulations sont alors calculées et comparées pour chaque hypothèse de surface utilisée.

### 2.2.3.1 Comparaison avec les émissivités SSM/I

L'instrument SSM/I observe la surface selon un angle fort et fixe ( $53^\circ$ ). L'angle d'observation équivalent pour AMSU correspond aux positions de scan 2 et 29. Ainsi, pour s'affranchir des différences d'angle d'observation, seules les émissivités AMSU calculées à ces deux positions sont retenues pour l'évaluation.

De plus, notez que parmi les sept canaux SSM/I, 4 d'entre eux produisent des observations polarisées verticalement (19V, 22V, 37V et 85V GHz) et 3 horizontalement (19H, 37H et 85H GHz). La polarisation des observations AMSU, combinent une polarisation verticale et horizontale (pour un même canal). Pour combiner les polarisations SSM/I, nous avons choisi de moyennner les émissivités SSM/I des canaux de même fréquence mais dont la polarisation diffère. Ainsi, les émissivités SSM/I aux fréquences 19 GHz, 37 GHz et 85 GHz sont comparées à celles d'AMSU aux fréquences 23 GHz, 31 GHz et 89 GHz respectivement.

La figure 2.9 illustre les effets induits par les différences de polarisation sur les émissivités SSM/I pour les mois de janvier et juillet 2007. Les émissivités SSM/I polarisées horizontalement (courbe tiretée) et verticalement (courbe continue fine) sont représentées ainsi que la moyenne des deux (courbe noire épaisse). Les émissivités AMSU sont également représentées (en rouge). Une polarisation horizontale (verticale) produit une émissivité plus élevée (faible). L'émissivité SSM/I issue du mélange de polarisation est plus proche des émissivités AMSU-A.

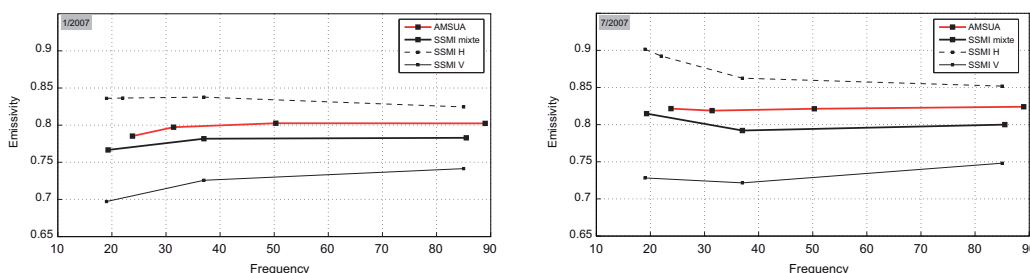


FIG. 2.9 – Courbes moyennes mensuelles des émissivités de surface des canaux fenêtres d'AMSU-A calculées avec l'approximation SPEC (en rouge) par rapport émissivités de surface des canaux fenêtres de SSM/I. Les courbes d'émissivités SSM/I obtenues à partir d'observations polarisées verticalement (courbe tiretée noire), horizontale (courbe fine noire) et mixte (courbe épaisse noire) sont présentées. Les résultats portent sur le mois de janvier (à gauche) et juillet 2007 (à droite)

Rappelons également qu'aux angles forts, l'effet de l'approximation de surface est faible. En effet, la différence moyenne entre les émissivités SSM/I SPEC et LAMB est comprise entre 0.0005 (19V GHz) et 0.0026 (85H GHz) pour le mois de janvier 2007. Pour les canaux AMSU-A, la différence moyenne entre les émissivités SPEC et LAMB est comprise entre 0.0012 (23 GHz) et 0.0022 (89 GHz) pour le mois de janvier 2007. Les résultats présentés dans ce qui suit sont

valables pour les 2 approximations.

Les émissivités produites aux 3 fréquences SSM/I (19 GHz, 37 GHz et 89 GHz) sont comparées aux émissivités des 3 fréquences d'AMSU les plus proches (23 GHz, 31 GHz et 89 GHz). Pour simplifier la notation, les deux fréquences comparées, par exemple 19 GHz pour SSM/I et 23 GHz pour AMSU feront référence à "canaux autour de 20 GHz".

Les cartes de la figure 2.10 montrent les émissivités moyennes mensuelles AMSU et SSM/I (canaux autour de 20 GHz) pour le mois d'octobre 2007. Les différences sont faibles et les structures spatiales sont cohérentes. En moyenne sur l'année 2007, les émissivités AMSU sont plus élevées de 0.0208 par rapport à celles SSM/I. La différence maximale (minimale) atteint 0.0294 (0.0096) en avril (mars) entre les émissivités d'AMSU et SSM/I pour les canaux autour de 90 GHz (20GHz).

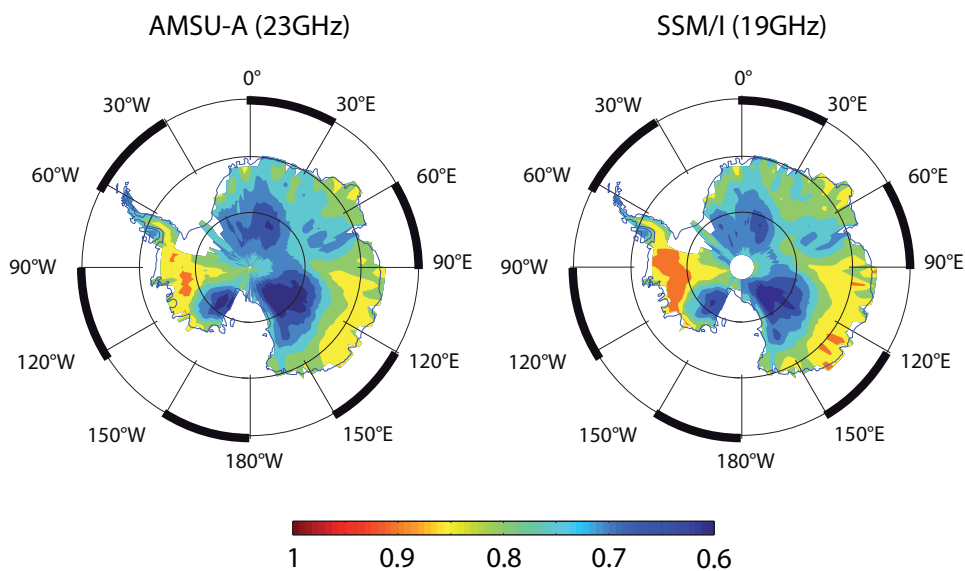


FIG. 2.10 – Cartes moyennes mensuelles de l'émissivité de surface du canal 1 (23 GHz) d'AMSU-A aux angles forts et de la moyenne des canaux 1 (19GHz-H) et 2 (19GHz-V) de SSM/I pour le mois d'octobre 2007

La figure 2.11 présente les histogrammes de fréquence (en %) des émissivités AMSU (en rouge) et SSM/I (en noir) pour les canaux autour de 20 GHz et pour les mois de janvier, avril, août et novembre 2007. On constate que les distributions sont relativement proches. Ceci est particulièrement vrai pour le mois d'avril. L'étendue des courbes indique que les émissivités SSM/I présentent une déviation standard plus élevée que les émissivités AMSU. En janvier et en novembre, la fréquence maximale est atteinte pour des émissivités de l'ordre de 0.72 pour SSM/I et 0.8 AMSU. Nous pouvons conclure que les écarts entre les émissivités d'AMSU et de SSM/I dépend des saisons.

La figure 2.12 compare les variations saisonnières entre les émissivités moyennes mensuelles AMSU (en rouge) et SSM/I (en noir). La cohérence temporelle entre les deux jeux de données

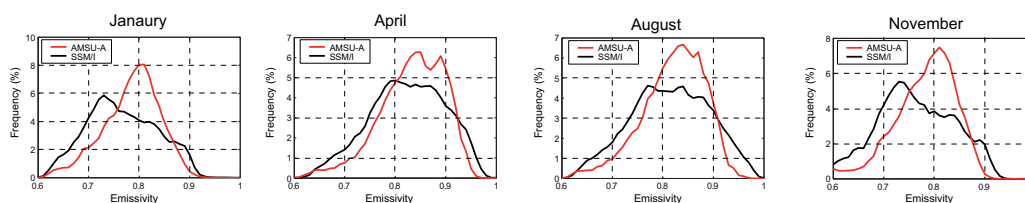


FIG. 2.11 – Histogrammes de fréquence des émissivités AMSU-A (en rouge) au canal 1 (23 GHz) et aux angles forts, comparés avec les émissivités SSM/I (en noir) aux canaux 1 et 2 en moyenne (19GHz-H et 19GHz-V) sur l'Antarctique. Les résultats portent sur les mois de janvier, avril, août et novembre 2007.

est satisfaisante. Les corrélations sont de 0.9939 (canaux à 20 GHz), 0.9493 (canaux à 30 GHz) et 0.9785 (canaux à 90 GHz). On peut noter que, pour les canaux autour de 20 GHz, l'amplitude du biais est plus élevée pendant les mois d'hiver de l'hémisphère sud. Pour les canaux autour de 30 GHz, le biais semble plus élevé pendant l'hiver. Il est stable pour les canaux autour de 90 GHz.

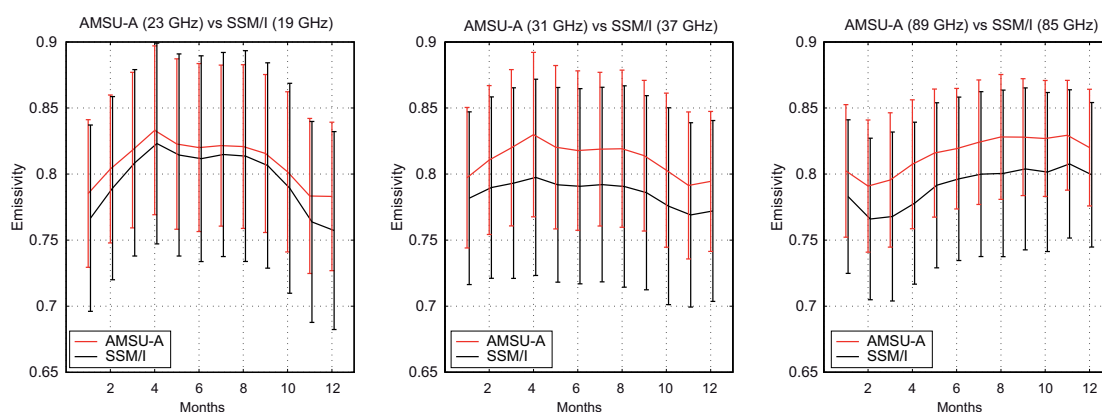


FIG. 2.12 – Moyennes mensuelles des émissivités AMSU-A (en rouge) aux canaux 1 (23 GHz), 2 (31 GHz) et 3 (89 GHz) et aux angles forts, comparés avec les émissivités SSM/I (en noir) aux canaux 1 et 2 en moyenne (19GHz-H et 19GHz-V), 3 et 4 en moyenne (37GHz-H et 37GHz-V) et 5 et 6 en moyenne (85GHz-H et 85GHz-V), sur l'Antarctique pour toute l'année 2007. Les barres d'erreurs correspondent à l'écart-type.

En conclusion, les émissivités restituées aux canaux AMSU sont proches de celles restituées aux canaux SSM/I. Les structures spatiales et temporelles sont cohérentes et indiquent une bonne stabilité de la méthode de restitution. Les biais mis en évidence peuvent être expliqués en partie par les différences instrumentales entre SSM/I et AMSU.

### 2.2.3.2 Performances du modèle de transfert radiatif

Comme nous l'avons précisé auparavant, l'absence de mesures indépendantes de validation nous empêche de désigner de façon fiable les émissivités de surface qui sont les plus adaptées pour l'Antarctique. Afin d'explorer les limites de chaque approximation de surface, nous avons effectué des simulations de températures de brillance pour les canaux de sondage de température sur toute l'année 2007. Pour chaque approximation de surface, l'émissivité du canal 3 d'AMSU-A (50 GHz) est utilisée pour simuler les températures de brillances pour les canaux de sondage de température d'AMSU-A (canaux 4, 5, 6 et 7). De la même manière, l'émissivité du canal 1 d'AMSU-B (89 GHz) est utilisée pour simuler les températures de brillances pour les canaux de sondage d'humidité d'AMSU-B (canaux 3, 4 et 5). Les champs atmosphériques de l'ébauche du modèle ARPEGE sont utilisés comme entrées au modèle de transfert radiatif RTTOV. Les différences entre observations et simulations (innovations ou fg-departures pour « first-guess departures ») sont alors calculées et comparées pour chaque configuration (SPEC et LAMB). Trois approximations intermédiaires sont également testées. L'approximation semi-Lambertienne (SLAMB) consiste à dire que la surface n'est ni SPEC ni LAMB mais entre les deux. Dans ce cas la surface est à 50% SPEC et 50% LAMB. De la même manière, nous avons utilisé l'approximation quasi-Lambertienne (QLAMB) et l'approximation quasi-spéculaire (QSPEC). Le tableau 2.2 résume l'ensemble des approximations effectuées. Parallèlement, notez que la configuration du modèle opérationnel (OPER) utilise un modèle empirique de l'émissivité de surface ([Grody, 1988] et [Weng *et al.*, 2001]) pour la simulation des températures de brillance. Au total, 1 année de températures de brillance sont simulées selon 6 configurations (OPER, SPEC, QSPEC, SLAMB, QLAMB et LAMB).

TAB. 2.2 – Définition des approximations pour le calcul de l'émissivité

	SPEC	QSPEC	SLAMB	QLAMB	LAMB
<i>Composante spéculaire</i>	100%	75%	50%	25%	0%
<i>Composante Lambertienne</i>	0%	25%	50%	75%	100%

La plupart des résultats concernant les simulations de température de brillance de AMSU-A sont présentés dans [Guedj *et al.*, 2010]. Dans cette section, un bref résumé rappelle ces résultats.

Par rapport à la configuration OPER, les statistiques des innovations sont nettement améliorées par l'utilisation des approximations de surface. Les canaux 4 et 5 sont davantage sensibles à la surface que les canaux 6 et 7, l'impact des émissivités sur les simulations est plus fort sur les températures de brillance de ces deux canaux. La Figure 2.13 montre les histogrammes des innovations pour 4 canaux de sondages de température (canaux 4, 5, 6 et 7 ; fréquences de 52.8, 53.6, 54.4 et 54.9 GHz respectivement) pour le mois de janvier 2007. Les résultats de 5 approximations y sont présentés : LAMB, QLAMB, SLAMB, QSPEC et SPEC. L'approche SLAMB semble être la meilleure dans ce cas précis en ce qui concerne l'écart-type. L'approximation SPEC est meilleure en termes de biais.

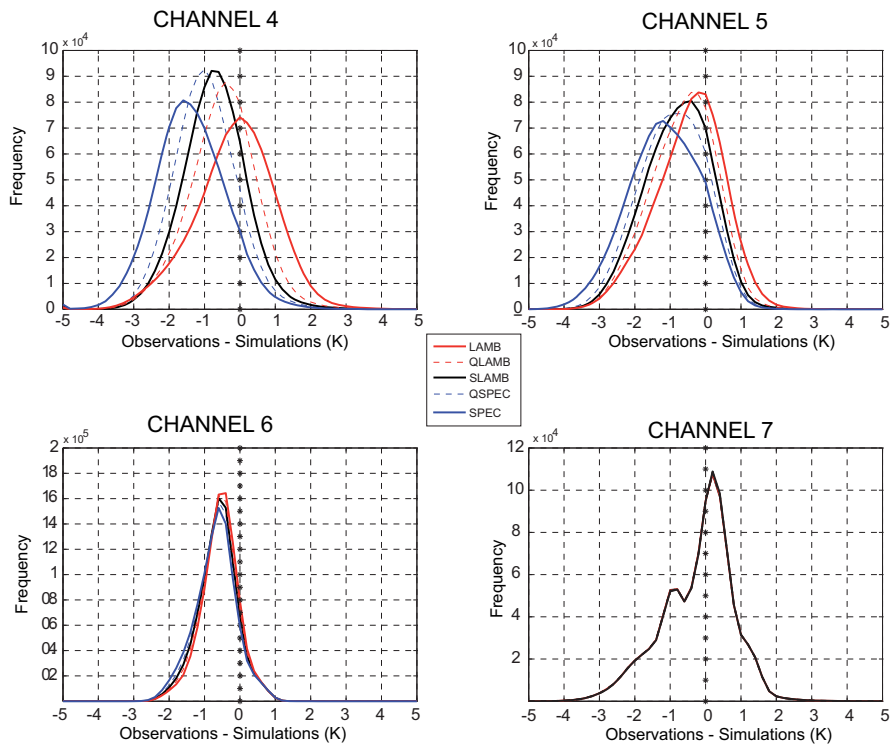


FIG. 2.13 – Histogrammes des innovations (observations - simulations) calculées pour une sélection des canaux de sondage de la température de AMSU-A pour le mois de janvier 2007 et suivant cinq hypothèses de surface (SPEC, LAMB, SLAMB, QLAMB et QSPEC).

Des cartes de corrélations entre simulations et observations ont été produites et confirment ces résultats ([Guedj *et al.*, 2010]). Les écarts entre les observations et les simulations ont été calculés pour toute l'année 2007 suivant les 5 hypothèses de surface. La figure 2.14 présente les variations saisonnières des innovations qui utilisent l'approximation SPEC (en bleu), SLAMB (en noir) et LAMB (en rouge). D'après ce graphique, l'approximation Lambertienne produit les meilleurs résultats pendant l'hiver de l'hémisphère sud. Pour les mois d'été, il faudrait utiliser alternativement l'approximation SPEC ou SLAMB.

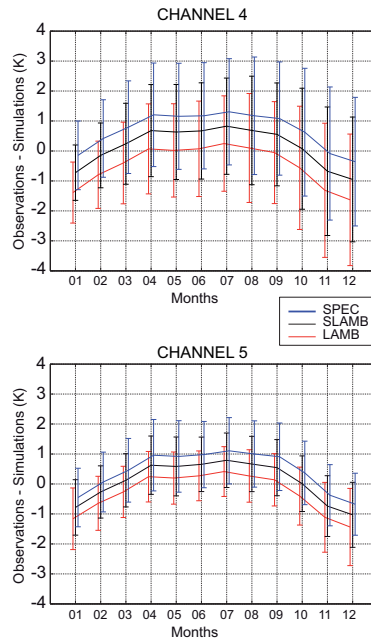


FIG. 2.14 – Variations saisonnières des innovations pour les canaux de sondage de la température 4 et 5 de AMSU-A suivant trois hypothèses de surface (SPEC, LAMB et SLAMB). Les résultats portent sur l'année 2007.

## 2.3 Discussion et conclusion

L'objectif de ce travail était d'exploiter davantage d'observations satellitaires micro-ondes sur l'Antarctique dans le système d'assimilation global ARPEGE, en vue de mieux contraindre les analyses atmosphériques sur ce continent. Les incertitudes sur la surface (température et émissivité) font partie des raisons pour lesquelles peu d'observations micro-ondes sont aujourd'hui assimilées sur l'Antarctique. Pour cela, nous nous sommes d'abord intéressées à la modélisation de l'émissivité de surface de ce continent en testant différentes hypothèses (spéculaire, lambertienne, semi-lambertienne...), étant donnée que celle d'une surface spéculaire est traditionnellement utilisée. Les émissivités ont été calculées suivant plusieurs hypothèses de réflexion à la surface en utilisant les observations des canaux de surface des instruments AMSU et SSM/I. A l'aide de cette base de données, qui couvre toute l'année 2007, une analyse approfondie des

émissivités a été effectuée pour étudier sa variabilité en fonction de l'hypothèse de surface utilisée ainsi qu'en fonction de l'angle d'observation, de la fréquence, de la saison et de la situation géographique. Nous avons montré dans un premier temps que l'impact de l'approximation de surface est plus fort pour les angles proches du nadir. Nous avons également montré que l'émissivité varie à la fois en fréquence et suivant les saisons. En effet, selon les caractéristiques de la neige et la profondeur de pénétration des micro-ondes, le signal ne provient pas de la même couche émissive. Elle est donc soumise à une diffusion variable et complexe dans le temps et dans l'espace. Enfin, les variations saisonnières de l'émissivité semblent plus fortes sur la périphérie du continent que sur la partie centrale de l'Antarctique. Par cette analyse, nous avons montré que les hypothèses utilisées pour la surface influencent davantage le canal 3 d'AMSU-A (50 GHz) que les autres canaux. L'émissivité de ce canal est utilisée pour les simulations de températures de brillance des canaux de sondage de températures. En l'absence d'estimations de référence de l'émissivité de surface, nous avons évalué l'émissivité à 50 GHz en examinant son effet sur la modélisation des températures de brillance (Tbs) des canaux de sondage de température sur toute l'année 2007 et ceci afin de sélectionner l'approximation la mieux adaptée à la surface de l'Antarctique. La confrontation des Tbs observées et simulées a montré qu'une hypothèse de surface à mi-chemin entre la spéculaire et la lambertienne permet de sensiblement réduire les erreurs de modélisation des Tbs (biais et écart-type).

Enfin, nous avons cherché à voir l'effet d'un changement d'émissivité de la surface dans le cadre de l'assimilation de données. Mais des travaux supplémentaires sont nécessaires pour évaluer l'impact des approximations de surface en assimilation.

Ce travail est une étape introductive vers l'assimilation d'un plus grand nombre d'observation satellites au dessus des surfaces continentales dans la poursuite des travaux de F. Karbou ([Karbou *et al.*, 2006]). Les observations satellites sensibles à la surface sont encore aujourd'hui sous-exploitées dans les modèles de prévision numérique. Il est donc nécessaire de développer de nouvelles paramétrisations de surface adaptées. L'assimilation d'un plus grand nombre d'observations micro-onde au dessus des surfaces continentales ([Karbou *et al.*, 2010a] [Karbou *et al.*, 2010b]) et sur neige et glace de mer ([Bouchard *et al.*, 2010] et [Rabier *et al.*, 2010]) ont montré des résultats très encourageants et nous poussent à étendre nos expérimentations à la gamme de l'infra-rouge moyennant quelques adaptations. Ainsi, dans la section suivante, nous avons évalué l'application de la méthode de restitution aux observations IR du radiomètre SEVIRI.

## 2.4 Publications associées au chapitre

# Toward a Better Modeling of Surface Emissivity to Improve AMSU Data Assimilation Over Antarctica

Stephanie Guedj, Fatima Karbou, Florence Rabier, and Aurelie Bouchard

**Abstract**—This work is in direct line with the Concordiasi international project. It aims to better constrain atmospheric analyses by improving the assimilation of low-level Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU)-A and AMSU-B microwave observations over Antarctica. So far, a very small amount of available AMSU observations is effectively assimilated over Antarctica. To assimilate more observations, different issues have to be dealt with. In this work, the surface emissivity issue over Antarctica is examined. In a first step, a thorough review of the use of a specular assumption to calculate emissivity from AMSU-A measurements has been undertaken. The effect of five different assumptions about the surface on retrieved AMSU emissivities has then been evaluated using a one-year database: specular, Lambertian, and three intermediate assumptions. Simulations of brightness temperatures at AMSU sounding frequencies have been produced using a radiative transfer model. The emissivities obtained using the five assumptions have been found very useful in improving these simulations. The most successful schemes are found to be the Lambertian scheme during the winter season and a specular or an intermediate scheme (50% specular, 50% Lambertian) during Antarctica's short summer.

**Index Terms**—Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU), Antarctica, Concordiasi, data assimilation, Lambertian, microwave surface emissivity, specular, surface assumption.

## I. INTRODUCTION

ANTARCTICA is almost completely covered by ice and snow. It has its own natural climate variability and plays a significant role in the global climate system. Over the past 50 years, the climate in Antarctica has been changing more rapidly than almost anywhere else on Earth (see [1]–[3] among many others). An adequate representation of atmospheric fields over Antarctica is of prime importance to monitor accurately the evolution of ice sheets and the evolution of global sea level. For climate studies, regions with no or few *in situ* measurements, such as Antarctica, are usually described using analyses or reanalyses of the atmosphere produced by numerical weather prediction (NWP) centers. However, due to the lack of observations to constrain the NWP models, it is important either to evaluate the atmospheric analyses over Antarctica using independent measurements or to assimilate more observations over the continent. The analysis represents the state of the

atmosphere for which the balance between observations and background information (short-range forecasts) is optimal. The assimilation system makes use of a wide range of conventional measurements (surface stations, upper air measurements, radiosondes, and buoys) and of satellite observations (radiances from polar-orbiting satellites, Global Positioning System radio occultation, and atmospheric motion vectors from satellite images). Unlike *in situ* measurements, satellite observations have global coverage and good temporal sampling. They have been widely used in data assimilation and have been found to be relevant in improving the quality of analyses and of forecast skills [4]. Over Antarctica, conventional measurements are rather scarce, and many issues are still to be addressed to improve the assimilation of satellite observations over ice sheets. In this context, the Concordiasi project (France–U.S. cooperation) has been built as part of the THORPEX–International Polar Year (IPY) cluster within the IPY effort [5]. Innovative observations and state-of-the-art modeling approaches are combined to do the following: 1) to get more accurate NWP analyses and forecasts; 2) to improve our understanding of the ozone depletion phenomenon over Antarctica; and 3) to study potential interactions with lower latitudes. This work, which is in direct line with the Concordiasi project, aims to improve the assimilation of microwave observations from the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU)-A and AMSU-B (or the Microwave Humidity Sounder) instruments over Antarctica. These instruments measure the outgoing radiances from the atmosphere and from the Earth's surface and are onboard satellites of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA-15, NOAA-16, NOAA-17, and NOAA-18), the Aqua mission of the National Aeronautics and Space Administration, and the European MetOp-A mission. With 11 channels located close to the oxygen absorption band (50–60 GHz), AMSU-A is designed to retrieve the atmospheric temperature from about 3 hPa down to the Earth's surface. AMSU-B makes measurements in the vicinity of the strong water vapor absorption line at 183 GHz and is dedicated to atmospheric water vapor probing. Aside from sounding channels, AMSU-A and AMSU-B have the so-called “window channels” from which measurements can be used to derive information about surface properties.

The assimilation of these measurements in NWP models has made substantial progress in the past ten years, but efforts are still needed in order to use AMSU measurements in a wider variety of atmospheric and surface conditions. Many issues are still to be addressed for a satisfactory use of AMSU observations, in particular, the assimilation of observations over snow surfaces. Table I shows the general characteristics of AMSU-A and AMSU-B channels and the condition of their use

Manuscript received April 1, 2009; revised July 17, 2009, September 16, 2009, and October 13, 2009. First published January 29, 2010; current version published March 24, 2010.

The authors are with the National Centre for Meteorological Research (CNRM)/GAME, Météo-France, 31057 Toulouse, France (e-mail: stephanie.guedj@cnrm.meteo.fr; fatima.karbou@meteo.fr; florence.rabier@meteo.fr; aurelie.bouchard@cnrm.meteo.fr).

Color versions of one or more of the figures in this paper are available online at <http://ieeexplore.ieee.org>.

Digital Object Identifier 10.1109/TGRS.2009.2036254



TABLE I  
AMSU-A AND AMSU-B CHARACTERISTICS AND CONDITIONS FOR USE

Instrument	Channel	Frequency (GHz)	sensitivity	Conditions for use
<b>AMSU-A</b>	1	23.8	surface	not used
	2	31.4	surface	not used
	3	50.3	surface	not used
	4	52.8	temperature	not used
	5	53.596±0.115	temperature	used if (open sea,land & orog < 500)
	6	54.4	temperature	used if (open sea, land & orog < 1500)
	7	54.9	temperature	not used if (cloudy,   lat   ≤ 30°)
	8	55.5	temperature	not used if (cloudy,   lat   ≤ 30°)
	9	$\nu=57.290$	temperature	used
	10	$\nu\pm 0.217$	temperature	used
	11	$\nu\pm 0.322\pm 0.048$	temperature	used
	12	$\nu\pm 0.322\pm 0.022$	temperature	used
	13	$\nu\pm 0.322\pm 0.010$	temperature	not used
	14	$\nu\pm 0.322\pm 0.0045$	temperature	not used
	15	89	surface	not used
<b>AMSU-B</b>	1	89	surface	not used
	2	150	humidity	not used
	3	183±1	humidity	used if (open sea,land & orog < 1500m)
	4	183±3	humidity	used if (open sea,land & orog < 1000m)
	5	183±7	humidity	used if (open sea)

in the operational French 4-D variational system. For instance, observations which receive a strong contribution from the land surface are usually rejected from the assimilation system. Over Antarctica, things are even worse since no AMSU-B observations are assimilated over ice sheets and only a restricted number of AMSU-A channels are authorized to be assimilated. This is mostly related to the appropriateness of the land surface emissivity description in the system. However, two important remarks should be made. First, one should bear in mind that good estimates of surface skin temperature are as important for the assimilation of AMSU measurements as is an accurate description of the land surface emissivity [6], and second, empirical versions of land emissivity models in [7] and [8] have been used for the assimilation of AMSU observations over land. These models have eased the assimilation of AMSU observations which receive a small contribution from the surface. However, a perfect land surface emissivity model, if it existed, would need global surface input parameters for which a global analysis does not exist. Within the constraints of variational data assimilation, alternatives to land emissivity empirical and regression models have been proposed [9]–[13].

This paper presents an evaluation of land surface emissivities directly calculated from AMSU-A measurements. To calculate the emissivity, the surface is usually assumed to be flat and specular. The variability of emissivity over Antarctica is first depicted using different assumptions: the specular, the Lambertian, and three additional intermediate assumptions. The end result is five different emissivity databases for a one-year period, which have been studied and intercompared. To further

evaluate the retrieved surface emissivity, brightness temperature (noted hereafter as  $T_b$ ) simulations at sounding channels have also been computed and have been compared with observations.

## II. MICROWAVE EMISSIVITY OVER ANTARCTICA: ASSUMPTIONS ABOUT THE SURFACE AND EMISSIVITY CALCULATION

### A. Overview

This work relies on a method, fully documented in [10] and called EMIS-DYN hereafter, which has been tested to improve the assimilation of AMSU observations over land. This method is based on a direct estimation of the land surface emissivity using satellite observations from selected window channels. Emissivity is dynamically retrieved from a “window” channel and is used as a “good approximation” to simulate brightness temperatures of AMSU sounding channels using a radiative transfer model [10]. The EMIS-DYN method was found very helpful to increase the correlations between observations and simulations of AMSU-A and AMSU-B sounding channels [14] and was implemented in July 2008 in the operational assimilation system of Météo-France. In the context of the Concordiasi project, several assimilation experiments were run [5]. One of these experiments (called EXP-ANTAR hereafter) allows the assimilation of many more AMSU-A and AMSU-B observations over Antarctica and surrounding sea ice by using the EMIS-DYN method [15]. Fig. 1 shows a vertical cross section of the root mean square (rms) of the “EXP-ANTAR 72-h

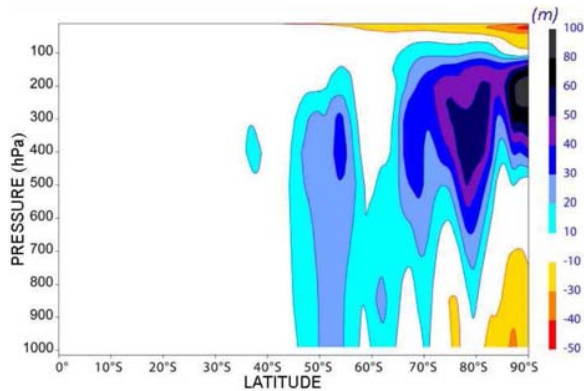


Fig. 1. Vertical cross section of the rms of the “EXP-ANTAR 72-h forecast iso-pressure height errors” minus the “control 72-h forecast iso-pressure height errors” over a three-week period. Isoline every 10 m. EXP-ANTAR uses AMSU-A and AMSU-B data over Antarctica and the surrounding sea ice. The control is representative of the operational model in its July 2008 version. The forecast errors are calculated using verifying analyses from ECMWF. Blue (yellow) colors indicate that the assimilation of more AMSU observations over Antarctica has improved (degraded) the forecasts.

forecast iso-pressure height errors” minus the “control 72-h forecast iso-pressure height errors” over a three-week period. The control is representative of the operational model in its July 2008 version. The forecast errors are calculated using verifying analyses from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Blue (yellow) colors indicate that the assimilation of more AMSU observations over Antarctica has improved (degraded) the forecasts. One can notice how positive is the effect of assimilating AMSU observations over Antarctica: The effect is propagated in the vertical and is perceptible beyond 50° of latitudes.

However, despite the global positive impacts brought by this new parameterization, nonnegligible biases (observations–simulations) were observed over snow surfaces. These biases may be related to the surface assumption used in EMIS-DYN: In this method, the surface is assumed to be flat and to exhibit specular reflection. Such approximations were used by many authors (see [10] and [16]–[20] among many others). The specular assumption is usually adopted since the land surface emissivity retrieval is global and since no *a priori* information about the surface is available. Mätzler [21] has found that, first, the use of this assumption for nadir-viewing instruments, like AMSU-A and AMSU-B, is questionable in some specific cases. He has concluded that the use of this assumption for near-nadir observations may imply an overestimation of the emissivity if the surface is Lambertian. However, Karbou and Prigent [22] have shown that the impact of the specular assumption on the retrieved near-nadir AMSU emissivities when the surface is Lambertian is well below 1% of the emissivity bias over natural snow-free areas. Second, in the vicinity of Dome C, Mätzler and Rosenkranz [23] have found that adopting Lambertian scattering rather than specular reflection was satisfactory for AMSU-A data. In fact, the reflection of radiation at the surface could be considered as a complex combination of specular and Lambertian components, and an elegant way to settle this matter is to use a specularly parameter to determine the fraction

of the reflectivity associated with the specular reflection [21]. Nevertheless, the use of the specular assumption over Antarctica needs to be evaluated in depth since snow surfaces involve volume scattering.

In this paper, the Météo-France assimilation and forecast system in its regular-grid configuration has been used. The ARPEGE system is developed in collaboration with ECMWF. The regular-grid system, as in its operational 2007 version, has a 55-km constant horizontal resolution and 46 vertical levels. The system was used as a practical framework to estimate the land surface emissivity from AMSU window channels and to simulate  $T_b$  at AMSU sounding channels. The RTTOV radiative transfer model is used for this task [24]–[26]. RTTOV has as inputs short-range forecast data from the ARPEGE system. Profiles of temperature and humidity were used, together with surface temperature.

### B. Land Surface Emissivity Calculation

As mentioned earlier, there are many assumptions which are commonly adopted to estimate the land surface emissivity directly from satellite observations. The surface temperature is assumed to be equal to the surface skin temperature (i.e., the temperature of the surface first top millimeters). The surface is assumed to be flat and specular with no volume scattering and with a nonscattering plane-parallel atmosphere. Given such assumptions and for a well-known local satellite zenith angle of observation  $\theta$  and a frequency  $\nu$ , the brightness temperature observed by a sensor can be expressed as

$$T_b(\theta) = T_s \varepsilon(\theta) \Gamma + (1 - \varepsilon(\theta)) \Gamma T_a^\downarrow(\theta) + T_a^\uparrow(\theta) \left. \vphantom{T_b(\theta)} \right\} \quad (1)$$

$$\Gamma = \exp\left(\frac{-\tau(0,H)}{\cos(\theta)}\right)$$

where  $\varepsilon(\theta)$  represents the surface emissivity and  $T_s$ ,  $T_a^\downarrow(\theta)$ , and  $T_a^\uparrow(\theta)$  are the skin temperature and the atmospheric downwelling and upwelling  $T_b$ , respectively. The net atmospheric transmissivity  $\Gamma$  is expressed as a function of the atmospheric opacity  $\tau(0, H)$  and the observation zenith angle  $\theta$ .  $H$  is the top-of-atmosphere height.

The specular land surface emissivity, assuming all previously mentioned assumptions, can be retrieved using (1) by

$$\varepsilon(\theta) = \frac{T_b(\theta) - T_a^\downarrow(\theta) - T_a^\uparrow(\theta) \Gamma}{(T_s - T_a^\downarrow(\theta)) \Gamma} \quad (2)$$

One should note that (1) implies that the observation zenith angle is the same for incident and reflected radiations (see Fig. 2). In that case, the downwelling radiation can be expressed as

$$T_a^\downarrow(\theta) = \int_H^0 T(z) \alpha(z) e^{-\tau(z,0)/\cos(\theta)} dz \quad (3)$$

where  $\alpha(z)$  is the atmospheric absorption by gases at altitude  $z$ ,  $T(z)$  is the atmospheric temperature at altitude  $z$ , and  $\tau(z_0, z_1) = \int_{z_0}^{z_1} \alpha(z) dz$  is the zenith opacity from  $z_0$  to  $z_1$ .

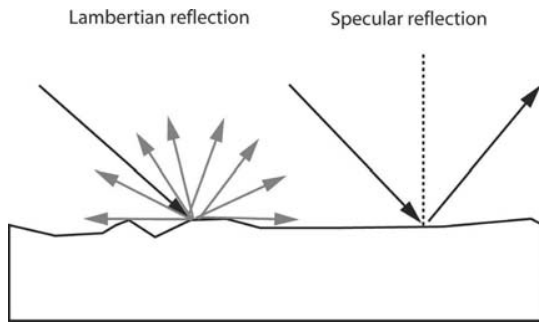
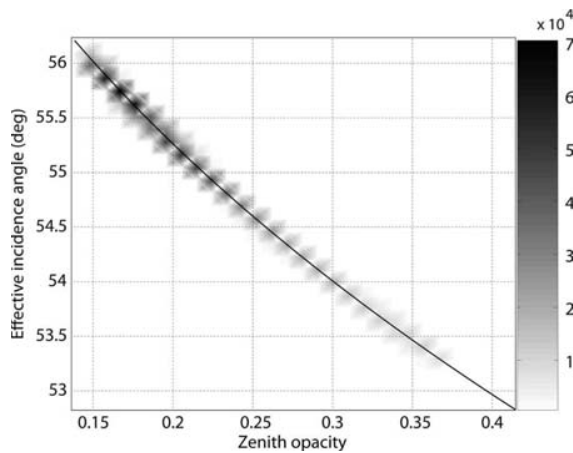


Fig. 2. Surface scattering: Lambertian (or diffuse) and specular.


 Fig. 3. Scatter plot of the effective angle ( $\theta_{\text{eff}}$ ) as a function of zenith opacity following the Mätzler method. Results are for AMSU-A channel-3 (50.3 GHz) observations over Antarctica and for January 2007. The solid line is the theoretical curve of  $\theta_{\text{eff}}$  as given by Mätzler.

For very rough surfaces which are characterized by Lambertian reflection, radiation is isotropically reflected by the surface (see Fig. 2), and the expression becomes

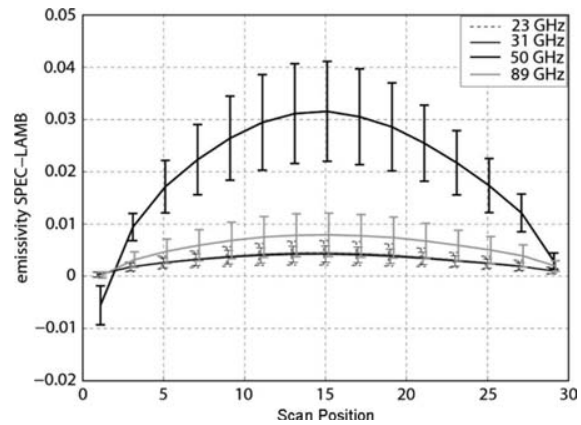
$$T_a^{\downarrow}(\theta) = \int_0^{\pi/2} 2 \cos(\theta) \sin(\theta) \times \left( \int_H^0 T(z) \alpha(z) / \cos(\theta) e^{-\tau(z,0)/\cos(\theta)} dz \right) d\theta \quad (4)$$

Mätzler [27] and Ingold *et al.* [28] have derived an effective incidence angle  $\theta_{\text{eff}}$  that would correspond to the downwelling radiation and showed that this angle is given by

$$\theta_{\text{eff}} = \arccos \left( \frac{-\tau}{\ln(2 \times E_3(\tau))} \right) \quad (5)$$

with  $E_3$  the exponential integral of order three.

This formulation was used to calculate the effective zenith angles for AMSU-A channel 3 (50.3 GHz) over Antarctica during January 2007. Fig. 3 shows the scatter plots of  $\theta_{\text{eff}}$  as


 Fig. 4. Monthly mean " $\epsilon_{\text{SPEC}}$  minus  $\epsilon_{\text{LAMB}}$ " as a function of the scan positions over Antarctica. Mean/standard deviation values are presented for AMSU-A channels 1 (23.8 GHz), 2 (31.4 GHz), 3 (50.3 GHz), and 15 (89 GHz). Nadir corresponds to scan positions 15 and 16. Results are for the January 2007 period.

a function of the zenith opacity, as well as the theoretical curve of  $\theta_{\text{eff}}$ . The zenith opacity for this channel varies from 0.18 to 0.26, leading to a  $\theta_{\text{eff}}$  close to  $55^\circ$ . When observations are made with an observation zenith angle greater than  $53^\circ$ , then the specular assumption has a limited effect. With regard to this, the specular reflection can be used for conical scanners with incidence angle close to  $53^\circ$  whatever the surface type. However, if the observation zenith angle is close to nadir, then the use of the specular assumption (when the surface is Lambertian) could potentially introduce biases.

If one assumes the surface to be Lambertian, then the downwelling radiation can be calculated from (3) by substituting  $\theta_{\text{eff}}$  for  $\theta$ . Since natural surfaces combine specular and Lambertian properties, the use of a specular parameter to determine the fraction of the reflectivity associated with the specular reflection could be very helpful [21]. In that case, the corresponding downwelling radiation can be expressed as

$$T_a^{\downarrow}(\theta) = s T_{\text{SPEC}}^{\downarrow} + (1 - s) T_{\text{LAMB}}^{\downarrow} \quad (6)$$

where  $s$  is the specular parameter ( $0 \leq s \leq 1$ ) and  $T_{\text{SPEC}}^{\downarrow}$  and  $T_{\text{LAMB}}^{\downarrow}$  are the downwelling radiations assuming a specular and a Lambertian reflection, respectively.

In this work, different assumptions about the surface were tested, and land surface emissivities at AMSU window channels were calculated for the year 2007. We end up with the following five different emissivity data sets.

- 1)  $\epsilon_{\text{SPEC}}$ : The surface has been assumed to be specular.
- 2)  $\epsilon_{\text{LAMB}}$ : The surface has been assumed to be Lambertian.
- 3)  $\epsilon_{\text{SLAMB}}$ : The specular parameter is equal to 0.5.
- 4)  $\epsilon_{\text{QSPEC}}$ : The specular parameter is equal to 0.75.
- 5)  $\epsilon_{\text{QLAMB}}$ : The specular parameter is equal to 0.25.

At this stage, one should bear in mind that, regardless of the errors that may be introduced by an inadequate surface assumption, the land emissivity is also sensitive to errors coming from input parameters. Errors in the surface temperature,

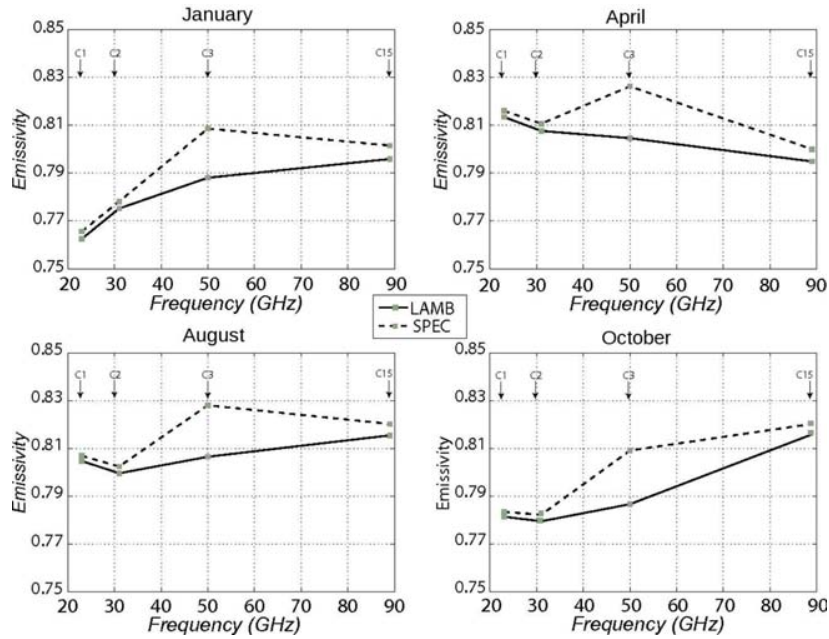


Fig. 5. Monthly mean (dotted lines)  $\varepsilon_{\text{SPEC}}$  and (solid lines)  $\varepsilon_{\text{LAMB}}$  emissivities as a function of AMSU frequencies: 1: C1 (23.8 GHz), 2: C2 (31.4 GHz), 3: C3 (50.3 GHz), and 15: C15 (89 GHz). Results are given for the January, April, August, and October 2007 periods.

as well as errors in the humidity and temperature profiles, can have a nonnegligible impact on the emissivity. Over Antarctica, for instance,  $\pm 4$  K of change in the surface temperature could increase by up to  $\pm 5\%$  emissivity error. Similarly,  $\pm 1$  K in the temperature profile can imply  $\pm 1.4\%$  of emissivity error. In the following, land surface emissivities calculated over Antarctica using different assumptions about the surface will be analyzed. The effect of the surface assumption is studied for four AMSU frequencies: 23.8, 31.4, 50.3, and 89 GHz. The variability of the emissivity in time and in space over Antarctica is also examined. Then, an evaluation of land surface emissivity is performed. For that, emissivity was used to simulated AMSU sounding channels  $T_b$ .

### III. RESULTS: ANALYSIS AND EVALUATION OF LAND SURFACE EMISSIVITIES

#### A. Land Surface Emissivity Analysis

Fig. 4 shows  $\varepsilon_{\text{SPEC}}$  minus  $\varepsilon_{\text{LAMB}}$  as a function of the scan positions. The AMSU-A scan positions vary from 1 to 30, which corresponds to a zenith angle variation of  $\pm 58^\circ$ . The two values of the scan positions at nadir are 15 and 16. Results are shown for January 2007 and for four window channels. On the one hand, the effect of the surface assumption seems to be limited (less than 1%) for channels 1, 2, and 15 even for nadir-viewing angles. On the other hand, the surface approximation effects are larger for AMSU-A channel 3 (50.3 GHz) particularly for near-nadir observations. The specular approximation seems to produce a 3% overestimation of the land surface emissivity if the surface is Lambertian. The zenith

opacity is larger for channel 3 than for other window channels because it is located near the oxygen absorption band. Zenith opacities over Antarctica are around 0.02 for channels 1, 2, and 15 and around 0.22 for channel 3. The relative contribution of  $T_a^1$  to the measured satellite signal is larger for channel 3 than for other channels: This partly explains the sensitivity of this channel to the surface assumption.

The monthly mean  $\varepsilon_{\text{SPEC}}$  minus  $\varepsilon_{\text{LAMB}}$  values at 50.3 GHz were also computed for 12 months and for near-nadir situations. On average, the emissivity bias is close to 3% (not shown). The land surface emissivity variability with frequency was examined. Fig. 5 shows the monthly mean  $\varepsilon_{\text{SPEC}}$  and  $\varepsilon_{\text{LAMB}}$  estimates per frequency. Results are given for four different months: January, April, July, and October. For all the selected months,  $\varepsilon_{\text{LAMB}}$  seems to vary smoothly with frequency. A jump in  $\varepsilon_{\text{SPEC}}$  at 50.3 GHz is systematically noticed and is most probably due to an unsuitable surface assumption for snow. In order to better understand the emissivity frequency variation, the emissivity estimates from AMSU-A channel 4 (52.8 GHz) can be studied. At 52.8 GHz, the atmospheric transmission over Antarctica is generally high enough to make the computation of surface emissivity possible (a threshold of 0.5 is used to compute the emissivity). However, the transmission at 52.8 GHz is rather low compared to the transmission at the AMSU-A surface channels. Consequently, the emissivity estimates at 52.8 GHz can be associated with nonnegligible noise and are produced using less than 25% of available observations (for which the transmission is greater than 0.5). Emissivities at 52.8 GHz were computed for August 2007 using the specular and the Lambertian assumptions about the surface. Fig. 6 shows the monthly mean estimates of  $\varepsilon_{\text{SPEC}}$  and of  $\varepsilon_{\text{LAMB}}$  as a

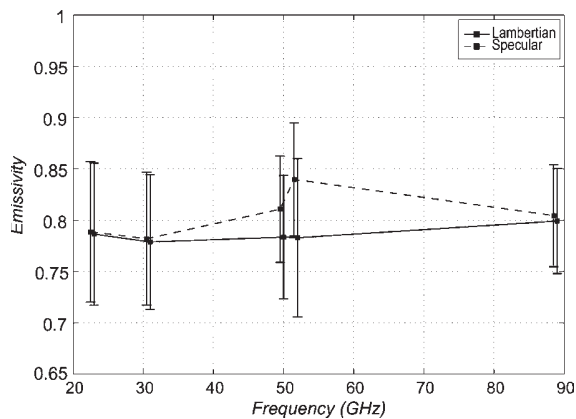


Fig. 6. Monthly mean emissivity estimates and standard deviations of (dotted lines)  $\epsilon_{\text{SPEC}}$  and of (solid lines)  $\epsilon_{\text{LAMB}}$  as a function of frequency for August 2007. Emissivities were estimated at 23.8, 31.4, 50.3, 52.8, and 89 GHz.

function of frequency for August 2007. The figure also shows the standard deviations associated with the mean emissivity values (error bars). Emissivities were estimated at 23.8, 31.4, 50.3, 52.8, and 89 GHz. With the Lambertian assumption, emissivity seems to vary smoothly with frequency: There is no jump between 50.3 and 52.8 GHz. Jumps in the SPEC emissivity at 50.3 GHz and at 52.8 GHz are noticed and are probably due to an unsuitable surface assumption for snow at this period of the year (winter). Results obtained from channel 4 (52.8 GHz) confirm those obtained from channel 3 (50.3 GHz). However, compared with 50.3 GHz, 52.8-GHz emissivities were estimated using a smaller amount of data and are associated with higher standard deviations. For instance, the mean standard deviation at 50.3 GHz is 0.06 against 0.08 at 52.8 GHz using LAMB emissivities (see Fig. 6).

Finally, the consistency of the estimated land surface emissivities was checked by looking at their variability in space. For this purpose, two contrasting months were chosen: January and August. The monthly mean emissivity maps at 50.3 GHz are shown in Figs. 7 and 8 for January and August, respectively. The maps were obtained by averaging the emissivity estimates using OPER, LAMB, SPEC, QSPEC, QLAMB, and SLAMB assumptions. OPER means that the emissivity maps are obtained using a Weng *et al.* [8] regression model (OPER).

The empirical scheme's emissivities are smaller and less smoothed than for other assumptions. There are some differences between emissivities coming from the five surface assumptions, but it is hard to say which one is more realistic since no independent measurements are available. Maps of standard deviations (not shown) were also checked. Regardless of the surface assumptions, these maps exhibit a higher variability of the emissivity over the surroundings of Antarctica than anywhere else (around 2.4%).

To conclude this section, land surface emissivities were calculated over Antarctica assuming five different assumptions about the surface. Emissivities using the two extreme assumptions (SPEC and LAMB) were more intensively studied than emissivities using the intermediate ones. It was found that AMSU-A channel 3 is the most sensitive to the surface assump-

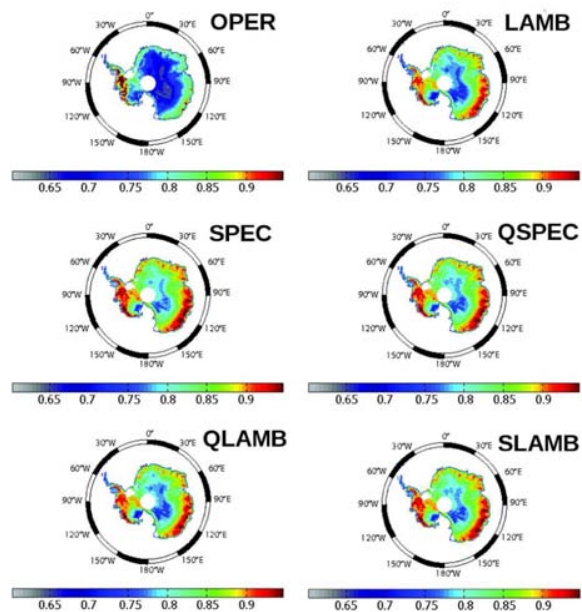


Fig. 7. Monthly mean emissivity maps for AMSU-A channel 3 (50.3 GHz) over Antarctica, for January 2007 and for the OPER, LAMB, SPEC, QSPEC, QLAMB, and SLAMB method (see Section II-B for details about the different methods).

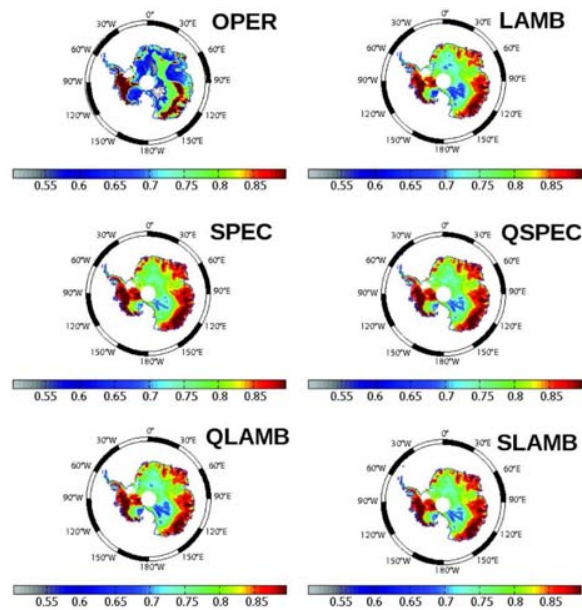


Fig. 8. Same as Fig. 7 but for August 2007.

tion. For this channel, land emissivity could be overestimated by about 3% when the surface is Lambertian. Ideally, land surface emissivity estimates should be compared with some independent emissivity measurements. As we are not able to perform such a comparison, our emissivities will be further

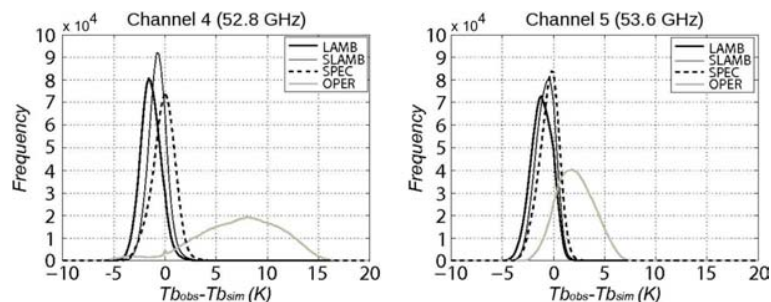


Fig. 9. Fg-departure (observed  $T_b$  – simulated  $T_b$ ) histograms of (left) channel 4 (52.8 GHz) and (right) channel 5 (53.6 GHz) for January 2007. Different emissivities have been used to simulate  $T_b$ : (Gray solid line) OPER, (dashed black line) SPEC, (thick solid black line) LAMB, and (thin solid black line) SLAMB (see Section II-B for more details about these methods).

evaluated in the next section, by comparing the observed and simulated  $T_b$  at some AMSU sounding channels. The emissivity from AMSU-A channel 3 will be used to simulate  $T_b$  at AMSU-A channels 4 and 5 (52.8 and 53.6 GHz, respectively).

#### B. RTTOV Simulations to Evaluate Land Surface Emissivities

The RTTOV model was used to simulate one year of  $T_b$  of AMSU-A sounding channels. Atmospheric temperature and humidity profiles from the ARPEGE short-range forecasts, as well as surface temperatures, have been used as inputs to RTTOV. Moreover, surface emissivities calculated at AMSU-A channel 3 were also used as inputs to RTTOV. Similarly, simulations of  $T_b$  using five different surface assumptions were obtained: SPEC, LAMB, QSPEC, QLAMB, and SLAMB (see Section II-B for details about surface assumptions). Differences between the observed and simulated  $T_b$  (denoted by fg-departures hereafter) have been calculated for AMSU-A channels 4 and 5. These channels are more sensitive to the surface than are other temperature sounding channels. Fig. 9 shows the fg-departure histograms for January 2007 and for channels 4 (left) and 5 (right). Fg-departures computed using three different assumptions are presented (the dashed line is SPEC, the thick solid line is LAMB, and the thin solid line is SLAMB), as well as fg-departures computed using Weng *et al.* emissivities (the gray solid line). One notices that the statistics of fg-departures using the SPEC, LAMB, and SLAMB methods have been significantly improved by comparison to the OPER configuration: The bias, as well as the standard deviation, is reduced. The SLAMB method shows the lowest standard deviations, and the SPEC method presents the lowest bias for channel 4. However, channel 5 attributes the best results to the SPEC approach. Fg departures were computed using QLAMB, SLAMB, and QSPEC, and histograms were examined for comparison (not shown). Once more, for channel 4, SLAMB seems to be more appropriate than the other surface assumptions, but SPEC remains the most appropriate for channel-5 simulations. One should bear in mind that absolute bias may exist anyway due to imperfect instrument calibration and imperfect antenna beam efficiency. Fig. 10 shows the monthly averaged fg-departures of AMSU-A channel 4 as a function of scan positions. Results are shown for four contrasting months and for

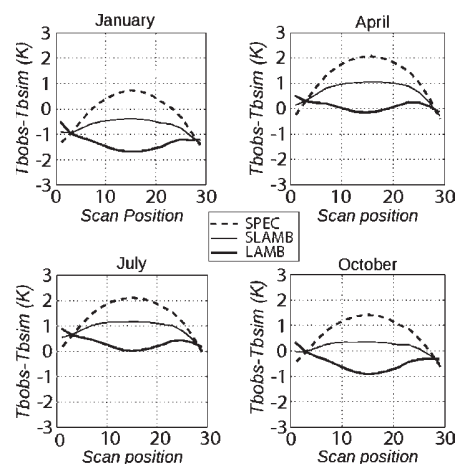


Fig. 10. Monthly mean fg-departures (observed  $T_b$  – simulated  $T_b$ ) of AMSU-A channel 4 (52.8 GHz) as a function of scan positions for January, April, July, and October 2007. AMSU-A channel-3 (50.3 GHz) emissivities have been used to simulate  $T_b$  using the specular assumption (SPEC: dashed line), the Lambertian assumption (LAMB: thick line), and the semi-Lambertian assumption (SLAMB: thin line).

three surface assumptions (SPEC, LAMB, and SLAMB). The flatter the curves are, the better is the agreement between the observed and simulated  $T_b$  if we assume that the absolute biases come from instrument errors. However, these results may be season dependent. For that, fg-departures were further studied by season. Overall, SLAMB produces the lowest fg-departure bias for January and October, particularly for near-nadir observations, whereas LAMB is better for April and July. Fig. 11 shows the seasonal dependence of AMSU-A channel-4 and channel-5 fg-departures obtained using the SPEC, SLAMB, and LAMB assumptions during the year 2007. For each channel, the monthly mean values of fg-departures were computed over Antarctica. The continent has only two seasons: a long cold winter (March–October) and a brief summer (November–February). The SPEC and SLAMB assumptions seem to better perform during summer, whereas LAMB seems to be the best during the winter season. With regard to this, the LAMB method would be more suitable for winter than for summer (associated with snow melting). The SPEC or the SLAMB could

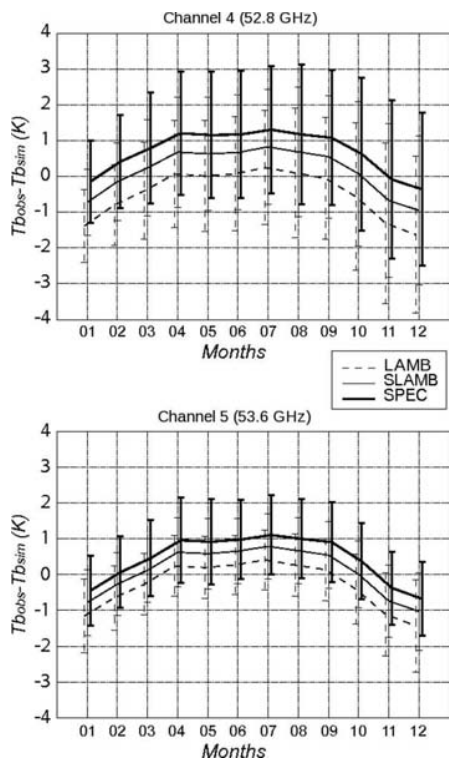


Fig. 11. Mean fg departures (observed  $T_b$  – simulated  $T_b$ ) of AMSU-A channel 4 (52.8 GHz) and channel 5 (53.6 GHz) as a function of the months of 2007. Statistics are for Antarctica and using the specular (SPEC), Lambertian (LAMB), and semi-Lambertian (SLAMB) methods. For each month, the error bar represents the standard deviation.

be used during summer. Results of the QSPEC and the QLAMB methods are not shown but can easily be placed as intermediate positions in these plots. Maps of correlations between observations and simulations were also produced for channel 4. The correlations were computed between observations and simulations falling within a grid cell of  $2^\circ \times 2^\circ$ . Fig. 12 shows the mean correlation maps for January 2007 and for the OPER, SPEC, LAMB, and SLAMB configurations. For this month, the SLAMB method seems to give the highest correlations. In order to check if SLAMB is behaving as well for the whole year as for January, correlations between observations and simulations were computed for each month taking into account all Antarctica data. We end up with 12 correlation values per surface method. The distribution of these correlations per surface method is shown in Fig. 13. The box stretches from the lower hinge (defined as the 25th percentile) to the upper hinge (the 75th percentile) and therefore contains the middle half of the scores in the distribution. The median is shown as a line across the box. This figure indicates that, for the SPEC, LAMB, SLAMB, QLAMB, and QSPEC configurations, the correlations seem clearly higher than for the OPER one. The advantage is given to LAMB closely followed by SLAMB and SPEC.

To conclude this section, the computed land surface emissivities at 50.3 GHz using different surface assumptions were further evaluated. These emissivities were used as inputs to

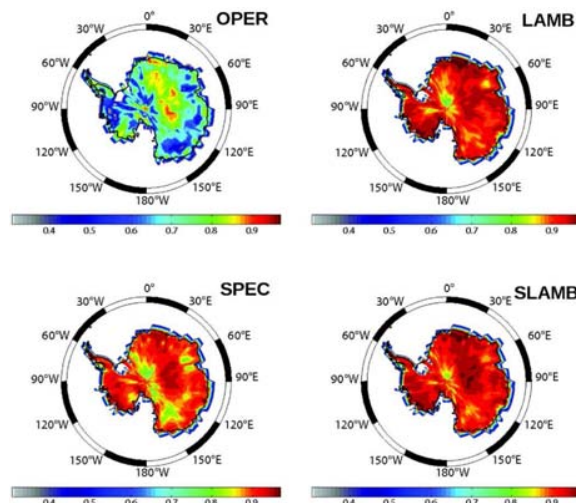


Fig. 12. Maps of correlations between the observed  $T_b$  and the simulated  $T_b$  of AMSU-A channel 4 (52.8 GHz). The correlations have been computed using the data falling in a grid cell of  $2^\circ \times 2^\circ$  in January 2007. Different AMSU-A channel-3 (50.3 GHz) emissivities have been used to simulate  $T_b$ : OPER, LAMB, SPEC, and the semi-Lambertian assumption SLAMB.

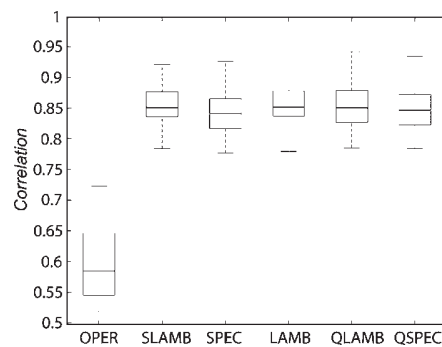


Fig. 13. Boxplot of the monthly mean AMSU-A channel-4 correlations between the observed and simulated  $T_b$  over Antarctica during 2007 for the five surface approximations (OPER, SPEC, LAMB, SLAMB, QLAMB, and QSPEC). The box stretches from the lower hinge (defined as the 25th percentile) to the upper hinge (the 75th percentile) and therefore contains the middle half of the scores in the distribution. The median is shown as a line across the box.

RTTOV in order to simulate  $T_b$  at AMSU temperature sounding channels 4 and 5.  $T_b$  simulations and observations have been compared. The comparison is in favor of the LAMB approach during winter and the SLAMB or SPEC approach during summer. These methods give the best statistics in terms of bias, standard deviation, and correlation.

#### IV. CONCLUSION

The aim of this work is to extend the use of AMSU data from the midatmosphere to the surface in order to better constrain the analyses and forecasts over Antarctica. In data assimilation, a large amount of available AMSU observations is still rejected over Antarctica. This effect is partly due to the

inappropriateness of the snow surface emissivity description in the models. In this paper, we have evaluated the snow surface emissivities calculated from AMSU-A measurements. For such a computation, the surface is usually assumed to be flat and specular. The impact of the surface assumption on the emissivity was studied by performing emissivity retrievals assuming the surface to be specular (SPEC) and Lambertian (LAMB) and also using a specular parameter of 0.25, 0.5, and 0.75 (QLAMB, SLAMB, and QSPEC, respectively). If the specular parameter is equal to 0.25, it means that the surface has 25% specular and 75% Lambertian reflection. The end result is a database for five different emissivity assumptions for a one-year period, which were studied and intercompared. AMSU-A channel 3 (50.3 GHz) was found to be the most sensitive channel to the surface assumption. The effect can reach 3% in emissivity bias if the specular assumption is used rather than the Lambertian one. The emissivity from this channel is usually used as an approximation of emissivity for temperature sounding channels. Emissivity retrievals were also performed at 52 GHz and were found very sensitive to the surface assumption. However, the atmospheric transmission is rather low at this frequency. Consequently, emissivity estimates can be associated with nonnegligible noise. The channel-3 emissivity (using five surface assumptions) was further evaluated by computing the simulations of  $T_b$  at AMSU-A sounding channels 4 and 5. The simulated  $T_b$  were compared with the observed ones. The LAMB approximation was found to be more suitable during the winter period, whereas the SLAMB or the SPEC approximation could be used during summer. An important step for evaluating all surface assumptions or a combination of surface assumptions would be to run assimilation experiments. In fact, one could use the LAMB assumption for winter and the SLAMB assumption for summer. Such experiments are already planned and will be presented in a future paper.

The emissivity data (produced during this study) will be made available at the following address: <http://www.cnrm.meteo.fr/gmap/mwemis/mwemis.html>.

#### ACKNOWLEDGMENT

The authors would like to thank the two anonymous reviewers for their constructive comments and suggestions and also J. Maziejewski for his help in revising the manuscript.

#### REFERENCES

- [1] J. Turner, S. R. Colwell, G. J. Marshall, T. A. Lachlan-Cope, A. M. Carleton, P. D. Jones, V. Lagun, P. A. Reid, and S. Iagovkina, "Antarctic climate change during the last 50 years," *Int. J. Climatol.*, vol. 25, no. 3, pp. 279–294, Mar. 2005.
- [2] D. G. Vaughan, G. J. Marshall, W. M. Connolley, J. C. King, and R. Mulvaney, "Climate change: Devil in the detail," *Science*, vol. 293, no. 5536, pp. 1777–1779, Sep. 2001.
- [3] M. P. Meredith and J. C. King, "Rapid climate change in the ocean west of the Antarctic Peninsula during the second half of the 20th century," *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, no. 19, p. L19604, Oct. 2005.
- [4] F. Bouttier and G. Kelly, "Observing-system experiments in the ECMWF 4D-Var data assimilation system," *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 127, no. 574, pp. 1469–1488, Apr. 2001.
- [5] F. Rabier, A. Bouchard, E. Brun, A. Doerenbecher, S. Guedj, V. Guidard, F. Karbou, V.-H. Peuch, L. E. Amraoui, D. Puech, C. Genthon, G. Picard, M. Town, A. Hertzog, F. Vial, P. Cocquerez, S. Cohn, T. Hock, H. Cole, J. Fox, D. Parsons, J. Powers, K. Romberg, J. VanAndel, T. Deshler, J. Mercer, J. Haase, L. Avallone, L. Kalnajs, C. R. Mechoso, A. Tangborn, A. Pellegrini, Y. Frenot, A. McNally, J.-N. Thépaut, G. Balsamo, and P. Steinle, "The Concordiasi project in Antarctica," *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 2009, to be published.
- [6] S. English, "The importance of accurate skin temperature in assimilating radiances from satellite sounding instruments," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 46, no. 2, pp. 403–408, Feb. 2008.
- [7] N. Grody, "Surface identification using satellite microwave radiometers," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 26, no. 6, pp. 850–859, Nov. 1988.
- [8] F. Weng, B. Yan, and N. Grody, "A microwave land emissivity model," *J. Geophys. Res.*, vol. 106, no. D17, pp. 20115–20123, 2001.
- [9] B. Krzeminski, N. Bormann, F. Karbou, and P. Bauer, "Towards a better use of AMSU over land at ECMWF," in *Proc. 16th ITSC*, Angra dos Reis, Brazil, 2008.
- [10] F. Karbou, E. Gérard, and F. Rabier, "Microwave land emissivity and skin temperature for AMSU-A and -B assimilation over land," *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 132, no. 620, pp. 2333–2355, 2006.
- [11] C. Prigent, F. Chevallier, F. Karbou, P. Bauer, and G. Kelly, "AMSU-A land emissivity estimation for numerical weather prediction assimilation schemes," *J. Appl. Meteorol.*, vol. 44, no. 4, pp. 416–426, Apr. 2005.
- [12] B. C. Ruston, F. Weng, and B. Yan, "Use of one-dimensional variational retrieval to diagnose estimates of infrared and microwave surface emissivity over land for ATOVS sounding instruments," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 46, no. 2, pp. 376–384, Feb. 2008.
- [13] F. Hilton, S. English, and C. Paulsen, "Establishing a microwave land surface emissivity scheme in the Met Office 1D-Var," in *Proc. 14th ITSC*, Beijing, China, 2005, p. 559.
- [14] F. Karbou, E. Gérard, and F. Rabier, "Global 4D-Var assimilation and forecast experiments using AMSU observations over land. Part-I: Impacts of various land surface emissivity parametrizations," *Weather Forecast.*, 2009, to be published.
- [15] A. Bouchard, F. Rabier, V. Guidard, and F. Karbou, "Enhancement of satellite data assimilation over Antarctica," *Mon. Weather Rev.*, 2009, to be published.
- [16] T. J. Hewison and S. English, "Airborne retrieval of snow and ice surface emissivity at millimeter wavelengths," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 37, no. 4, pp. 1871–1879, Jul. 1999.
- [17] C. Prigent, W. Rossow, and E. Matthews, "Microwave land surface emissivities estimated from SSM/I observations," *J. Geophys. Res.*, vol. 102, no. D18, pp. 21867–21890, 1997.
- [18] J. C. Morland, D. I. F. Grimes, and T. J. Hewison, "Satellite observations of the microwave emissivity of a semi-arid land surface," *Remote Sens. Environ.*, vol. 77, no. 2, pp. 149–164, Aug. 2001.
- [19] N. Mathew, G. Heygster, C. Melsheimer, and L. Kaleschke, "Surface emissivity of Arctic sea ice at AMSU window frequencies," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 46, no. 8, pp. 2298–2306, Aug. 2008.
- [20] F. Karbou, C. Prigent, L. Eymard, and J. Pardo, "Microwave land emissivity calculations using AMSU-A and AMSU-B measurements," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 43, no. 5, pp. 948–959, May 2005.
- [21] C. Mätzler, "On the determination of surface emissivity from satellite observations," *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, vol. 2, no. 2, pp. 160–163, Apr. 2005.
- [22] F. Karbou and C. Prigent, "Calculation of microwave land surface emissivity from satellite observations: Validity of the specular approximation over snow-free surfaces," *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, vol. 2, no. 3, pp. 311–314, Jul. 2005.
- [23] C. Mätzler and P. W. Rosenkranz, "Dependence of microwave brightness temperature on bistatic surface scattering: Model functions and application to AMSU-A," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 45, no. 7, pp. 2130–2138, Jul. 2007.
- [24] J. Eyre, "A fast radiative transfer model for satellite sounding systems," ECMWF, Berkshire, U.K., ECMWF Tech. Memo. 176, 1991.
- [25] R. W. Saunders, M. Matricardi, and P. Brunel, "An improved fast radiative transfer model for assimilation of satellite radiance observations," *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 125, no. 556, pp. 1407–1425, Apr. 1999.
- [26] M. Matricardi, F. Chevallier, G. Kelly, and J. N. Thépaut, "An improved general fast radiative transfer model for the assimilation of radiance observations," *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 130, no. 596, pp. 153–173, Jan. 2004.
- [27] C. Mätzler, "Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover," *Remote Sens. Rev.*, vol. 2, pp. 259–392, 1987.
- [28] T. Ingold, R. Peter, and N. Kampfer, "Weighted mean tropospheric temperature and transmittance determination at millimeter-wave frequencies for ground-based application," *Radio Sci.*, vol. 33, no. 4, pp. 905–918, 1998.





**Stephanie Guedj** received the M.S. degree in geography and climatology from the University of Burgundy, Dijon, France, in 2007 and the M.S. degree in meteorology, oceanography, and land surface from Paul Sabatier University, Toulouse, France, in 2008. She is currently working toward the Ph.D. degree in the National Centre for Meteorological Research (CNRM)/GAME, Météo-France, Toulouse.

During 2005–2006, she spent a few months with EUMETSAT for training courses. Since October 2008, she has been a Researcher with CNRM/GAME. Her current research activity focuses on the assimilation of clear/cloudy infrared and microwave satellite observations in limited area models. Her main fields of interest include remote sensing, surface modeling, radiative transfer, and data assimilation.

**Fatima Karbou** received the B.S. degree in topography from the Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II, Rabat, Morocco, in 1999 and the Ph.D. degree in physics of remote sensing from Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines University, Versailles, France, in 2004.

She joined the ACRI Research Firm Team, Sophia Antipolis, France, as a Research Engineer for one year. She worked on an air pollution simulator in both urban and rural environments and on NOAA instruments level 1 and 2 data processing tools. Since January 2007, she has been with the National Centre for Meteorological Research (CNRM)/GAME, Météo-France, Toulouse, France, as a Researcher with Ministère de l'Ecologie, de l'Energie, du Développement Durable et de la Mer. She is an expert in passive microwave remote sensing, radiative transfer modeling, and data assimilation. Her current main research activity is the assimilation of cloudy/rainy microwave observations over land in 4-D variational systems, as well as the modeling of snow/sea ice surface emissivities.



**Florence Rabier** received the Ph.D. degree in meteorology from Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, in 1992.

From 1992 to 1998, she carried out data assimilation work with the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. She then worked with Météo-France, Toulouse, France, to enhance the assimilation of radiance data within the assimilation system, with a focus on the IASI instrument. She is currently the Head of the "Observations" Team, Numerical Weather Prediction Centre, Météo-France, and the Principal Investigator of the Concordiasi field experiment over Antarctica.



**Aurelie Bouchard** received the Ph.D. degree in physics of remote sensing from Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, in 2006.

She is currently with the National Centre for Meteorological Research (CNRM)/GAME, Météo-France, Toulouse, France. Her field of interest is the impact of observations using an analysis method and an assimilation method. She is studying the impact of satellite-assimilated (microwave and infrared) data in a meteorological model in the framework of the Concordiasi project.

# THE CONCORDIASI PROJECT IN ANTARCTICA

BY FLORENCE RABIER, AURÉLIE BOUCHARD, ERIC BRUN, ALEXIS DOERENBECHER, STÉPHANIE GUEDJ, VINCENT GUIDARD, FATIMA KARBOU, VINCENT-HENRI PEUCH, LAAZIZ EL AMRAOUI, DOMINIQUE PUECH, CHRISTOPHE GENTHON, GHISLAIN PICARD, MICHAEL TOWN, ALBERT HERTZOG, FRANÇOIS VIAL, PHILIPPE COCQUEREZ, STEPHEN A. COHN, TERRY HOCK, JACK FOX, HAL COLE, DAVID PARSONS, JORDAN POWERS, KEITH ROMBERG, JOSEPH VANANDEL, TERRY DESHLER, JENNIFER MERCER, JENNIFER S. HAASE, LINNEA AVALLONE, LARS KALNAJS, C. ROBERTO MECHOSO, ANDREW TANGBORN, ANDREA PELLEGRINI, YVES FRENOT, JEAN-NOËL THÉPAUT, ANTHONY McNALLY, GIANPAOLO BALSAMO, AND PETER STEINLE

The Concordiasi field experiment is making innovative atmospheric observations in Antarctica, in part with a constellation of stratospheric superpressure balloons deployed from the McMurdo station.

**MOTIVATION.** Concordiasi is motivated by the urgent need to reduce uncertainties in diverse—but complementary—fields in Antarctic science.

A critical issue for society is whether climate change can result in a significant change of the mass budget of the Antarctic ice sheet and consequently can affect global sea level. Reanalyses datasets are vital tools to assess the evolution in time of the precipitation distribution and other fields important to the mass

budget over the ice sheet. Antarctica and the Southern Ocean are operationally and climatologically data sparse, even in comparison to the Arctic, as a result of highly limited surface-observing facilities in the high southern latitudes. Satellite measurements have the potential to fill these data gaps, but they present their own unique challenges and difficulties. This is particularly true of the data provided by hyperspectral infrared sounders, such as the Infrared Atmospheric

**AFFILIATIONS:** RABIER, BOUCHARD, BRUN, DOERENBECHER, GUEDJ, GUIDARD, KARBOU, PEUCH, EL AMRAOUI, AND PUECH—CNRM/GAME (Météo-France and CNRS), Toulouse, France; GENTHON, PICARD, AND TOWN—LGGE, Grenoble, France; HERTZOG AND VIAL—LMD, Paris, France; COCQUEREZ—CNES, Toulouse, France; COHN, HOCK, FOX, COLE, PARSONS, POWERS, ROMBERG, AND VANANDEL—NCAR, Boulder, Colorado; DESHLER AND MERCER—University of Wyoming, Laramie, Wyoming; HAASE—Purdue University, West Lafayette, Indiana; AVALLONE AND KALNAJS—University of Colorado, Boulder, Colorado; MECHOSO—UCLA, Los Angeles, Los Angeles, California; TANGBORN—GMAO, NASA GSFC, Greenbelt, Maryland; PELLEGRINI—PNRA, Rome, Italy; FRENOT—IPEV, Brest, France;

THÉPAUT, McNALLY, AND BALSAMO—ECMWF, Reading, United Kingdom; STEINLE—CAWCR, Melbourne, Australia  
**CORRESPONDING AUTHOR:** Florence Rabier, CNRM, 42 Av Coriolis, 31057 Toulouse, France  
E-mail: florence.rabier@meteo.fr

*The abstract for this article can be found in this issue, following the table of contents.*

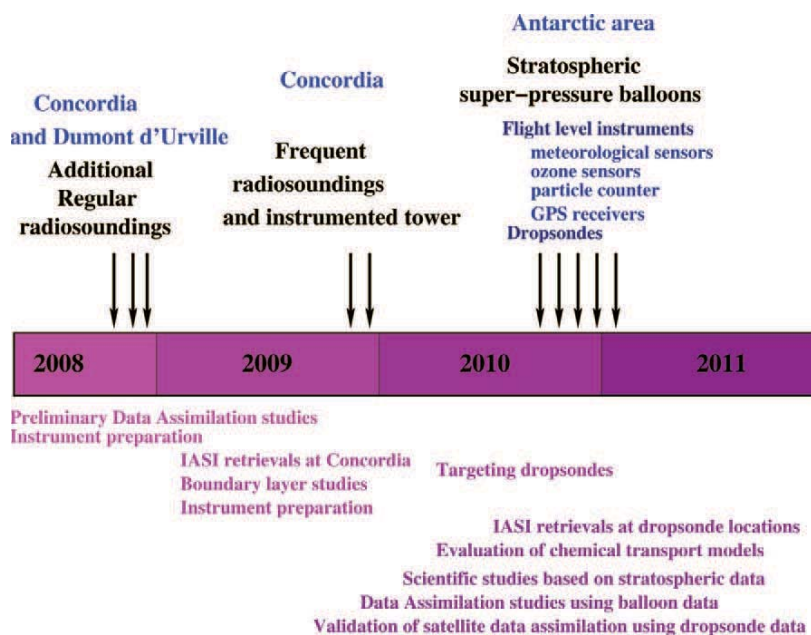
DOI:10.1175/2009BAMS2764.1

In final form 20 July 2009  
©2010 American Meteorological Society

Sounding Interferometer (IASI) or the Atmospheric Infrared Sounder (AIRS). These challenges must be overcome, and errors need to be reduced to produce accurate reanalyses for climate studies that are based primarily on observed conditions. Accurate real-time analyses are also of importance for local weather forecasts (used in field operations) as well as for a better understanding of more global interactions between Antarctica and other regions.

The largest ozone depletion in the Earth's atmosphere occurs in the southern polar stratosphere. The decrease in stratospheric ozone observed since the 1980s (Farman et al. 1985) is perhaps the feature of the Antarctic climate that has attracted the most attention from the public and the scientific community. Although the role of polar stratospheric clouds in ozone depletion over the polar regions has been recognized for more than two decades, critical questions remain unanswered on the chemistry and microphysics of these clouds, such as the nucleation mechanism for nitric acid trihydrate (NAT) particles (e.g., Tolbert and Toon 2001; Larsen et al. 2004). Questions also linger on the interactions among these clouds and the dynamics of the southern stratosphere (e.g., Hopfner et al. 2006).

**OVERVIEW OF THE PROJECT.** Investigations of precipitation to constrain the mass budget over Antarctica and stratospheric ozone depletion provide strong motivation for improved multiscale, in situ measurements. The remoteness, harsh environmental conditions, and high elevations of the Antarctic plateau have made it difficult to base intensive field campaigns from locations on the continent. However, new opportunities have arisen that are at the core of the Concordiasi project. This is a multidisciplinary effort employing a constellation of long-duration instrumented stratospheric balloons as well as in situ observations at the Concordia (75°S, 123°E) and at the Dumont d'Urville stations (66°S, 140°E) on the coast of Adélie Land. The research plan includes investiga-



**FIG. 1.** Representation of the Concordiasi field experiment in time, data deployed, and scientific studies.

tions ranging from ozone transport and depletion, and microphysics of polar stratospheric clouds to the use of satellite data to improve operational analyses and reanalyses used for climate research. Concordiasi will also address the meteorology of the plateau, including clouds, precipitation accumulation, and the structure and dynamics of the boundary layer over Antarctica. Modeling investigations will be inherently multiscale, using high-resolution mesoscale models, numerical weather prediction systems, and global climate models. The modeling and observational datasets will result in collaborative efforts in satellite data assimilation, and in understanding Antarctic clouds and precipitation, the evolution of the stable boundary layer, and the interplay among polar stratospheric clouds, gravity waves, vortex dynamics, and ozone depletion.

Concordiasi is a joint French–United States initiative that started during the International Polar Year (IPY). The project takes place over Antarctica during September–November 2008, December 2009, and September–December 2010. Concordiasi is part of the IPY-The Observing System Research and Predictability Experiment (THORPEX; [www.wmo.int/thorpep](http://www.wmo.int/thorpep)) cluster of research activities endorsed by the International Council for Science–World Meteorological Organization (ICSU–WMO) panel. Participants include scientists from France, the United States, Italy, and Australia, as well as international organizations

such as the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF).

**OVERVIEW OF THE CONCORDIASI EXPERIMENTAL DESIGN.** An overview of the Concordiasi experimental design and associated scientific strategy is shown schematically in Fig. 1. The different project components are described next.

*Surface-based measurements.* Routine measurements are taken over Antarctica, mostly along the coast, except at the Amundsen–Scott research station on the South Pole (operated by the United States) and Concordia on the plateau at Dome C (operated by Italy and France). Amundsen–Scott performs two radiosoundings a day, and Concordia provides radiosoundings on the global telecommunication system (GTS) at 1200 UTC. Concordia was recently established, with a February 2005 starting date for a first winter stay of 13 technicians and scientists. Surface transport of heavy loads to Concordia from Dumont d'Urville takes 10–15 days. Concordia is ideally located to validate satellite data assimilation because the Antarctic plateau surface is extremely homogeneous compared to many other environments. For sun-synchronous satellites, such as *Aqua* and *MetOp*, the orbital inclination is generally around 98°. Thus, the pole itself is not directly under the satellite swath, although it is covered by the edge of swath, whereas Concordia Station is directly under the satellite path several times a day. During September–November 2008, the frequency of radiosounding at Concordia was increased to twice daily, making it similar to that at Amundsen–Scott, with special soundings synchronized with satellite overpasses. The frequency of soundings at Dumont d'Urville on the coast has also been increased. At Concordia, additional special radiosoundings will be made under intensive operating periods around December 2009 to document local weather conditions for more detailed clouds, precipitation, and boundary layer studies over the plateau.

In addition to the soundings, specific instruments for meteorological, snowfall, and accumulation observations have been deployed at Concordia by the Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE) with support from the Institut Paul Émile Victor (IPEV), the Institut Polaire Français (French Polar Institute), and the Institut National des Sciences de L'Univers (INSU). In particular, six levels of meteorological observations of wind, moisture, and temperature were deployed on a 45-m tower.

*Stratospheric superpressure balloons (SPBs).* The Concordiasi field campaign will launch a constellation of up to 18 long-duration stratospheric balloons from the McMurdo station of the U.S. National Science Foundation (NSF) by the Centre National d'Etudes Spatiales (CNES, the French space agency) in 2010. Similar stratospheric balloon systems have been extensively used for atmospheric research. In the southern spring of 2005, the Vorcore project deployed a constellation of 25 CNES stratospheric balloons from McMurdo (78°S, 166°E). The balloons drifted on isopycnal surfaces in the lower stratosphere and gathered meteorological data at 15-min intervals (Hertzog et al. 2007). The average flight duration of these balloons was 58.5 days, with the longest flight lasting 109 days.

Vorcore's scientific results include a better knowledge of the gravity wave field in the lower polar stratosphere, the dispersion regime inside the polar vortex, and an assessment of the accuracy of analyses in the polar region by operational centers (Vincent et al. 2007; Boccara et al. 2008; Hertzog et al. 2008; Plougonven et al. 2008).

The potential of Vorcore-type balloons as research platforms is increasing rapidly because of revolutionary developments in computational hardware, global positioning, and communication, together with the development of low-power, miniature sensors. The balloons used in Concordiasi will have major improvements over those used in Vorcore. An upgraded communication system will allow for an increased frequency of meteorological observations at flight level from 15- to 1-min intervals, which improves the resolution of dynamical features such as high-frequency gravity waves. Six of the Concordiasi flights will be dedicated to chemistry and microphysical missions. These balloons will be launched during August and September 2010 and will be designed for 4-month durations. The Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) in France is developing a small lightweight sensor that is able to measure ozone in these flights. Some balloons will carry the University of Colorado's light-emitting diode (LED)-based UV ozone photometer. Four of these balloons will include measurements of polar stratospheric clouds using particle counters developed by Terry Deshler's group at the University of Wyoming.

Two of the CNES balloons will be upgraded to carry high-accuracy, dual-frequency GPS receivers developed at Purdue University. Such receivers have the potential to produce GPS radio occultation profiles of refractivity, from which temperature and humidity profiles can be derived. GPS radio occulta-

tion was first developed for receivers on low-earth-orbiting satellites, which record refracted signals from higher-orbit GPS satellites as they set behind the earth's limb (Kursinski et al. 1997). The technique has also been implemented in high-altitude research aircraft (Garrison et al. 2005). Isopycnal balloon platforms are particularly well adapted to this type of observation because the accuracy of the observation increases for higher-altitude receivers. The measurements can continue for the entire duration of the flight, providing a wealth of data. The refractivity is expected to be of great value for research and for baseline comparisons to test satellite data assimilation in the numerical models for the Antarctic region. The best-case scenario would provide an average of about two occultation profiles per hour for each balloon poleward of 60°S, where normally there are about 20 soundings per day.

Concordiasi will further extend the concept of moving beyond a flight-level research platform by launching up to 12 balloons that carry gondolas called driftsondes in September and October 2010. The gondolas hold instrument packages that descend by parachute. Each driftsonde carries up to 50 miniature GPS dropsondes that can be released upon command, falling from the balloon flight level to the surface while producing a high-resolution vertical profile of temperature, humidity, winds, and pressure. Similar GPS dropsondes are extensively deployed from aircraft for research and operational prediction. For example, the prediction of hurricane tracks and intensity rely on data from dropsondes deployed from aircraft. The driftsonde has been successfully flown on CNES stratospheric balloons during the 2006 hurricane season for flights over Africa and the tropical Atlantic (Drobinski et al. 2006). Most recently 13 driftsondes were flown in the 2008 THORPEX Pacific Asian Regional Campaign (T-PARC) and provided several hundred atmospheric profiles from the lower stratosphere to the surface over the data-sparse tropical Pacific.

The driftsonde is being modified to meet the requirements of Concordiasi and to improve its performance based on experience from T-PARC. Flight durations during Concordiasi will be at least six weeks long compared to the roughly weeklong flights in previous projects, and there will be more than 10 driftsondes aloft at the same time. Changes for Concordiasi include using more batteries and adding solar panels to meet the power and heating requirements, altering the sonde release process for more reliability, and improving the software interface to simplify operations and allow for many driftsondes aloft at once.

In Concordiasi, the dropsonde releases will be mainly targeted at IASI and AIRS satellite overpasses to validate the assimilation of satellite data. However, some dropsondes will be devoted to predictability studies, as will be described later in this paper. Dropsondes will also be used to validate the GPS instruments.

*Antarctic treaty and data policy.* Prior to the Concordiasi's implementation, an initial environmental evaluation (IEE) was conducted according to the directives of the Antarctic Treaty Protocol for protection of the environment, the so-called Madrid Protocol, and in particular the directives in annex I on evaluations of environmental impact. The study was undertaken because the planned activity included the discarding and diffusion of a minimal amount of waste on the Antarctic continent or in the Southern Ocean. On the basis of this IEE, the French competent authority, Administrateur Supérieur des Terres Australes et Antarctiques Françaises, delivered the authorization for conducting this experiment in Antarctica (Arrêté 2008-105, signed 6 October 2008).

Radiosonde data are being made available in real time on the GTS, together with dropsonde and some in-flight data (wind and temperature observations at gondola level). Other data will be made available as they are processed, with an expected delay of six months and a maximum delay of two years after measurement, according to IPY data policy. (Data can be accessed at [www.cnrm.meteo.fr/concordiasi-dataset/](http://www.cnrm.meteo.fr/concordiasi-dataset/).)

*Modeling component.* In addition to the observational component, Concordiasi comprises an extensive modeling and data assimilation effort. Météo-France will conduct global and high-resolution regional simulations. The French global Model, Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle (ARPEGE), which means "research project on small and large scales" (e.g., Fourrié et al. 2006), developed in collaboration with ECMWF, uses four-dimensional variational assimilation (4DVar) and has been adapted to have a higher spatial resolution over Antarctica. The French limited-area nonhydrostatic mesoscale model (Meso-NH), or its numerically efficient version Applications of Research to Operations at Mesoscale (AROME), will be nested in ARPEGE, with a grid as fine as 2.5 km. Real-time mesoscale forecasts will also be produced by the Weather Research and Forecasting model (WRF) with the Antarctic Mesoscale Prediction System (AMPS; Powers et al. 2003), run jointly by the National Center for Atmospheric Research

(NCAR) and The Ohio State University. AMPS provides numerical weather prediction (NWP) support to the U.S. Antarctic Program (USAP) and a host of other nations working in Antarctica.

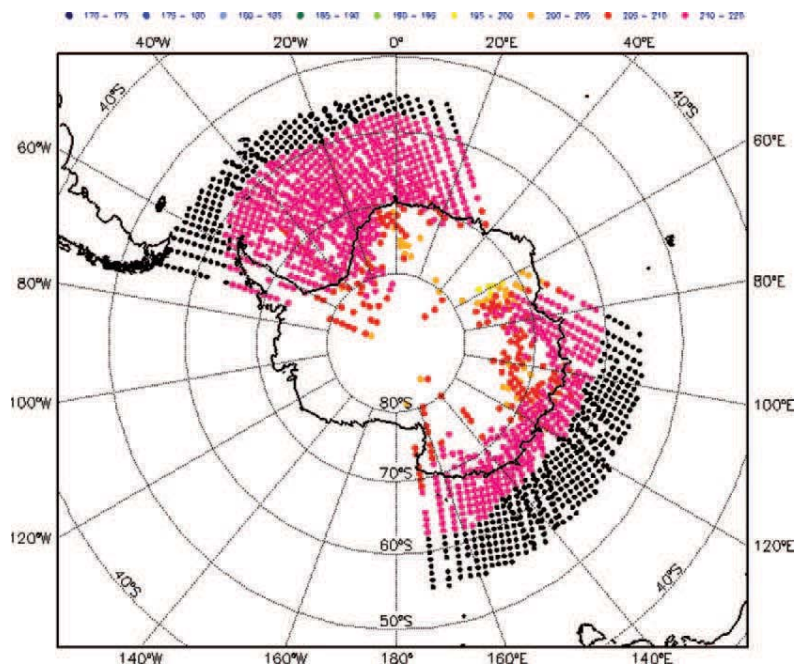
The high-resolution regional models are valuable tools for addressing many processes critical to the climate system over the Antarctic region, such as vertically propagating gravity waves that can influence stratospheric clouds, orographically induced circulations, and mesoscale vortices that result in intense precipitation events. Furthermore, the sophisticated boundary layer parametrization and microphysics included in the mesoscale models will help to better describe tropospheric clouds and fog. The global models will be used to investigate the teleconnections between Antarctica and other regions. A better understanding of these links will support efforts to improve parameterizations of critical physical processes in coarse-grid models. The French modeling effort will also have a strong data assimilation component aimed at improving the analysis and reanalysis products over Antarctica. The validation of model products at finescale will be performed primarily at the LGGE (Genthon et al. 2005; Krinner et al. 2006) using local field observations. The effect of improvements in the atmospheric general circulation on the simulations and predictions of ozone profiles will also be assessed using a chemical-transport model.

**SCIENTIFIC GOALS.** *Satellite data assimilation.* The science goals of Concordiasi require observations and analyses of the atmosphere at various time scales. Analyses can be used as initial conditions for real-time forecasts, which can then be used to better understand and predict polar meteorology, particularly in support of operations in the polar regions. For climate research, reanalyses by operational centers are powerful tools for the documentation of past atmospheric conditions. The construction of analyses and reanalyses relies on numerical models, and the fields produced by these models can be used for a variety of purposes, including the derivation of parameters in poorly sampled areas, the definition of relationships between variables and their variations in space and time, and the detection of errors in the observations. The general goal of data assimilation, particularly for investigations on the climate record, is thus to incorporate as much useful data as possible to avoid drawing conclusions that are model dependent. Over Antarctica, the scarcity of conventional observational data needs to be compensated by satellite information, particularly from those devices in a polar orbit.

Previous studies have shown that satellite data have a much larger effect on forecasts and reanalyses in Antarctica than in other data-rich areas, such as the Arctic. Satellite data have had significant effect and success in use in data assimilation (Bouttier and Kelly 2001), especially since more advanced data assimilation techniques have been implemented, such as 4D-Var (Rabier et al. 2000). However, challenges remain, and the use of satellite observations still needs to be optimized. The optimization of the use of satellite data within data assimilation is one of the issues tackled by the international program THORPEX (Rabier et al. 2008). This optimization is particularly needed for the new generation of advanced hyperspectral sounders, such as AIRS on *Aqua*, IASI on MetOp, and the future Cross-Track Infrared Sounder (CrIS) on the National Polar-Orbiting Operational Environmental Satellite System (NPOESS; e.g., Fourrié and Rabier 2004). These new instruments, measuring in the infrared, provide information on atmospheric temperature and humidity profiles, trace gases, and surface properties.

Key problems in the successful assimilation of advanced sounders over the polar regions are cloud detection and distinguishing the surface contribution to the measured signal. As an example, clouds over very cold surfaces in a stable atmosphere appear warmer in infrared data compared to the underlying surface. This signal is the opposite of that expected in most cloud detection schemes over warmer surfaces. Furthermore, polar stratospheric clouds can alias atmospheric temperature signals because they are difficult to detect. However, channels with weighting functions that peak high in the atmosphere can be used in these cases to minimize biases caused by clouds. Figure 2 shows an example of the additional data coverage used in an experimental data assimilation suite in ARPEGE, compared to the operational use of IASI, for the lowest IASI channel used over sea ice and land, peaking at about 300 hPa. This additional data coverage resulted in improved forecasts over the Antarctic area, the beneficial effect extending in time over more extended southern latitudes. But this is a first step only, as we now want to extend the use of radiances to channels peaking lower down. Before tackling the difficult subject of cloud detection over polar areas, we will concentrate on surface issues in areas where clouds are not too frequent by performing detailed investigations of retrievals over Concordia, where we will benefit from the extra radiosoundings.

The issue we want to investigate is the significant variability of the polar surface. The temperature and



**FIG. 2. Use of IASI data (channel 306) over the Antarctic region, for an experimental suite using IASI over land and sea ice for high-peaking channels, for a 6-h period. Locations of the assimilated pixels are indicated by circles. Black indicates that the observations were used operationally as well. Other colors indicate that these pixels were used only in the experimental suite. (They correspond to the brightness temperature of the measurement from 170 to 220 K, with a step of 5 K.)**

emissivity of the snow surface in heterogeneous regions can introduce significant biases and errors in atmospheric temperature retrievals because channels designed to provide temperature information in the midtroposphere still have a 10% sensitivity to surface conditions (English 2008). Thus, errors in modeling surface emission in these channels can be harmful in the retrieval of a useful atmospheric signal. In parallel, studies are being performed on how to improve the estimation of microwave emissivity over Antarctica, following the approach developed in Karbou et al. (2006). Feasibility studies have also been undertaken to improve our knowledge of the variability of surface emissivity over Antarctica. Surface emissivity retrievals in these studies make several assumptions about surface conditions. For example, the land surface emissivity is usually derived from satellite observations, assuming that the surface is flat and specular (Prigent et al. 1997, 1998, 2000; Prigent and Rossow 1999; Choudhury 1993; Jones and Vonder Haar 1997; Karbou et al. 2005; Morland et al. 2000, 2001; among many others). The specular assumption has been found valid for snow-free conditions (Karbou and Prigent 2005). Matzler (2005) questioned the use of the specular assumption for nadir viewing observations

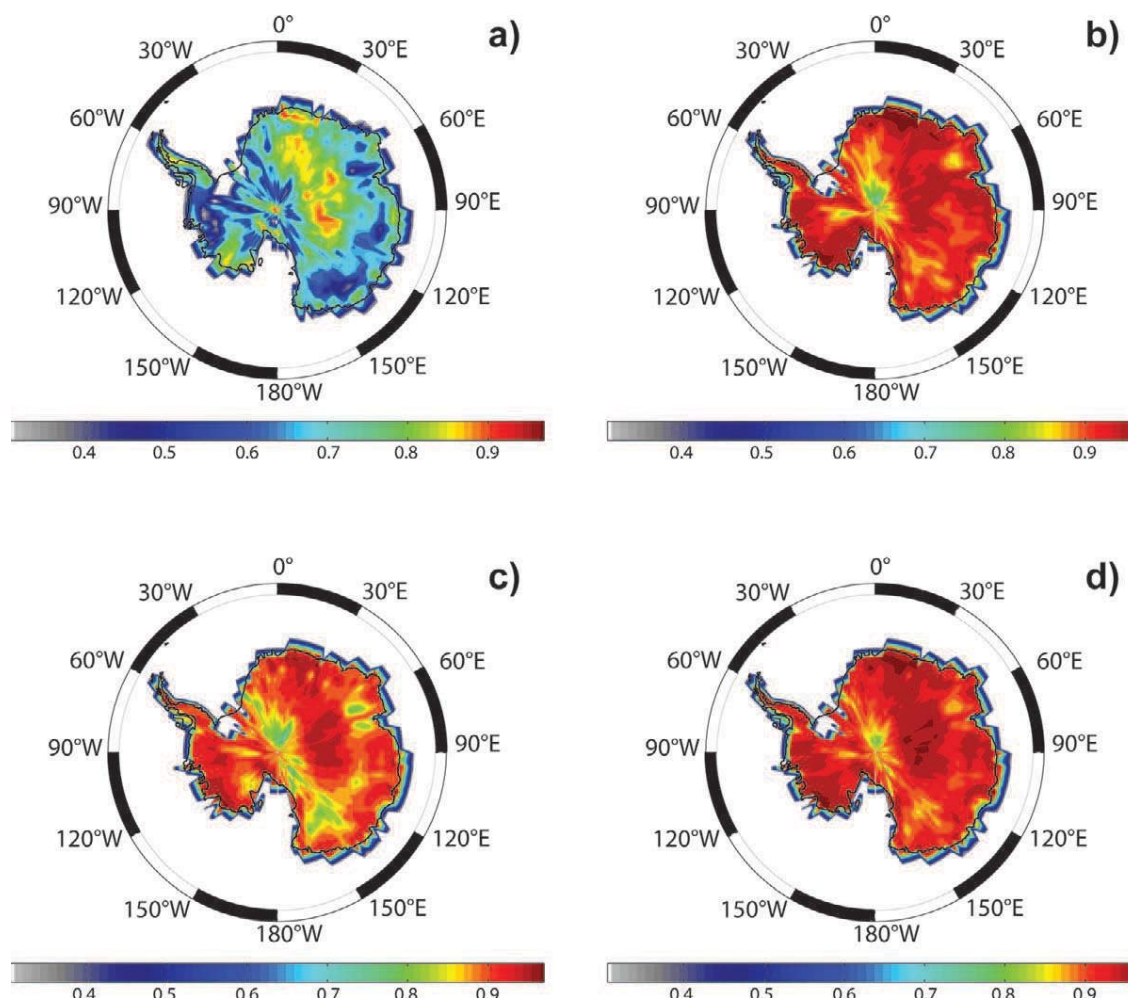
over surfaces associated with low surface emissivity, such as snow. In fact, snow significantly scatters microwaves (Zwally 1977), and a specular assumption for the surface may introduce biases for observations from scan-track instruments, such as Advanced Microwave Sounding Units A and B (AMSU-A and AMSU-B, respectively). To study the sensitivity of surface properties in retrievals, land surface emissivities at AMSU window frequencies have been calculated using specular, Lambertian, and intermediate surface reflections. It was found that emissivities derived at 50 GHz and from observations close to nadir are rather sensitive to assumptions about the surface. Simulations of brightness temperatures at sounding channels were made and were compared with observations. For the simulations, the land surface emissivity at the closest window channel, in frequency, were assigned to each

sounding channel. For instance, emissivities derived at 50 GHz were assigned to AMSU-A temperature channels (50–60 GHz) and emissivities derived at 89 GHz were assigned to AMSU-B humidity channels. It was found that the best results are obtained when the surface is assumed to have 50% specular reflection and 50% Lambertian reflection (Guedj et al. 2009). Figure 3 shows the correlations between observations and simulations for AMSU-A channel 4 (52.3 GHz). Results are plotted for August 2007 for the following experiments: a control experiment; an experiment that uses land surface emissivities, assuming the surface to have specular reflection; an experiment that uses land surface emissivities, assuming the surface to have Lambertian reflection; and an experiment that uses land surface emissivities, assuming the surface to have specular reflection and Lambertian reflection (50% each). In the control experiment, the land surface emissivity was estimated using the empirical version of Grody (1988) and Weng et al. (2001) models for AMSU-B and AMSU-A observations, respectively. To provide emissivity estimates that meet numerical weather prediction requirements, the nonparametrical version of these models require input parameters for the surface, such as the roughness content, that

are not available on a global scale. Observations and simulations correlate much better after inclusion of a surface emissivity that varies in space and time. The highest correlation is obtained for the mixed specular-Lambertian reflection (Fig. 3, bottom-right panel). More in-depth studies are planned to examine the effect of even more realistic descriptions of Antarctic surface emissivity on analysis and forecast skill.

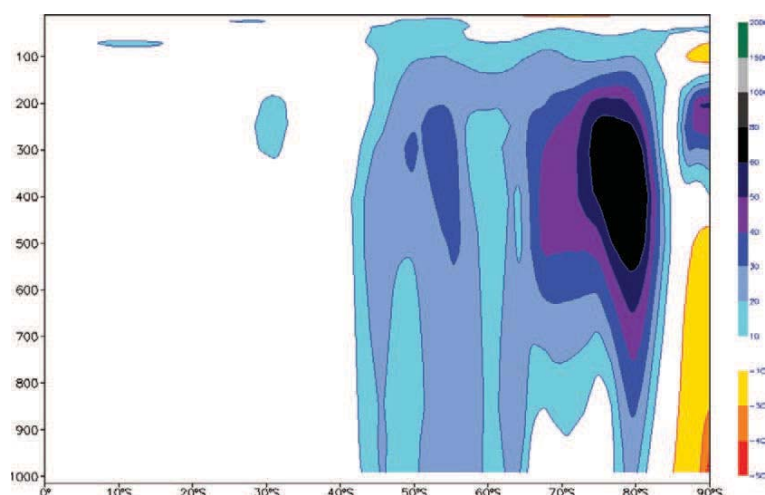
To take advantage of these new infrared and microwave developments, a new assimilation suite, using additional data of both AIRS and IASI, and AMSU-A and AMSU-B, has been tested. Scores over the Southern Hemisphere show a better model performance (Fig. 4). The short-range forecasts of this tuned model have been compared to the extra radiosoundings de-

ployed at Concordia in September–November 2008 at 0000 UTC. Figure 5 shows statistics of temperature (left-hand panel) and humidity (middle panel) profiles for the model fields and the radiosonde and the Synoptic Ocean Prediction (SYNOP) observations at Concordia, averaged at 0000 UTC between 15 September and 30 November 2008 (70 profiles). The short-range forecasts from the model are indicated by circles and the observations by stars. The right-hand panel in the figure also shows the average ozone profiles for the period, as analyzed by the Modèle de Chimie Atmosphérique à Grande Echelle (MOCAGE) chemical-transport model (Massart et al. 2007). A maximum of ozone of 6.5 ppmv can be observed around 7 hPa. These ozone profiles will be



**Fig. 3.** Map of correlations between observations and simulations of AMSU-A channel 4 (52.3 GHz) for Aug 2007. Results are shown for (top left) a control experiment, (top right) an experiment in which the land surface emissivity has been estimated assuming the surface to have Lambertian reflection, (bottom left) an experiment in which the land surface emissivity has been estimated assuming the surface to have specular reflection, and (bottom right) an experiment in which the land surface emissivity has been estimated assuming the surface to have specular and Lambertian reflection (50% each). The correlations have been computed, taking into account data falling in a grid cell of  $2^\circ \times 2^\circ$  size.

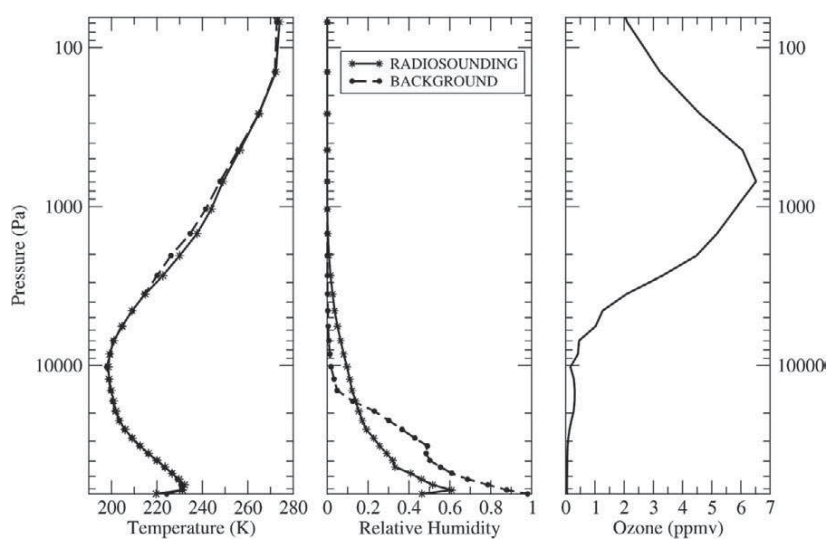




**FIG. 4.** Statistics of the differences in RMS errors between a version of the ARPEGE model assimilating the same observations as in operations and a version of the model using more satellite data over Antarctica. The statistics are shown for the geopotential errors of the 72-h forecasts over a period of three weeks in Jul 2007, averaged longitudinally. The vertical scale is pressure and the horizontal scale is latitude. Blue (yellow) indicates that the additional AIRS, IASI, and AMSU observations over Antarctica have improved (degraded) the forecasts.

used in radiative transfer calculations. Good agreement is seen between the model fields and the observations for the temperature field, except at the surface level when comparing the model surface temperature to SYNOP observations. There, a warm bias exists in the model (224 K versus 220 K). For relative humidity, radiosonde observations are much drier than model fields at lower levels but moister in the stratosphere around 100 hPa. A similar behavior has been found in the troposphere for the ECMWF model (as will be shown in Fig. 8). At 400 hPa, the ECMWF model is

moister than the radiosonde by about 20%, which is equivalent to the moist bias seen for the ARPEGE model. How does this translate in terms of fit to IASI observations? For each radiosonde observation at Concordia at 0000 UTC during this period, a IASI pixel was selected on the basis of proximity in space and time. Then, the radiative transfer model was run from either the radiosonde profile or the ARPEGE short-range forecast profile and compared to the IASI spectrum. Statistics of IASI spectra and the differences between simulated and IASI spectra at Concordia, averaged between 15 September and 30 November 2008, at 0000 UTC (70 spectra) are shown in Fig. 6. The top panel represents the averaged spectra for the IASI pixels, for a subset of 294 channels (from absolute channel numbers 16 to 6003, corresponding to the wavenumbers  $648.75\text{--}2145.5\text{ cm}^{-1}$ ). The middle and bottom panels represent the bias and root-mean-square of the differences between simulated spectra and IASI spectra, respectively. The simulated spectra use either the radiosonde profiles as inputs (solid lines) or the model short-range forecasts as inputs (dashed lines) for temperature and humidity. For surface fields (temperature and humidity), they come either from a synoptic observation (for the radiosonde simulation) or from the

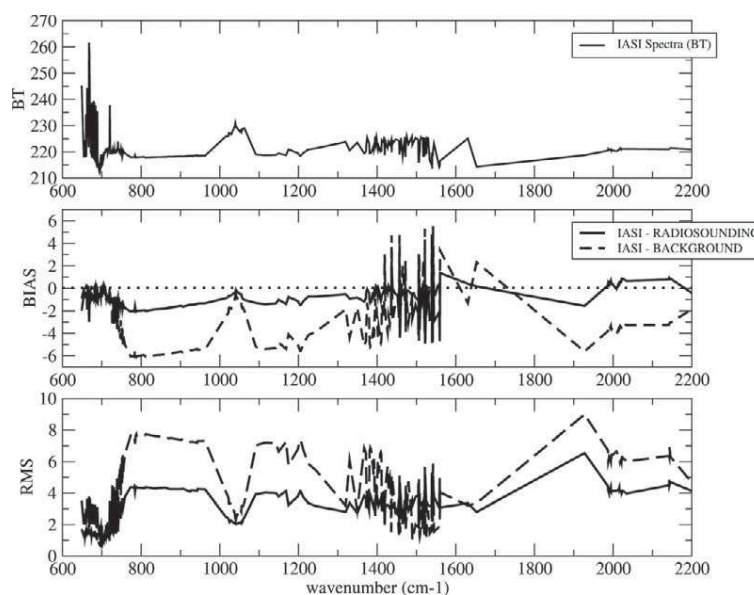


**FIG. 5.** Statistics of (left) temperature (K) and (middle) humidity (%) profiles for the atmospheric ARPEGE model and the radiosonde observations at Concordia, averaged between 15 Sep and 30 Nov 2008 at 0000 UTC (70 profiles). The short-range forecasts from the model are indicated by circles and the observations by stars. The right-hand panel shows the average ozone (ppmv) profiles for the period as analyzed by the MOCAGE chemical transport model. The height is indicated in pressure (Pa).

model. Both simulations use ozone profiles as analyzed by MOCAGE. The simulations use the Radiative Transfer for Television and Infrared Observation Satellite Operational Vertical Sounder (RTTOV) model with coefficients derived from the kCompressed Atmospheric Radiative Transfer Algorithm (kCARTA) line-by-line model, a surface emissivity of 0.99, and assume that no clouds are present.

The IASI spectrum shown here is relatively flat; the temperature profiles are quite cold and less contrasted than at other latitudes. The first part of the average spectrum shows variations linked to the main CO<sub>2</sub> band and emission at various heights in the atmosphere. From 800 to 950 cm<sup>-1</sup>, the spectrum is mainly sensitive to surface properties. At around 1050 cm<sup>-1</sup>, there is a corresponding emission from ozone. Around 1500 cm<sup>-1</sup>, the spectrum is quite variable, showing the absorption/emission lines of water vapor. In the middle and bottom panels, the correspondence between the simulated spectra from radiosonde profiles and IASI spectra is quite good, with errors generally less than 4 K (solid lines). There is a small bias of the order of 1–2 K for surface channels, which could come from a warm bias in the input surface fields or could correspond to absorption/emission from clouds, which are not taken into account in the simulations. There was quite a high probability of clouds at Concordia during this period, based on cloud occurrence estimated from surface-based radiation measurements using a method developed by Town et al. (2007). The issue of clouds will be further investigated in the future. In contrast to the results obtained with radiosonde profiles, the model fields produce IASI simulated spectra that are too warm, mainly for surface channels, and less accurate in the water vapor band (dashed lines). An explanation for this could be the warm bias in the model surface temperature, as seen in the previous figure, and the overestimation of relative humidity.

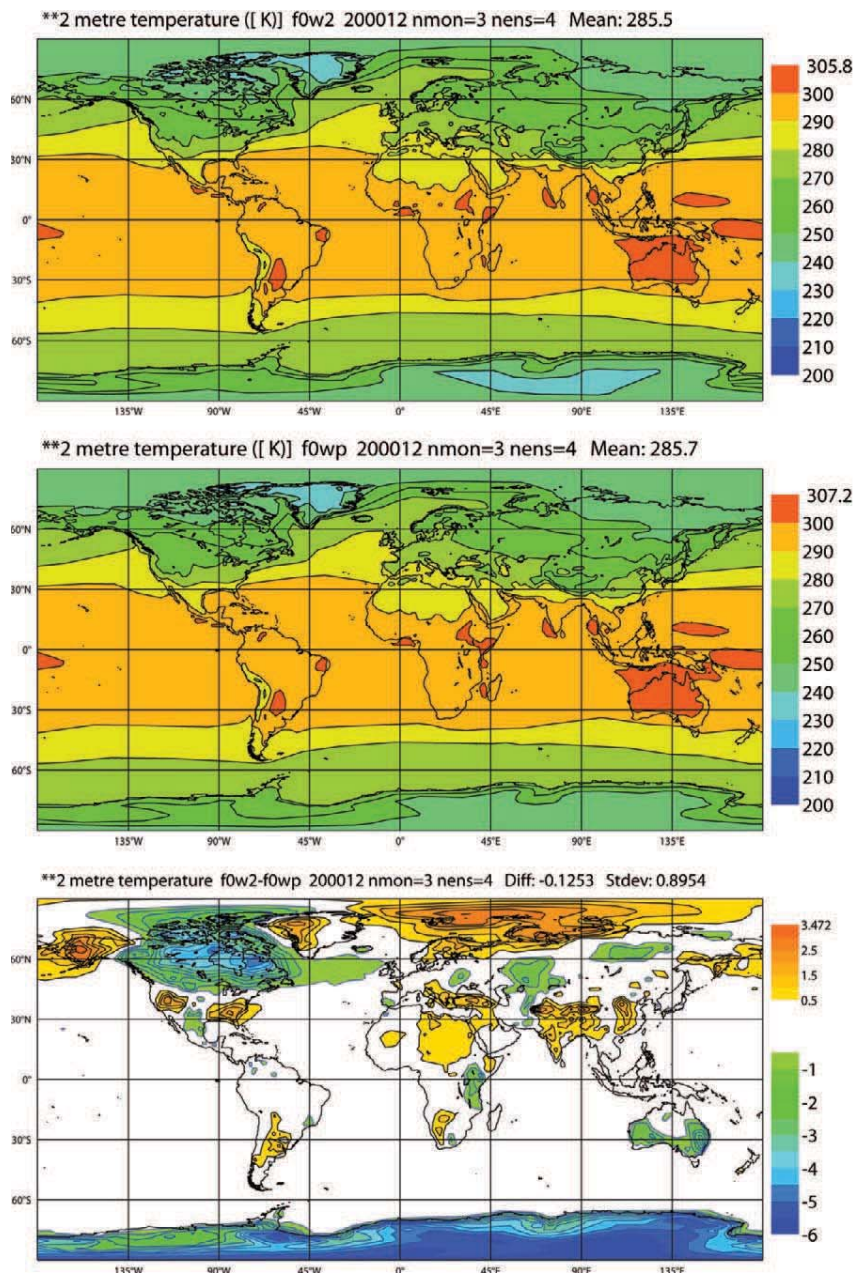
This first evaluation of the IASI data with radiosonde observations from the first part of the campaign is quite encouraging. It suggests that we can rely



**Fig. 6.** Statistics of IASI spectra and the differences between simulated and IASI spectra at Concordia, averaged between 15 Sep and 30 Nov 2008, at 0000 UTC (70 spectra). (top) The averaged spectra for the IASI pixels closest in space to Concordia and in time to 0000 UTC, for 294 channels as received on the GTS (from absolute channel numbers 16 to 6003, corresponding to the wavenumbers 648.75–2145.5 cm<sup>-1</sup>). Also shown are the (middle) bias and (bottom) RMS of the differences between simulated spectra and IASI spectra. The simulated spectra use either the radiosonde profiles as inputs (solid lines) or the model short-range forecasts as inputs (dashed lines) for temperature and humidity. For surface fields (temperature and humidity), they come either from a synoptic observation (for the radiosonde simulation) or from the model. The values are indicated as the lowest values in the profiles. Both simulations use ozone profiles as analyzed by MOCAGE.

on radiosonde observations and on radiative transfer models to simulate IASI spectra. It will be used as a basis to progress on the retrieval of parameters from IASI and on data assimilation with IASI and to understand issues in model biases, cloud effects, and data assimilation procedures based on in situ data and collocated IASI measurements. The comparison between radiosonde profiles and 0000 and 1200 UTC (not shown) showed the presence of a diurnal cycle, which will be further documented in austral spring 2009 with intensive radiosonde soundings and routine measurements from the instrumented tower at Dome C.

**Model improvement.** A critical component of Concordiasi is the better understanding and prediction of clouds and precipitation accumulation over Antarctica. A substantial amount of work will focus on the plateau region, but significant effort will also target coastal regions where mean annual precipita-



**Fig. 7. Maps of the ECMWF model's skin temperature (K), averaged over a year starting on 1 Aug 2008 and over four members of an ensemble of simulations at T159L91 resolution with ERA-40 specified sea surface temperature. (top) The averaged skin temperature with an operational version of the ECMWF model in 2008, (middle) the modified permanent snow albedo as introduced later, and (bottom) the difference between the two.**

tion is larger and the effects of climate change are expected to be strongest (Genthon et al. 2009). The characterization of the interannual variability of Antarctic precipitation in the 40-yr ECMWF Re-Analysis (ERA-40) improved dramatically at the end of the 1980s with the advent of meteorological satellites and the use of their information in the data assimilation

process (Genthon et al. 2005). This work will use high-resolution models and in situ measurements at Concordia and coastal Adélie Land. The analysis of results from the multi-scale model approach will suggest ways to improve the simulation of cloud and precipitation-related processes. It is expected that a better use of satellite data in the large-scale model together with detailed physical parameterizations in the finescale model coupled to the large-scale model will provide state-of-the-art cloud and precipitation estimates. Optimizations of the assimilation will aim at further improving these predictions. In situ data will also help to diagnose model deficiencies. One of the first results of the combined analysis of data and model fields was the improvement of the ECMWF model over Antarctica that was performed in 2008. Indeed, the comparison of the ECMWF model with measurements from the Dome C site highlighted a warm bias in the Antarctic model lower troposphere, affecting operational forecasts and reanalyses. This finding led to a modification of the albedo over permanent snow, with a clear beneficial effect during December–February and to a lesser extent during June–

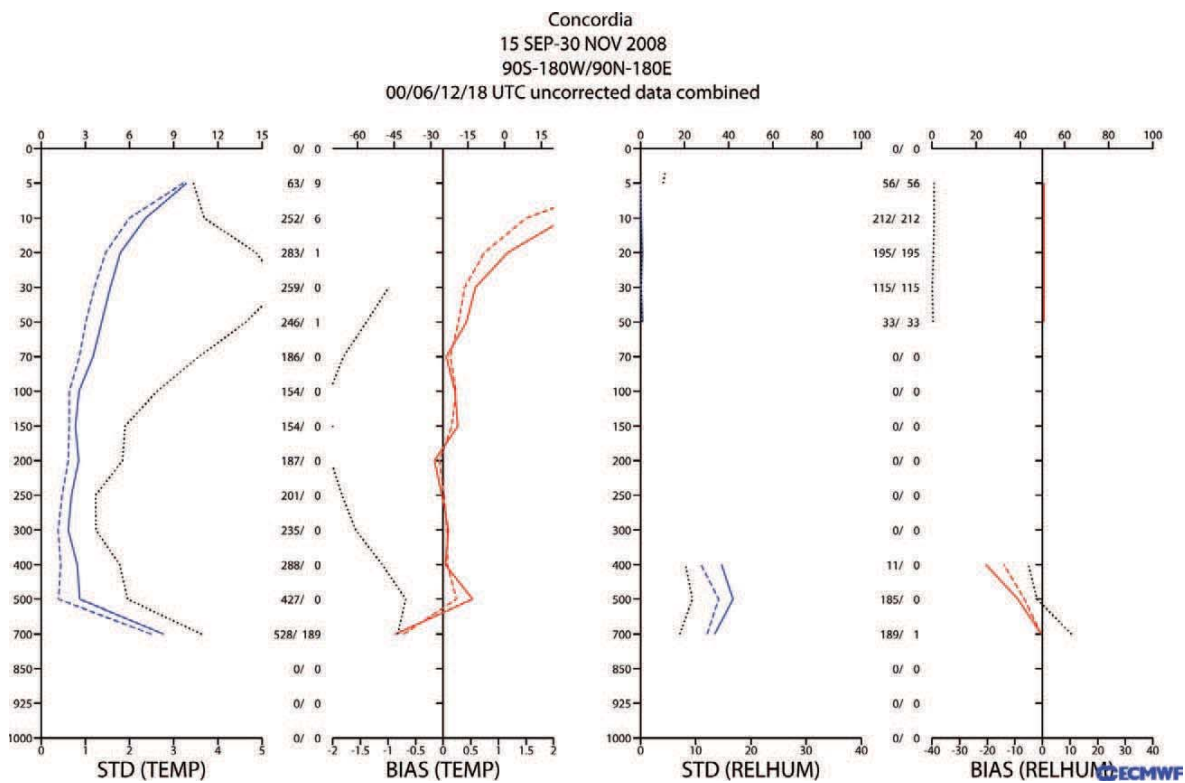
August. Figure 7 shows the average skin temperature from the ECMWF before and after the change. A major effect can, indeed, be noticed over Antarctica. The performance of the model is now quite satisfactory over Concordia, as shown in Fig. 8, showing departures from the radiosoundings obtained during the first stage of the Concordiasi campaign. The

temperature bias at the lowest radiosonde level is now less than 1 K.

*Predictability studies, effects on lower latitudes.* One of the major goals of Concordiasi is the improved prediction of weather events over the southern polar regions and a better understanding of the predictability of such events. For the midlatitudes, it has been shown that the addition of “targeted” in situ data based on predictability information can result in higher forecast skill [e.g., the Winter Storm Reconnaissance Program (WSRP); Szunyogh et al. 2002]. The general concept is to enhance data gathering in regions where increases in the analyses’ accuracy (e.g., the quality of initial conditions) have large payoffs in terms of improving predictions from those initial conditions. Can we apply this technique to the polar regions? It seems likely because the approach has been shown to have larger effects in data-sparse regions when

initial conditions are poorly defined. The driftsonde observations are ideally suited for experimentation in this context. Meteo-France/CNRM plans to gather information about predictability from a version of the ECMWF Ensemble Prediction System focused on the higher latitudes in collaboration with ECMWF and to deploy observations in the sensitive areas as well as quite evenly, and then compare the results of assimilation of targeted observations in sensitive areas with results of assimilation of uniform observations.

Recent adaptive observation campaigns have used either dedicated observing platforms or opportunity platforms. Research aircraft are typical dedicated platforms, with nearly full control of the deployment of supplementary data. Research aircraft data are used in the WSRP, for example. However, such dedicated platforms come at a high cost. Routine observing platforms (e.g., radiosounding stations) that are switched on/off when requested outside



**FIG. 8.** Averaged differences between the sounding profiles for Concordia station and the ECMWF short-range forecast and analyses, over the period 15 Sep–30 Nov 2008: (left) temperature and (right) humidity. The differences between observations and short-range forecasts are shown in solid lines, and the differences between observations and analyses in dashed lines. Bias and standard deviation are shown in red and blue, respectively. The dotted lines are the mean observation (bias plot) and variability (std plot). The axis for the dotted lines is at the top of the plots. Those profiles were computed for the raw data (uncorrected for temperature and humidity) using standard and significant levels. The number of data used in the computation is indicated in the central columns of the plots.

their regular observing period have played the role of opportunity platforms during the North Atlantic THORPEX Regional Campaign (NA-TReC) in 2003 (Leutbecher et al. 2004; Mansfield et al. 2005) and during the Data Targeting System (DTS) in 2008. Driftsondes represent a trade-off between these two approaches. Though the balloon drift cannot be controlled, the polar vortex and the significant number of deployed balloons yields a temporary additional in situ observing system dense enough to play the role of an efficient adaptive network. In view of the properties of the adaptive observing network, it is not worth chasing specific weather events with the targeting procedure implemented in Concordiasi. Hence, the domain of interest is first the polar cap, then second the lower latitudes (Australia/Tasmania). The sampling strategy will activate the balloons flying above high-sensitivity values, even if the maximum sensitivities of the day are elsewhere and cannot be overflowed by balloons. The planned overall sampling strategy is to deploy approximately a third of the dropsondes above sensitive areas around 1800 UTC and the remaining two-thirds of the dropsondes are deployed under satellite overpasses at other times of the day. The dropsonde deployment will take place during a period of a few weeks, starting in September 2010.

Sensitive areas were derived from singular vectors (Buizza and Palmer 1995) with a 1-day optimization period. Over Antarctica, the sensitive areas are located at the border of ice-covered regions, which correspond to the domain of interest for the Concordiasi study. This sensitivity can be explained by the maximum Eady growth rate (Hoskins et al. 2000) in locations further north than the 60°S limit. Singular vectors are known to roughly mimic that field when they are not geographically constrained, such as in the present computations. One can expect that with a longer optimization period (which is one day here), these sensitive areas would get closer to the Eady growth rate field and stretch farther north. Experience with analyzing major numerical forecast errors at the Australian Bureau of Meteorology has shown the subpolar latitudes (55°–70°S) to be a major source of errors in 4-day or longer forecasts. This is particularly true for many of the major weather systems identified in the THORPEX Southern Hemisphere Science Plan, such as major rain events associated with cutoff lows, recurring tropical cyclones, and fire weather events.

The Concordiasi data will be used to perform data assimilation experiments with various observation scenarios to evaluate the potential of the driftsondes to improve the NWP system over the polar areas,

and more generally over the Southern Hemisphere. The effect at lower latitudes will be evaluated, in particular, by the Centre for Australian Weather and Climate Research (CAWCR) for both global and regional NWP systems. This will involve both adjoint observation impact calculations (Zhu and Gelaro 2008) and more traditional observing system experiments within the context of a 4DVAR assimilation scheme (Rawlins et al. 2007). The former gives detailed information on the effect of each observation at short (less than 48 hours) forecast ranges, and the latter provides more general information on longer forecast periods.

#### *Lagrangian structures of the flow and data assimilation.*

The SPB trajectories during Concordiasi will be used to better understand the control exerted by the polar vortex on the motion of air parcels during the process of vortex weakening and breaking. So far, the dispersion of superpressure balloons in the lower stratosphere has been studied with the EOLE dataset (Morel and Bandeen 1973), and it revealed several regimes from exponential dispersion at the smallest scales to superdiffusion in the 100–500-km range and diffusion at larger scales (Lacorata et al. 2004). On the other hand, Joseph and Legras (2002) computed finite-time Lyapunov exponents (FTLEs) on analyzed fields to study the dynamics of the stratospheric vortex. The latter method quantifies the dispersion rates of fluid parcels by measuring the separation between their trajectories after a predetermined finite period. FTLEs have been used to localize areas of maximum expansion and contraction of air parcels, and hence to broadly identify hyperbolic manifolds in the lower stratospheric flow. Hyperbolic invariant manifolds govern the transport and mixing in dynamical systems: stable and unstable manifolds act as repelling and attracting material lines, respectively. When turbulent flows are time dependent, stable and unstable manifolds can intersect in the so-called hyperbolic trajectory. Two fluid parcels initially close to each other on either side of the stable manifold will approach the hyperbolic trajectory and diverge on either side of the unstable manifold after a sufficiently long period of time. Consequently, the invariant manifolds constitute a barrier that fluid particles cannot cross. Preliminary results (de la Cámara et al. 2009) show that two Vorcore superpressure balloons near the edge of the polar vortex—defined by strong potential vorticity (PV) gradients—left the vortex by joining a tongue of vortex air that is ejected out. The tongue of air is a signature of wave breaking. In addition, an intersection of forward and

backward FTLE maxima—approximately stable and unstable manifolds—is localized over the tongue, indicating the presence of a hyperbolic trajectory. The Concordiasi balloons will provide new opportunities to study these issues in a 3D framework.

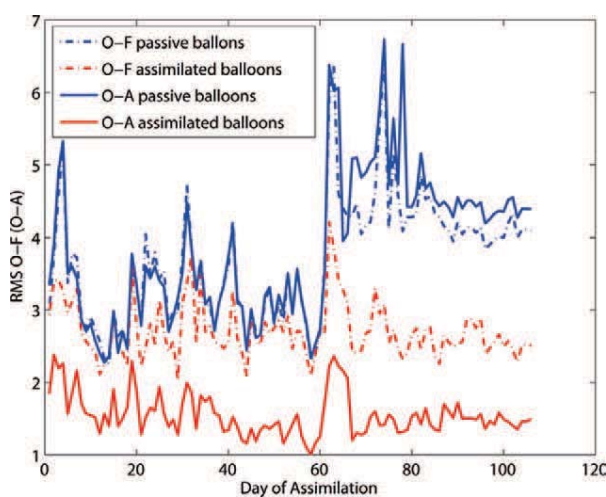
There is also significant value of using the Concordiasi flight-level observations from the balloons directly into an assimilation system. There are no satellite wind observations at lower stratospheric levels. [Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) winds only reach to about 250 hPa.] The Vorcore campaign produced a wind product derived from the balloon tracks at 50 and 70 hPa during the experiment in the southern spring of 2005. The observations are dense enough to have a significant effect on the quality of analyzed wind fields over Antarctica, which in turn can improve ozone transport calculations and the quality of ozone forecasts during the Antarctic vortex breakup. Figure 9 shows the result of assimilating the derived winds from Vorcore into the Goddard Earth Observing System model, version 5 (GEOS-5) 3DVAR assimilation system (Rienecker et al 2007), from 5 September to 19 December 2005. As expected, the RMS difference between analyzed winds and Vorcore winds is greatly reduced. The difference between 6-h forecasts with and without the Vorcore assimilation shows only a small improvement for the first 60 days, followed by a substantially larger improvement starting around the 61st day (6 November 2005), which is when the polar vortex begins to break down. This indicates that the unsteady (and harder to forecast) nature of the vortex breakdown process benefits from the wind information contained in the balloon trajectories.

Assimilation of winds derived from the balloon trajectories does not make full use of the information contained in them, which is Lagrangian in nature. To get the full effect of Lagrangian data, the balloon positions should themselves be assimilated (Ide et al. 2002). This approach, the so-called Lagrangian data assimilation (LaDA) method, has been applied in ocean data assimilation systems (Salman et al. 2006), and the Vorcore and Concordiasi balloon trajectories represent the first opportunity to demonstrate this technique with an atmospheric data assimilation system. In LaDA, forecasts of the balloon position are made using the wind fields from a global circulation model (GCM). At analysis times (i.e., every six hours), the observed minus forecast (OMF) for the balloon position is used to make corrections to the wind field, either through the evolving background error covariance [for an ensemble Kalman filter (EnKF)] or the adjoint model (for a 4DVAR system). LaDA has been

shown to constrain unsteady vortex flows more efficiently than schemes using the derived velocities. The development of Lagrangian assimilation capabilities in both 4DVAR and EnKF is underway at the Global Modeling and Assimilation Office and the University of Maryland.

*Ozone depletion, polar stratospheric clouds, and stratospheric dynamics.* The ozone layer is an important component of the global environmental system because it protects the biosphere from UV radiation and heats the stratosphere. Each austral spring, the Southern Hemisphere polar stratosphere experiences the largest ozone depletion in Earth's atmosphere. The interannual variability of the Antarctic ozone hole is primarily due to dynamical factors, such as the activity of stratospheric waves that significantly modulate the background stratospheric temperatures and thus the potential for polar stratospheric cloud (PSC) formation. Long-duration balloons deployed during Concordiasi will carry instruments that will provide information on the formation processes of PSCs containing NAT, the longest-lived PSC particle, and on ozone changes along quasi-Lagrangian surfaces. This information is of high relevance to stratospheric processes affecting ozone, and particularly to the links among stratospheric chemistry, dynamics, and cloud microphysics.

Vorcore and previous superpressure balloon flights have shown that mesoscale gravity waves with peri-



**Fig. 9.** RMS difference between GEOS-5 analyses (blue lines) or forecasts (red lines) and Vorcore-derived wind observations. The solid lines assimilate all of the usual satellite observations but do not include the balloon data. The dashed lines include both satellite and balloon data. The assimilation period is from 5 Sep (day 1) to 19 Dec (day 105) 2005.

ods longer than one hour can be fully characterized from in situ observations by instruments onboard superpressure balloons (Hertzog et al. 2002). In situ meteorological observations during Concordiasi will be performed more frequently than during Vorcore (1 observation per minute instead of 1 observation per 15 minutes), which will allow for more detailed information on high-frequency gravity waves. Several additional improvements will be made compared with the Vorcore dataset. The accuracy of pressure and temperature observations will also be higher, and the dual-frequency postprocessed GPS will give more precise heights, allowing for the separation of the pressure and height field. This will improve the estimation of gravity wave momentum fluxes, and thus a more accurate characterization of the role played by those waves in driving the middle atmosphere global-scale Brewer–Dobson circulation.

There are still uncertainties in the rates of catalytic reactions involved in ozone depletion: in particular, laboratory estimates of the chlorine monoxide (ClO) dimer photolysis rate significantly disagree, and the most recent ones (Pope et al. 2007) are too small to explain the observed ozone loss with our current knowledge of ozone depletion chemistry (e.g., Frieler et al. 2006; Santee et al. 2008). In conjunction with the meteorological observations previously mentioned, LMD and the University of Colorado are developing small lightweight sensors that are able to perform ozone observations during long-duration flights. Because superpressure balloons approximate the behavior of Lagrangian tracers, at least for a few days, the information gathered along their trajectories will allow for estimates of ozone-loss rates. Observations of temperature, position (and thus solar zenith angle) every minute, and ozone concentration, typically every 10–30 minutes during the flights, will provide strong constraints on the catalytic rates. They will also help to determine the regions in the Antarctic polar vortex where ozone depletion is more likely to occur, such as in the lee side of the Antarctic Peninsula.

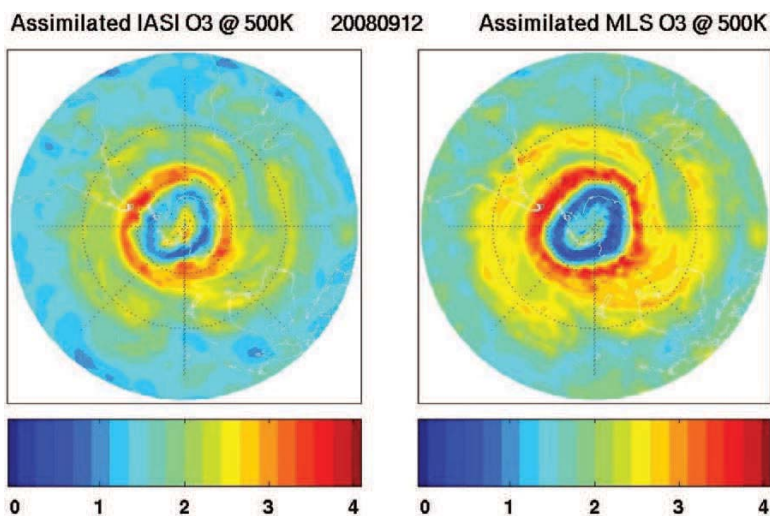
Meteorological and chemical observations will be complemented by microphysical measurements. Particle counters designed for PSC measurements will be deployed as companions to four of the ozone sensors. It will thus be possible to get direct Lagrangian information on the links between particle nucleation (especially NAT nucleation) and the temperature history of air parcels. In particular, it will be possible to determine the relative importance of synoptic-scale and mesoscale (gravity wave) cooling on the formation of PSCs, which is still uncertain at the present time.

In the framework of the Concordiasi project, stratospheric ozone assimilation experiments will also be carried out. The operational character of the MetOp mission is an excellent incentive, both for near-real time and operational chemical composition forecasting initiatives (see, e.g., Hollingsworth et al. 2008) and for conducting research on the ozone global budget and its trends over the next 15 years. In this context, the effect of improvements of the atmospheric flow due to the extra Concordiasi observations on the simulations and forecasts of the ozone profile will be assessed using the French chemistry and transport model and assimilation system MOCAGE-PALM, developed in collaboration between CNRM/GAME (Centre National de Recherches Météorologiques/Groupe d'Etude de l'Atmosphère Météorologique), Laboratoire d'Aérodynamique, and Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique (CERFACS). This model has the capability to assimilate level-2 (L2) satellite chemical data, generally completed using a variational 3D technique. MOCAGE-PALM presents several options for the representation of atmospheric chemistry, ranging from cost-efficient linear parameterizations to a comprehensive tropospheric and stratospheric scheme (118 species, including also heterogeneous chemistry processes on PSCs). Good performance has already been obtained with this system (e.g., Geer et al. 2006). Stratospheric ozone data assimilation within Concordiasi will be at very high horizontal and vertical resolution (0.5°, L60 or L90), now available with MOCAGE-PALM. It will provide a significantly better framework with which to represent and quantify chemical and dynamical processes in this region of large horizontal and vertical gradients. The expected advances in meteorological data assimilation and the independent verification data that will be obtained add significant value to this study also. The assimilation system MOCAGE-PALM has already been used to assess the quality of satellite ozone measurements (Massart et al. 2007). It has also proved useful to overcome the possible deficiencies of the model. Ozone analyses obtained with this system have been used in many atmospheric studies in relation with the ozone loss in the Arctic vortex (El Amraoui et al. 2008b), the tropic–midlatitudes exchanges (Bencherif et al. 2007), the stratosphere–troposphere exchanges (Semane et al. 2007), and the exchange between the polar vortex and midlatitudes (El Amraoui et al. 2008a). Preliminary assimilation experiments of total column ozone from IASI [European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT) operational L2 product] have been

carried out for the period September–October 2008. The results are compared to analyses obtained with the same assimilation system but considering *Aura* Microwave Limb Sounder (MLS) ozone profiles. An illustration of comparison results between MetOp/IASI and *Aura* MLS ozone analyses on the isentropic level 500 K is given for 12 September 2008 (Fig. 10). With no surprise, a qualitative agreement is found between the two fields, especially concerning the structure of the polar vortex, which is largely driven by the dynamics. However in the MLS product, the vortex is somewhat stronger and the ozone concentrations higher in midlatitudes. Extensive validation of the two assimilation datasets against independent measurements is currently ongoing.

**FINAL COMMENTS.** The Concordiasi project builds on international collaboration, a combination of innovative measurements and modeling components, and a widespread range of scientific expertise. It focuses on a better analysis and prediction of weather over Antarctica, including clouds and snow accumulation, and on a better understanding of ozone depletion in the polar regions. It is our intention to make a contribution to the objectives of the International Polar Year, which will last long after its end. In particular, it is hoped that the knowledge gained during the experiment will help to make better use of satellite data over the poles, to the benefit of numerical weather prediction, ozone, and climate monitoring.

**ACKNOWLEDGMENTS.** Concordiasi was built by an international scientific group and is currently supported by the following agencies: Météo-France, CNES, IPEV, PNRA, CNRS/INSU, NSF, UCAR, University of Wyoming, Purdue University, University of Colorado, and ECMWF. The two operational polar agencies PNRA and IPEV are thanked for their support at Concordia station and at the coast of Adélie Land. The NSF is thanked for its support at the McMurdo base. Concordiasi is part of the IPY-THORPEX cluster within the International Polar Year effort. (Detailed



**FIG. 10.** MOCAGE-PALM 3D ozone analyses (in ppmv) at the isentropic level 500 K in the Southern Hemisphere on 12 Sep 2008 for (left) IASI and for (right) *Aura* MLS.

information on Concordiasi is available online at [www.cnrm.meteo.fr/concordiasi/](http://www.cnrm.meteo.fr/concordiasi/).)

## REFERENCES

- Bencherif, H., L. El Amraoui, N. Semane, S. Massart, D. C. Vidyaranya, A. Hauchecorne, and V.-H. Peuch, 2007: Examination of the 2002 major warming in the southern hemisphere using ground-based and Odin/SMR assimilated data: Stratospheric ozone distributions and tropic/mid-latitude exchange. *Can. J. Phys.*, **85**, 1287–1300.
- Boccaro, G., A. Hertzog, C. Basdevant, and F. Vial, 2008: Accuracy of NCEP/NCAR reanalyses and ECMWF analyses in the lower stratosphere over Antarctica in 2005. *J. Geophys. Res.*, **113**, D20115, doi:10.1029/2008JD010116.
- Bouttier, F., and G. Kelly, 2001: Observing-system experiments in the ECMWF 4D-Var data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 1469–1488.
- Buizza, R., and T. N. Palmer, 1995: The singular-vector structure of the atmospheric global circulation. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1434–1456.
- Choudhury, B. J., 1993: *Reflectivities of selected land surface types at 19 and 37 GHz from SSM/I observations.* *Remote Sens. Environ.*, **46**, 1–17.
- de la Cámara, C. R. Mechoso, K. Ide, R. Walterscheid, and G. Schubert, 2009: Polar night vortex breakdown and large-scale stirring in the southern stratosphere. *Climate Dyn.*, in press.



- Drobinski, P., and Coauthors, 2006: Des ballons stratosphériques traquent la mousson africaine. *La Météorologie*, **55**, 2–3.
- El Amraoui, L., N. Semane, V.-H. Peuch, and M. L. Santee, 2008a: Investigation of dynamical processes in the polar stratospheric vortex during the unusually cold winter 2004/2005. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L03803, doi:10.1029/2007GL031251.
- , V.-H. Peuch, P. Ricaud, S. Massart, D. Cariolle, H. Teysse, and F. Karcher, 2008b: Ozone loss in the 2002–2003 Arctic vortex deduced from the assimilation of Odin/SMR O<sub>3</sub> and N<sub>2</sub>O measurements: N<sub>2</sub>O as a dynamical tracer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 217–228.
- English, S. J., 2008: The importance of accurate skin temperature in assimilating radiances from satellite sounding instruments. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **46**, 403–408.
- Farman, J. C., B. G. Gardiner, and J. D. Shanklin, 1985: Large losses of ozone in Antarctica. *Nature*, **315**, 207–210.
- Fourrié, N., and F. Rabier, 2004: Cloud characteristics and channel selection for IASI radiances in meteorologically sensitive areas. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1839–1856.
- , D. Marchal, F. Rabier, B. Chapnik, and G. Desroziers, 2006: Impact study of the 2003 North Atlantic THORPEX regional campaign. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 275–295.
- Frieler, K., and Coauthors, 2006: Toward a better quantitative understanding of polar stratospheric ozone loss. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L10812, doi:10.1029/2005GL025466.
- Garrison, J. L., J. S. Haase, B. D. Ventre, E. Calais, M. Sommerville, M. H. Boehme, and S. J. Katzberg, 2005: The GNSS Instrument System for Multistatic and Occultation Sensing (GISMOS) on the High Performance Instrumented Airborne Platform for Environmental Research (HIAPER). *GNSSR-05 GNSS Reflections Workshop*, University of Surrey, Surrey, United Kingdom.
- Geer, A. J., and Coauthors, 2006: The ASSET intercomparison of ozone analyses: Method and first results. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 5445–5474.
- Genthon, C., S. Kaspari, and P. A. Mayewski, 2005: Interannual variability of the surface mass balance of West Antarctica from ITASE cores and ERA40 reanalyses, 1958–2000. *Climate Dyn.*, **24**, doi:10.1007/s00382-005-0019-2.
- , G. Krinner, and H. Castebrunet, 2009: Antarctic precipitation and climate-change predictions: Horizontal resolution and margin vs plateau issues. *Ann. Glaciol.*, **50**, 55–60.
- Grody, N. C., 1988: Surface identification using satellite microwave radiometers. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **26**, 850–859.
- Guedj, S., F. Karbou, F. Rabier, and A. Bouchard, 2009: Toward a better modelling of surface emissivity to improve AMSU data assimilation over Antarctica. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, in press.
- Hertzog, A., F. Vial, C. R. Mechoso, C. Basdevant, and P. Cocquerez, 2002: Quasi-Lagrangian measurements in the lower stratosphere reveal an energy peak associated with near-inertial waves. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1229, doi:10.1029/2001GL014083.
- , and Coauthors, 2007: Stratéole/Vorcore—Long-duration, superpressure balloons to study the Antarctic lower stratosphere during the 2005 winter. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **24**, 2048–2061.
- , G. Boccara, R. A. Vincent, F. Vial, and P. Cocquerez, 2008: Estimation of gravity wave momentum flux and phase speeds from quasi-Lagrangian stratospheric balloon flights. Part II: Results from the Vorcore campaign in Antarctica. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 3056–3070.
- Hollingsworth, A., and Coauthors, 2008: Toward a monitoring and forecasting system for atmospheric composition: The GEMS project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 1147–1164.
- Hopfner, M., and Coauthors, 2006: MIPAS detects Antarctic stratospheric belt of NAT PSCs caused by mountain waves. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 1221–1230.
- Hoskins, B. J., R. Buizza, and J. Badger, 2000: The nature of singular vector growth and structure. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 1565–1580.
- Ide, K., L. Kuznetsov, and C. K. R. T. Jones, 2002: Lagrangian data assimilation for point vortex system. *J. Turbul.*, **3**, 1468–5248.
- Jones, A. S., and T. H. Vonder Haar, 1997: Retrieval of microwave surface emittance over land using coincident microwave and infrared satellite measurements. *J. Geophys. Res.*, **102** (D12), 13 609–13 626.
- Joseph, B., and B. Legras, 2002: Relation between kinematic boundaries, stirring, and barriers for the Antarctic polar vortex. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1198–1212.
- Karbou, F., and C. Prigent, 2005: Calculation of microwave land surface emissivity from satellite observations: Validity of the specular approximation over snow-free surfaces? *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. Lett.*, **2**, 311–314.
- , —, L. Eymard, and J. R. Pardo, 2005: Microwave land emissivity calculations using AMSU measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **43**, 948–959.

- , E. Gérard, and F. Rabier, 2006: Microwave land emissivity and skin temperature for AMSU-A and -B assimilation over land. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 2333–2355.
- Krinner, G., O. Magand, I. Simmonds, C. Genthon, and J.-L. Dufresne, 2006: Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the 20th and 21st centuries. *Climate Dyn.*, **28**, 215–230.
- Kursinski, E. R., G. A. Hajj, K. R. Hardy, J. T. Schofield, and R. Linfield, 1997: Observing Earth's atmosphere with radio occultation measurements. *J. Geophys. Res.*, **102**, 23 429–23 465.
- Lacorata, G., E. Aurell, B. Legras, and A. Vulpiani, 2004: Evidence for a  $k^{-5/3}$  spectrum from the EOLE Lagrangian balloons in the low stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2936–2942.
- Larsen, N., and Coauthors, 2004: Formation of solid particles in synoptic-scale Arctic PSCs in early winter 2002/2003. *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 2001–2013.
- Leutbecher, M., A. Doerenbecher, F. Grazzini, and C. Cardinali, 2004: Planning of adaptive observations during the Atlantic THORPEX regional campaign 2003. *ECMWF Newsletter*, No. 102, ECMWF, Reading, United Kingdom, 16–25.
- Mansfield, D., Richardson, D. and Truscott, B. 2005: An overview of the Atlantic THORPEX Regional Campaign, A-TRec. *Proc. THORPEX Science Symp.*, Montreal, QC, Canada, World Meteorological Organization.
- Massart, S., A. Piacentini, D. Cariolle, L. El Amraoui, and N. Semane, 2007: Assessment of the quality of the ozone measurements from the Odin/SMR instrument using model assimilation. *Can. J. Phys.*, **85**, 1209–1223.
- Matzler, C., 2005: On the determination of surface emissivity from satellite observations. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. Lett.*, **2**, 160–163.
- Morel, P., and W. Bandeen, 1973: The EOLE experiment: Early results and current objectives. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **54**, 298–306.
- Morland, J. C., D. I. F. Grimes, G. Dugdale, and T. J. Hewison, 2000: The estimation of land surface emissivities at 24 GHz to 157 GHz using remotely sensed aircraft data. *Remote Sens. Environ.*, **73**, 323–336.
- , —, and T. J. Hewison, 2001: Satellite observations of the microwave emissivity of a semi-arid land surface. *Remote Sens. Environ.*, **77**, 149–164.
- Plougonven, R., A. Hertzog, and H. Teitelbaum, 2008: Observations and simulations of a large-amplitude mountain wave breaking over the Antarctic Peninsula. *J. Geophys. Res.*, **113**, D16113, doi:10.1029/2007JD009739.
- Pope, F. D., J. C. Hansen, K. D. Bayes, R. R. Friedl, and S. P. Sander, 2007: The ultraviolet absorption spectrum of chlorine peroxide, ClOOCl. *J. Phys. Chem.*, **111**, 4322–4332.
- Powers, J. G., A. J. Monaghan, A. M. Cayette, D. H. Bromwich, Y.-H. Kuo, and K. W. Manning, 2003: Real-time mesoscale modeling over Antarctica: The Antarctic Mesoscale Prediction System. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **84**, 1533–1545.
- Prigent, C., and W. B. Rossow, 1999: Retrieval of surface and atmospheric parameters over land from SSM/I: Potential and limitation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 2379–2400.
- , —, and E. Matthews, 1997: Microwave land surface emissivities estimated from SSM/I observations. *J. Geophys. Res.*, **102**, 21 867–21 890.
- , —, and —, 1998: Global maps of microwave land surface emissivities: Potential for land surface characterization. *Radio Sci.*, **33**, 745–751.
- , J.-P. Wigneron, W. B. Rossow, and J. R. Pardo-Carrion, 2000: Frequency and angular variations of land surface microwave emissivities: Can we estimate SSM/T and AMSU emissivities from SSM/I emissivities? *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **38**, 2373–2386.
- Rabier, F., H. Järvinen, E. Klinker, J.-F. Mahfouf, and A. Simmons, 2000: The ECMWF operational implementation of 4D variational assimilation. Part I: Experimental results with simplified physics. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 1143–1170.
- , and Coauthors, 2008: An update on THORPEX-related research in data assimilation and observing strategies. *Nonlinear Processes Geophys.*, **15**, 81–94.
- Rawlins, F., and Coauthors, 2007: The Met Office global four-dimensional variational data assimilation scheme. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 347–362.
- Rienecker, M. M., and Coauthors, 2007: The GEOS-5 data assimilation system: A documentation of GEOS-5.0. NASA Tech. Rep. TM-104606, version 27.
- Salman, H., L. Kuznetsov, C. K. R. T. Jones, and K. Ide, 2006: A method for assimilating Lagrangian data into a shallow-water equation ocean model. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1081–1101.
- Santee, M. L., and Coauthors, 2008: A study of stratospheric chlorine partitioning based on new satellite measurements and modeling. *J. Geophys. Res.*, **113**, D12307, doi:10.1029/2007JD009057.
- Semane, N., V.-H. Peuch, L. El Amraoui, H. Bencherif, S. Massart, D. Cariolle, J.-L. Attié, and R. Abida, 2007: An observed and analysed stratospheric ozone intrusion over the high Canadian Arctic UTLS region

- during the summer of 2003. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 171–178.
- Szunyogh, I., Z. Toth, A. V. Zimin, S. Majumdar, and A. Persson, 2002: Propagation of the effect of targeted observations: The 2000 Winter Storm Reconnaissance Program. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1144–1165.
- Tolbert, M. A., and O. B. Toon, 2001: Solving the PSC mystery. *Science*, **292**, 61–63.
- Town, M. S., V. P. Walden, and S. G. Warren, 2007: Cloud cover over the South Pole from visual observations, satellite retrievals, and surface-based infrared radiation measurements. *J. Climate*, **20**, 544–559.
- Vincent, R. A., A. Hertzog, G. Boccara, and F. Vial, 2007: Quasi-Lagrangian superpressure balloon measurements of gravity-wave momentum fluxes in the polar stratosphere of both hemispheres. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L19804, doi:10.1029/2007GL031072.
- Weng, F., B. Yan, and N. Grody, 2001: A microwave land emissivity model. *J. Geophys. Res.*, **106** (D17), 20 115–20 123.
- Zhu, Y., and R. Gelaro, 2008: Observation sensitivity calculations using the adjoint of the Gridpoint Statistical Interpolation (GSI) analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 335–351.
- Zwally, H. J., 1977: Microwave emissivity and accumulation rate of polar firn. *J. Glaciol.*, **18**, 195–215.



# Température de la surface : restitution et évaluation

---

Ce chapitre est associé à l'article :

[Guedj *et al.*, 2011a] : S. Guedj, F. Karbou et F. Rabier. Land Surface Temperature estimation to improve the assimilation of SEVIRI radiances over land. *Journal of Geophysical Research*, vol. 116, no. D14107, page 18 pp, 2011.

## Sommaire

---

<b>3.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>83</b>
<b>3.2</b>	<b>Quelle émissivité IR pour les modèles à aire limitée ?</b>	<b>85</b>
3.2.1	Introduction	85
3.2.2	Inversion de l'émissivité : limites de la méthode	87
<b>3.3</b>	<b>Évaluation des températures de surface en période estivale</b>	<b>88</b>
<b>3.4</b>	<b>Évaluation des températures de surface en période hivernale</b>	<b>90</b>
3.4.1	Etude comparative des restitutions de $T_s$	90
3.4.2	Simulations des observations SEVIRI	95
<b>3.5</b>	<b>Conclusion</b>	<b>95</b>
<b>3.6</b>	<b>Publication associée au chapitre</b>	<b>98</b>

---

## 3.1 Introduction

La température de la surface ( $T_s$ ) est un paramètre clé pour la compréhension des processus physiques décrivant l'état de la surface et des très basses couches de l'atmosphère. Elle est directement liée à l'état hydrique et le niveau des échanges de chaleurs latente et sensible entre la surface et l'atmosphère ([Sellers *et al.*, 1988]). Elle est indispensable pour de nombreuses applications : modélisation des processus d'évapotranspiration ([Serafini, 1987] et [Li *et al.*, 2009]), estimation de l'humidité du sol ([Price, 1990] et [Giraldo *et al.*, 2009]), gestion de l'irrigation pour l'agriculture ([Lambin et Ehrlich, 1997] et [Wan *et al.*, 2004]), parmi beaucoup d'autres.

Généralement, dans les modèles de prévision, les champs de température de surface proviennent d'une analyse de surface. Cette analyse combine trois sources d'information :

- une ébauche de surface qui peut être une prévision à courte échéance ou une climatologie.

- un schéma de paramétrisation qui permet de décrire des processus d'échelle plus fine que la résolution du modèle.
- un réseau d'observations de la surface (température/humidité à 2 mètres).

La qualité de ces champs de température est fortement dépendante de la densité du réseau d'observation mais également de la fonction de passage entre une température à 2 mètres et une température de surface ([Mahfouf *et al.*, 2009]). La paramétrisation et les équations d'évolution induisent une source d'incertitude supplémentaire. Dans certains modèles de prévision comme ALADIN, l'analyse de surface est effectuée en amont de l'analyse atmosphérique pour un même réseau. Dans ce cas les Ts utilisées pour forcer l'analyse atmosphérique bénéficient des observations synoptiques. D'autres modèles, comme AROME, effectuent l'analyse de surface en parallèle de l'analyse atmosphérique. Les champs de Ts analysés ne peuvent pas bénéficier à l'analyse atmosphérique du même réseau horaire. Dès lors, à partir de l'analyse de surface, une prévision de surface est effectuée pour forcer l'analyse atmosphérique du réseau horaire suivant. Toutes ces sources d'incertitude génèrent des erreurs significatives qui se répercutent sur la qualité des simulations d'observations satellitaires sensibles à la surface ([Trigo et Viterbo, 2003], [Borbas et Ruston, 2010], [Vogel *et al.*, 2011]).

A partir de la température de brillance mesurée, il est possible de déterminer Ts. Pour cela, il est nécessaire d'éliminer au moins partiellement les effets atmosphériques et de bien connaître l'émissivité. Deux approches sont généralement utilisées : l'approche multi-canal (dite "split-window") et l'approche mono-canal.

L'approche multi-canal repose sur la prise en compte de la différence de transmittance atmosphérique pour un même trajet géométrique, mais dans différents domaines spectraux si possible adjacents, dans la fenêtre autour de 11-12  $\mu m$ . Initialement développée pour l'estimation de la Ts des océans, la méthode de [McMillin, 1975] a été intensivement utilisée depuis une trentaine d'années [Deschamps et Phulpin, 1980],[Brown *et al.*, 1999], [Jiang et Li, 2008], [Merchant *et al.*, 2008],[Le Borgne *et al.*, 2010]). Avec une estimation réaliste de l'émissivité de la surface, la méthode a été adaptée pour les surfaces continentales ([Price, 1984], [Becker et Li, 1990], [Wan et Dozier, 1996], [Sobrino *et al.*, 1996], [Sobrino *et al.*, 2003], [Sobrino *et al.*, 2004], [Pinker *et al.*, 2009],[Freitas *et al.*, 2010]). En assimilation de données, cette méthode nous interdit l'utilisation future des deux canaux qui ont servi pour la restitution des températures de surface (problème de redondance d'information). Or, dans notre étude nous cherchons à assimiler le plus grand nombre d'observations SEVIRI.

L'approche mono-canal est basée sur l'inversion de l'équation du transfert radiatif. Elle permet de restituer une température de surface à condition que les profils de température, la transmission et l'émissivité de la surface soient bien connus. En effet, en se basant sur l'équation 1.1, la Ts peut être exprimée par :

$$T_s = L \left[ \frac{R_\nu(\theta) - L_\nu^\uparrow(\theta) - \Gamma_\nu(\theta)(1 - \varepsilon_\nu(\theta))L_\nu^\downarrow(\theta)}{\Gamma_\nu(\theta)\varepsilon_\nu(\theta)} \right]^{-1} \quad (3.1)$$

Où,  $\varepsilon_\nu$  et  $\Gamma_\nu$  représentent l'émissivité de surface et la transmission atmosphérique.  $R_\nu$  est la radiance monochromatique observée,  $L_\nu^\uparrow$ ,  $L_\nu^\downarrow$  et  $L_\nu$  représentent le rayonnement montant, le

rayonnement descendant et la fonction de Planck.

Cette méthode est adaptée pour restituer  $T_s$  à partir d'un instrument qui n'a pas 2 canaux fenêtre localisés autour de 10 et 12  $\mu m$ . En assimilation, cette méthode est également avantageuse puisqu'un seul canal est utilisé pour la restitution. Cependant, contrairement à la méthode split-window, la correction atmosphérique est calculée à partir des profils atmosphériques que l'on utilise en entrée du modèle de transfert radiatif. Ils peuvent provenir de radiosondages ou d'une prévision à courte échéance. D'autres méthodes sont basées sur la relation linéaire entre la transmission et le contenu en vapeur d'eau dans la gamme de l'infra-rouge thermique ([Qin *et al.*, 2001], [Sobrino *et al.*, 2004]). Elles permettent de s'affranchir d'observations de radiosondages.

[Jiménez-Muñoz *et Sobrino*, 2006] ont constaté que la  $T_s$  restituée à partir d'une méthode mono-canal est associée à une incertitude comprise entre 0.5 et 0.9K. Plus particulièrement, nous avons montré qu'une erreur d'émissivité de  $\pm 1\%$  peut produire une erreur de 0.9 K sur les restitutions de  $T_s$ .

Dans cette section, nous avons utilisé les observations des canaux fenêtre de SEVIRI pour restituer des températures de surface sur le domaine ALADIN (période estivale) et AROME (période hivernale). Nous nous sommes d'abord demandées quelle émissivité utiliser.

## 3.2 Quelle émissivité IR pour les modèles à aire limitée ?

### 3.2.1 Introduction

Dans la plupart des modèles de prévision, l'émissivité IR de surface est fixée à 0.98 au dessus des continents ([Sellers *et al.*, 1988]). On s'attend à une variabilité de l'émissivité même si la valeur moyenne reste proche de 0.98. Il a été montré qu'une différence d'émissivité de 0.01 peut modifier la température de brillance simulée de 0.5 K dans la gamme de l'infrarouge ([Li *et al.*, 2007]). De même, une erreur de 0.015 d'émissivité peut produire une erreur de 1K sur la restitution de température de surface ([Hulley *et al.*, 2009]). [Seemann *et al.*, 2008] et [Borbas *et Ruston*, 2010] ont montré que l'utilisation d'une émissivité réaliste plutôt qu'une émissivité statique permettait d'améliorer les performance des modèles de transfert radiatif pour simuler les températures de brillance dans l'infra-rouge. Des travaux de ce type restent peu nombreux ([Szczech-Gajewska *et Rabier*, 2003], [Chen *et al.*, 2008]).

À partir des observations satellitaires, un certain nombre de méthodes ont été développées pour la restitution de l'émissivité de surface. Dans la gamme de l'infra-rouge, une approximation de surface Lambertienne est généralement adaptée et adoptée. A ces longueurs d'onde, les difficultés concernent surtout la correction de l'atmosphère (dont la détection nuageuse) et la séparation entre l'émissivité et la température de surface.

La plupart des méthodes cherchent à restituer un paramètre de surface en supposant que l'autre est bien connu. Pour la détermination de l'émissivité, on peut soit utiliser l'équation du

transfert radiatif pour inverser l'émissivité à condition d'avoir préalablement calculé une température de surface réaliste ([Vincent *et al.*, 1976], [Kahle *et al.*, 1980], [Kahle, 1987], [Kahle et Alley, 1992], [Watson, 1992], [Peres et DaCamara, 2004a], [Peres et DaCamara, 2004b], [Trigo *et al.*, 2008b], [Trigo *et al.*, 2008a] parmi d'autres). On peut également se baser sur d'importantes banques de données d'émissivités spectrales à partir de mesures en laboratoire (par exemple la base ASTER ([Salisbury *et al.*, 1994])). La mise en relation entre ces classifications d'émissivité et des cartes d'occupation du sol permet d'assigner à chaque région homogène une valeur d'émissivité spectrale moyenne. [Snyder *et al.*, 1998] a suggéré l'affectation de facteurs dynamiques et saisonniers pour la prise en compte de la variabilité spatio-temporelle des propriétés de la surface (végétation, couverture de neige, humidité ...). En particulier, les travaux de [Van-De-Grien et Owe, 1993], [Sobrino et Raissouni, 2000], [Sobrino *et al.*, 2001] ont montré que la dynamique de la végétation peut être décrite par l'utilisation de produits satellitaires comme par exemple le NDVI (Normalized Difference Vegetation Index).

En particulier, la méthode du Land-SAF EUMETSAT appelée (*Vegetation Cover Method*) fait usage de mesures d'émissivité en laboratoire, de cartes d'occupation du sol et des images SEVIRI pour calibrer l'émissivité en fonction de la dynamique de la végétation ([Trigo *et al.*, 2008b]). Des cartes journalières sont produites à la résolution spatiale de 3 km et aux 4 canaux fenêtre de SEVIRI. La méthode suppose que l'émissivité de la surface est le résultat de la contribution d'une portion de végétation et d'une portion de sol nul ([Caselles *et al.*, 1997] et [Peres et DaCamara, 2005]). Ces portions sont identifiées à partir du produit FVC SEVIRI (Fraction Vegetation Cover) également développé par le Land-SAF.

L'algorithme est basé sur une approche statistique où les composants du sol et de la végétation sont estimés à partir d'une fonction de densité de probabilité. Une analyse spectrale mixte (ou apprentissage) est appliquée aux 3 canaux SEVIRI en tenant compte de la variabilité spectrale de la végétation dans différents écosystèmes ([Bateson *et al.*, 2000], [García-Haro *et al.*, 2005]). L'apprentissage est basé sur 5 jours d'observations toutes les 15 minutes pour assurer un filtrage nuageux performant ainsi que le suivi précis du cycle d'évolution des portions de la végétation et du sol nu.

L'émissivité effective est alors déterminée à partir de l'équation suivante :

$$\varepsilon_{eff} = \varepsilon_{veg}FVC + \varepsilon_{sol}(1 - FVC) \quad (3.2)$$

Où  $\varepsilon_{veg}$  et  $\varepsilon_{sol}$  sont respectivement les émissivités de la végétation et du sol aux canaux SEVIRI.  $\varepsilon_{veg}$  et  $\varepsilon_{sol}$  sont estimés pour 11 classes d'occupation du sol définies dans la base IGPPB (International Geosphere Biosphere Program). Dans chacune des classes, la proportion typique des types de végétation et des types de sol est approximée. Puis, pour chaque type de surface,  $\varepsilon_{veg}$  et  $\varepsilon_{sol}$  utilisent des spectres de réflectance mesurés en laboratoire ainsi que les fonctions de réponses des canaux SEVIRI. Un exemple de carte d'émissivité journalière est présenté sur la figure 3.1.

Pour chaque pixel où l'émissivité est calculée, une estimation de l'incertitude est donnée. Cette valeur tient compte de (1) la variabilité de l'occupation du sol disponible dans chaque classe de l'IGPB, (2) l'effet de réflexion multiple dans la canopée (étage supérieur de la forêt en contact



avec l'atmosphère) qui n'est pas pris en compte dans la méthode et (3) l'incertitude liée au produit FVC.

Ces cartes sont utilisées de manière opérationnelle par le Land-SAF pour la restitution de la température de surface. Elles sont destinées à un usage interne au Land-SAF mais peuvent être distribuées au format HDF5 sur demande. Ainsi, pour cette étude, nous avons sollicité du Land-SAF les cartes journalières pour la totalité des années 2008, 2009 et 2010. Nous remercions Sandra Coelho pour son aide lors de l'étape de transfert de fichiers et pré-traitement.

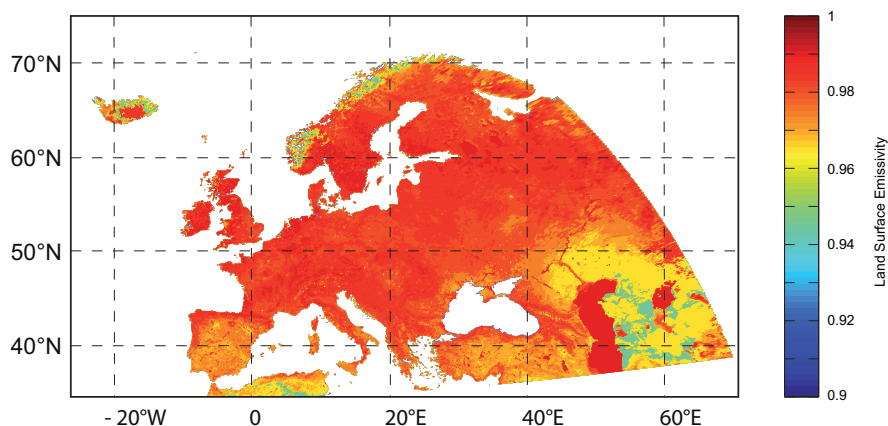


FIG. 3.1 – Exemple d'une carte journalière d'émissivité produite par le Land-SAF le 24 août 2009 sur la région Europe

### 3.2.2 Inversion de l'émissivité : limites de la méthode

A ce stade, on peut se demander si une inversion des mesures SEVIRI, à l'image de ce qui est fait pour les MO, permet d'obtenir des estimations réalistes d'émissivité IR. Afin de vérifier cela, nous avons calculé les émissivités IR obtenues aux canaux fenêtre SEVIRI sur la période de 1 juillet au 31 août 2009 et du 1 décembre au 21 janvier 2011.

La méthode de restitution de l'émissivité est basée sur l'inversion de l'équation du transfert radiatif à un canal donné. La température de surface ( $T_s$ ) provient du modèle de prévision ALADIN (en été) et AROME (en hiver). L'émissivité est restituée si le pixel est dépourvu de nuages, si l'altitude est inférieure à 1000 m et si la transmission atmosphérique est supérieure à 0.5. Les émissivités restituées ( $\varepsilon_{ret}$ ) ont été évaluées (1) avec les cartes du Land-SAF ( $\varepsilon_{saf}$ ) et (2) sur les performances du modèle de transfert radiatif (non présenté).

La figure 3.2 présente des cartes d'émissivités moyennes a) du Land-SAF ( $\varepsilon_{saf}$ ) et b) celles obtenues au canal SEVIRI IR10.8 sur la période du 1er au 31 août 2009.  $\varepsilon_{ret}$  suivant la même échelle colorimétrique. Le canal 10.8 est celui pour lequel la transmission atmosphérique est la plus forte. Nous montrons que l'estimation de l'émissivité aux canaux SEVIRI est possible si les erreurs de  $T_s$  sont corrigées. En effet, la transmission atmosphérique, généralement plus faible

des IR, nous rend plus sensibles aux erreurs de Ts que dans les MO. Afin d'identifier les sources d'erreurs, nous avons mené différents tests de sensibilité (non présentés). Après avoir montré que l'émissivité est plus fortement sensible aux erreurs de Ts, nous avons substitué la Ts du modèle de prévision par la Ts produite par le Land-SAF pour restituer l'émissivité. La figure 3.2c) présente la carte d'émissivité moyenne au canal IR10.8 restituée avec la Ts du land-SAF sur la période du 1er au 31 août 2009 sur le domaine ALADIN. On constate que les émissivités restituées en utilisant la Ts du Land SAF sont plus réalistes.

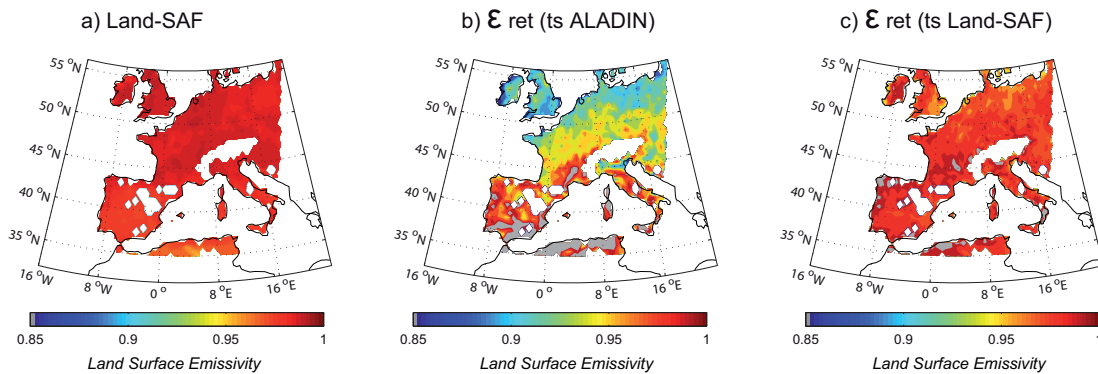


FIG. 3.2 – Cartes moyennes d'émissivité au canal IR10.8 a) produite à partir des cartes du Land-SAF, b) restituée avec la Ts du modèle prévision, c) restituée avec la Ts du land-SAF sur la période du 1er août au 31 août 2009 sur le domaine ALADIN.

Les biais contenus dans la Ts des modèles de prévision ont été identifiés auparavant comme facteur limitant l'assimilation des observations IR sensibles à la surface ([Trigo et Viterbo, 2003], [Borbas et Ruston, 2010], [Vogel *et al.*, 2011], [Guedj *et al.*, 2011a]). Ces résultats soulignent l'importance d'un travail approfondi pour améliorer la modélisation de la surface des modèles de PNT. Dans ce qui suit, nous nous basons sur les estimations d'émissivités venant du Land SAF pour restituer la Ts. Les traitements portent sur 2 périodes différentes et les résultats sont associés à une publication [Guedj *et al.*, 2011a]).

### 3.3 Évaluation des températures de surface en période estivale

En utilisant le modèle de transfert radiatif RTTOV, la température de surface (Ts) est restituée aux canaux fenêtre de SEVIRI (IR3.9, IR8.7, IR10.8 et IR12.0) en appliquant la méthode mono-canal. Les pixels clairs sont préalablement identifiés par la classification nuageuse développée par le CMS ([Derrien et LeGléau, 2005]). Les profils atmosphériques utilisés en entrée du modèle RTTOV proviennent d'une prévision ALADIN à courte échéance. Par défaut, le modèle RTTOV utilise une émissivité de 0.98 sur les continents. Pour la restitution des Ts, les atlas d'émissivité du Land-SAF ont été utilisés, en remplacement de la valeur par défaut. La Ts est restituée aux réseaux de l'analyse du modèle ALADIN : 0h, 6h, 12h et 18h.

Les Ts restituées sont comparées à (1) d'autres produits d'estimation par satellite (Land-SAF, MODIS), (2) des observations synoptiques (Températures à 2 mètres : T2M) et (3) les Ts analysées de ALADIN. La période d'étude s'étend du 15 juillet au 15 août 2009. D'abord, la comparaison entre les deux produits d'estimations par satellite (Land-SAF, MODIS) a mis en évidence l'impact des différences instrumentales sur les restitutions diurnes de températures de surface. En effet, le produit du Land-SAF est basé sur les images SEVIRI alors que le second produit utilise les observations de l'instrument MODIS. Les différences d'angles d'observations induisent des différences de Ts pouvant atteindre localement plus de 8K à 12h pour les angles zénithaux positifs supérieurs à  $40^\circ$ . Ce résultat est cohérent avec les résultats présentés dans [Trigo *et al.*, 2008a]. Si les angles d'incidence des 2 instruments sont très différents par rapport à l'angle d'incidence du rayonnement solaire, la portion de surface ombragée dans le pixel diffère. Les zones ombragées présentent une température plus faible. En conservant uniquement les observations MODIS effectuées avec un angle fortement négatif (inférieur à  $40^\circ$ ), les écarts moyens sont réduits à 1.4K à 12h et la cohérence avec les angles d'observations de SEVIRI est mieux respectée sur l'Europe à 12h.

La comparaison entre les Ts et les T2m est délicate puisqu'on ne compare pas directement la même grandeur physique. La contamination atmosphérique dans le signal mesuré par une T2m peut-être significative ([Mahfouf *et al.*, 2009]). il se pose également des problèmes d'échelle liés à la nature même de la mesure satellitaire. Par rapport aux autres estimations de Ts, les T2m sont globalement plus froides la journée. Le cycle diurne est moins marqué. Ce phénomène se répercute également sur les analyses de Ts de ALADIN et semble plus prononcé sur la partie sud du domaine pendant la journée. Pendant la nuit, la stabilité de la couche limite atmosphérique réduit l'effet de la contamination atmosphérique. Les écarts entre les Ts et les T2m sont faibles. En conclusion et d'après les résultats présentés dans [Guedj *et al.*, 2011a], la comparaison entre les Ts restituées et les observations indépendantes a montré que les canaux IR8.7 et IR10.8 produisent les Ts les plus réalistes. Les canaux IR3.9 et IR12.0 ne peuvent pas être utilisés (bruit et faible sensibilité à la surface).

Pour compléter cette comparaison, les températures de brillance de SEVIRI ont été simulées avec le modèle de transfert radiatif RTTOV suivant 3 configurations de surface. Deux configurations expérimentales (EXP8.7 et EXP10.8) utilisent les atlas d'émissivité du Land-SAF et la Ts restituée au canal IR8.7 ou IR10.8 respectivement (EXP8.7 et EXP10.8). Dans ce cas, la Ts restituée de l'un des 2 canaux est allouée à tous les canaux puisqu'elle ne dépend pas de la longueur d'onde. Ces deux expériences sont comparées à une expérience de contrôle équivalente à celle qui est opérationnellement implémentée dans ALADIN. La configuration de contrôle (CTL) utilise une émissivité fixée à 0.98 sur les continents et la température de surface provenant de l'analyse de surface ALADIN. Le tableau 3.1 résume les différentes configurations testées. Précisons ici qu'il ne s'agit pas d'expériences d'assimilation mais de simulations de transfert radiatif effectuées dans le cadre du modèle du modèle ALADIN.

Les simulations ont été calculées à 0h, 6h, 12h et 18h pour la période du 15 juillet au 31 août sur l'Europe. L'analyse statistique porte sur les différences entre observations et simulations. Il a été montré que EXP8.7 et EXP10.8 permettent de simuler des températures de brillance plus réalistes que CTL ([Guedj *et al.*, 2011a]). Le tableau 3.2 présente les variations relatives du

TAB. 3.1 – Configurations pour les simulations de températures de brillance de SEVIRI

Canaux	WV6.2	WV7.3	IR8.7	IR10.8	IR12.0	IR13.4	Ts	Profils
CTL	$\varepsilon_{0.98}$	$\varepsilon_{0.98}$	$\varepsilon_{0.98}$	$\varepsilon_{0.98}$	$\varepsilon_{0.98}$	$\varepsilon_{0.98}$	ALADIN	
EXP8.7	$\varepsilon_{a8.7}$	$\varepsilon_{a8.7}$	$\varepsilon_{a8.7}$	$\varepsilon_{a10.8}$	$\varepsilon_{a12.0}$	$\varepsilon_{a12.0}$	$TS_{r8.7}$	ALADIN
EXP10.8	$\varepsilon_{a8.7}$	$\varepsilon_{a8.7}$	$\varepsilon_{a8.7}$	$\varepsilon_{a10.8}$	$\varepsilon_{a12.0}$	$\varepsilon_{a12.0}$	$TS_{r10.8}$	ALADIN

nombre d'observations potentiellement assimilables entre CTL d'une part et EXP8.7 ou EXP10.8 d'autre part. Les données assimilables sont comptabilisées si les écarts entre les observations et les simulations sont inférieurs à 1.2K. L'augmentation relative du nombre d'observations est plus forte pour la configuration IR10.8 que la configuration IR8.7. Les corrélations entre observations et simulations de température de brillance pour EXP10.8 sont également améliorées par rapport à CTL ([Guedj *et al.*, 2011a]).

TAB. 3.2 – Variation relative du nombre d'observations SEVIRI potentiellement assimilables entre la configuration de contrôle (CTL) et 2 configurations expérimentales (EXP8.7 et EXP10.8). Les résultats portent sur la période du 15 juillet au 31 août 2009 sur le domaine ALADIN. Les données assimilables sont comptabilisées si les écarts entre les observations et les simulations sont inférieures à 1.2K.

Canaux	IR8.7	IR10.8	IR12.0	IR13.4
EXP8.7		+32.27%	+28.41%	+4.08%
EXP10.8	+62.88%		+57.58%	+4.98%

En conclusion, le canal IR10.8 de SEVIRI semble produire les températures de surface les plus réalistes. La configuration EXP10.8 a été testée dans la cadre de l'assimilation et les résultats sont brièvement présentés dans [Guedj *et al.*, 2011a]. On reviendra plus longuement sur les résultats d'assimilation dans le chapitre 4. Mais on peut logiquement s'attendre à des résultats de restitution de Ts et donc d'assimilation qui dépendent de la saison.

### 3.4 Evaluation des températures de surface en période hivernale

Afin d'étendre l'évaluation des Ts à une période hivernale, nous avons calculé la Ts à partir des canaux SEVIRI avec la méthode décrite dans la section précédente. Ici, la période d'étude s'étend du 1er au 20 janvier 2011 et les développements sont effectués dans le cadre du modèle AROME.

#### 3.4.1 Etude comparative des restitutions de Ts

En moyenne, les Ts restituées aux canaux IR8.7, IR10.8 et IR12.0 (274.3K, 274.3K et 273.9K) sont très proches de celles du Land-SAF (274.7K). Les Ts moyennes du modèle AROME (276.6K) et des T2M (278.2K) sont plus élevées. En terme d'écart-type, les Ts restituées sont plus variables

avec un écart-type moyen de l'ordre de 3.4K pour les 3 canaux et de 4.1K pour le Land-SAF. Il est compris entre 2.3K et 2.9K pour les autres bases de Ts. Les tables 3.3, 3.4 et 3.5 présentent les corrélations, les biais et les erreurs quadratiques moyennes (EQM) calculés entre les jeux de Ts pour la période du 1er au 20 janvier 2011 sur le domaine AROME. Par rapport aux Ts du Land-SAF et aux T2M, les Ts restituées au canal IR10.8 semblent produire les meilleurs résultats (en gras dans les tables). Ceci est tout à fait cohérent avec les résultats obtenus pendant la période estivale et nous encourage à utiliser ce canal en assimilation de données.

TAB. 3.3 – Corrélations spatio-temporelles calculées entre les différentes Ts pour la période du 1er au 20 janvier 2011 sur le domaine AROME

	Ts SAF	Ts Mod	T2m	Tr8.7	Tr10.8	Tr12.0
Ts SAF	1.0000	0.8878	0.8935	0.9753	<b>0.9765</b>	0.9643
Ts Mod		1.0000	0.8583	0.8692	0.8835	0.8574
T2m			1.0000	0.8725	<b>0.8811</b>	0.8587
Tr8.7				1.0000	0.9982	0.9954
Tr10.8					1.0000	0.9958
Tr12.0						1.0000

TAB. 3.4 – Biais calculés entre les différentes Ts pour la période du 1er au 20 janvier 2011 sur le domaine AROME

	Ts SAF	Ts Mod	T2m	Tr8.7	Tr10.8	Tr12.0
Ts SAF	0	-1.8670	-3.5281	0.4350	<b>0.4066</b>	0.8228
Ts Mod		0	-1.6610	2.3021	2.2737	2.6898
T2m			0	3.9631	<b>3.9347</b>	4.3508
Tr8.7				0	-0.0284	0.3877
Tr10.8					0	0.4161
Tr12.0						0

Afin de caractériser la variabilité spatio-temporelle des Ts, des cartes moyennes ont été produites à 0h et 12h (figure 3.3). Les structures spatiales sont cohérentes sur la partie sud et notamment l'Espagne. Des séries temporelles de Ts ont été tracées sur une région de 1° par 1° en Espagne ainsi que le nombre relatif d'observations claires associées (figure 3.4). Les résultats indiquent que par rapport aux Ts du SAF, les Ts restituées sont très proches des Ts du SAF lorsque le nombre d'observations claires couvre plus de 50% de la zone. La dispersion entre les jeux de Ts est élevée pendant la période du 1er au 10 janvier. D'après les images satellite et la situation météorologique, cette dispersion est probablement liée à la présence de nuages bas.

La figure 3.5 présente des séries temporelles de Ts moyennes, par pas de 3h, restituées (en rouge), du Land-SAF (en vert), du modèle AROME (en noir) et du réseau de T2M (en bleu).

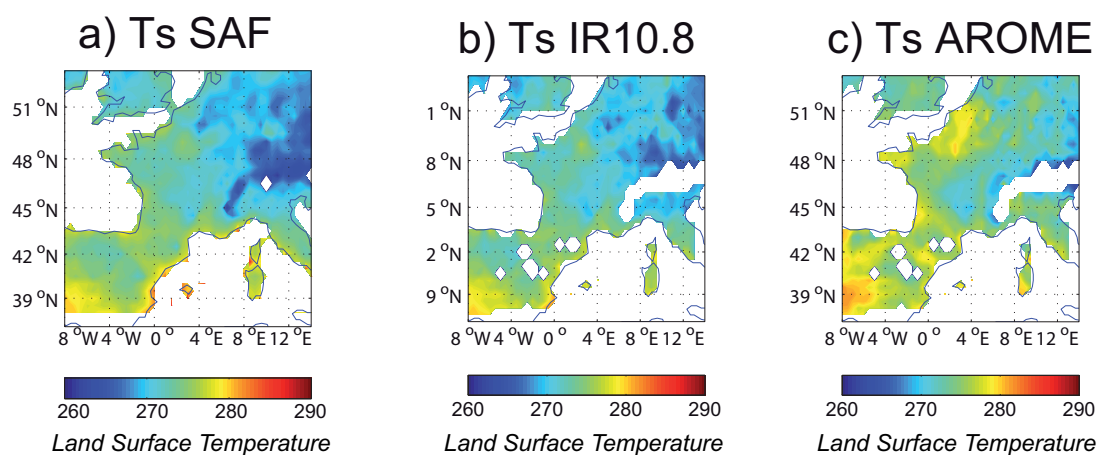
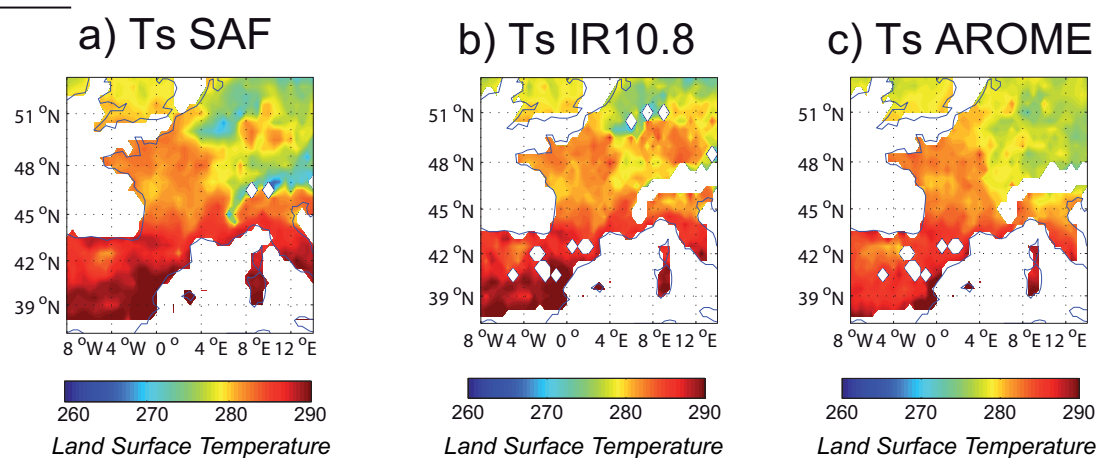
0h12h

FIG. 3.3 – cartes des Ts moyennes a) du Land SAF, b) restituées au canal SEVIRI IR10.8 et c) produites par le modèle AROME à 0h et 12h.

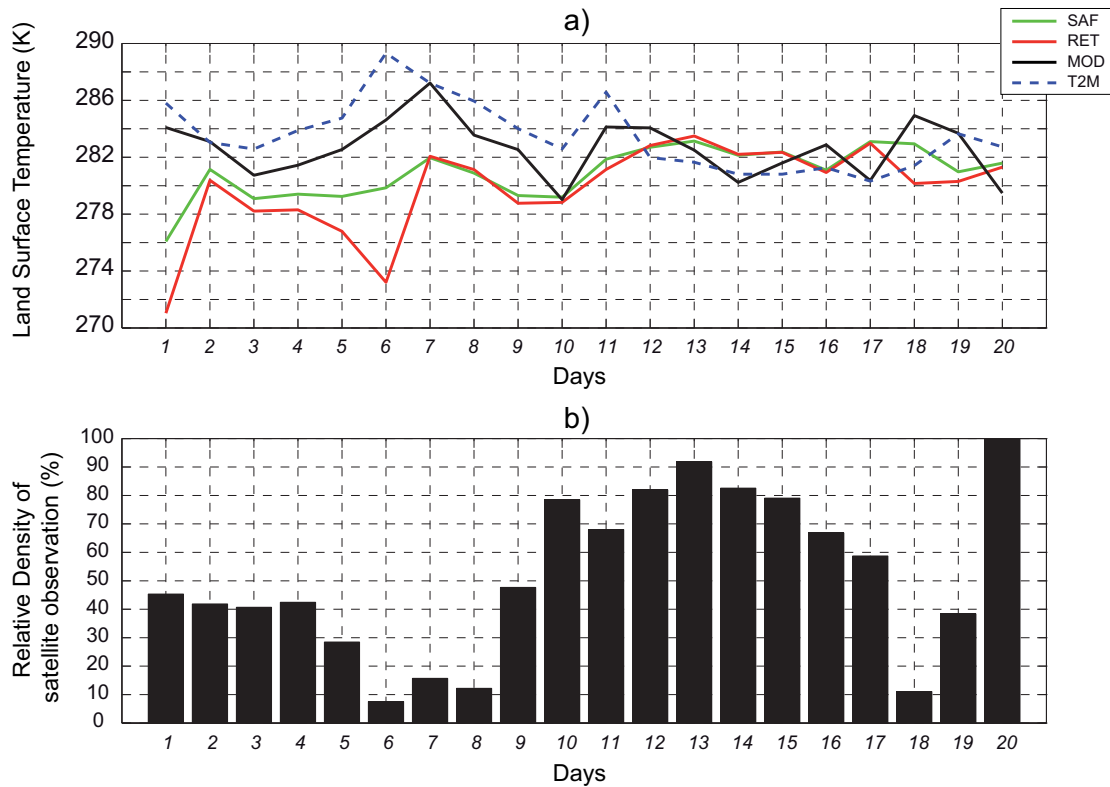


FIG. 3.4 – a) Séries temporelles de Ts restituées, du Land-SAF, du modèle AROME et des T2M pour la période du 1er au 20 janvier 2011 sur une région de  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  au sud ouest de l'Espagne. b) Couverture relative journalière de la région par des observations SEVIRI claires.

TAB. 3.5 – RMSE calculés entre les différentes Ts pour la période du 1er au 20 janvier 2011 sur le domaine AROME

	Ts SAF	Ts Mod	T2m	Tr8.7	Tr10.8	Tr12.0
Ts SAF	0	2.2191	3.7127	0.6209	0.7962	1.1536
Ts Mod		0	1.6616	2.4231	2.3312	2.7180
T2m			0	4.0267	<b>3.9628</b>	4.3647
Tr8.7				0	0.2432	0.5329
Tr10.8					0	0.4342
Tr12.0						0

Les résultats portent sur la période du 1er au 20 janvier 2011 et sur tout le domaine AROME. Les cycles diurnes des Ts restituées et des Ts du SAF sont comparables. Les Ts du modèle sont lissées et suivent les variations d'autant plus lissées des T2M.

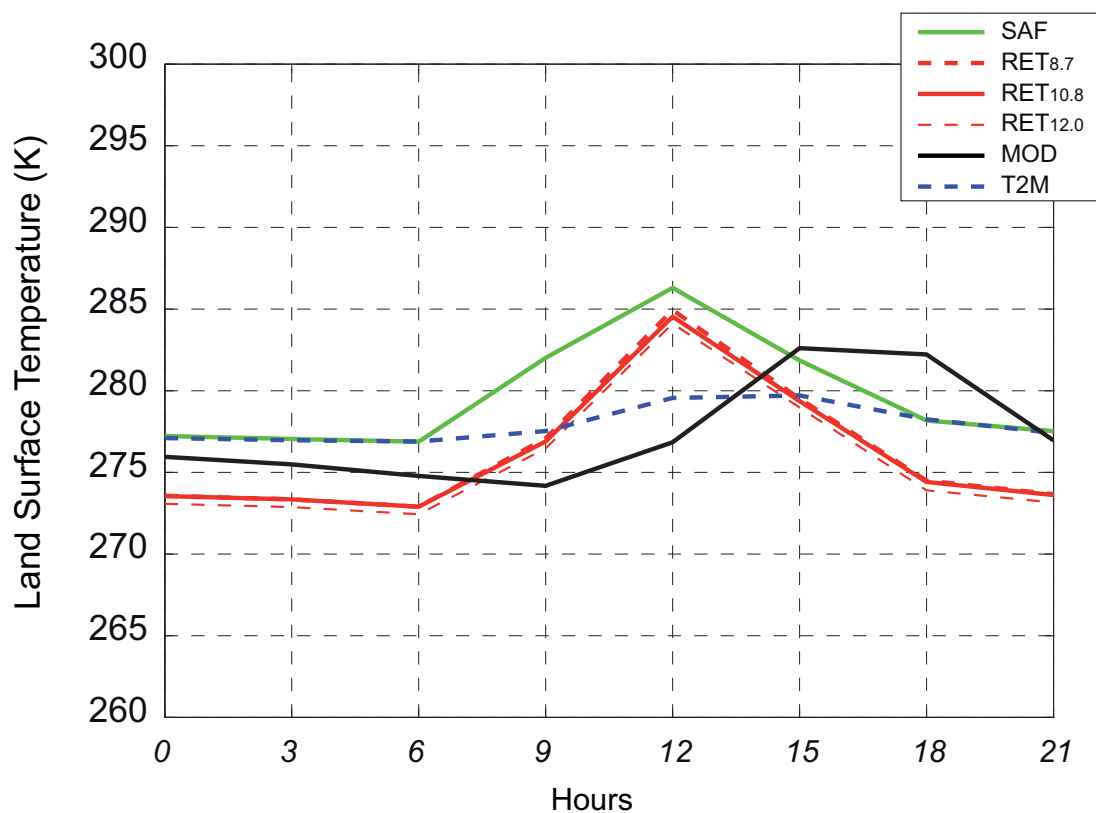


FIG. 3.5 – Séries temporelles de Ts moyennes, par pas de 3h, restituées (en rouge), du Land-SAF (en vert), du modèle AROME (en noir) et du réseau de T2M (en bleu). Les résultats portent sur la période du 1er au 20 janvier 2011 et sur tout le domaine AROME.



### 3.4.2 Simulations des observations SEVIRI

Le modèle RTTOV et les profils atmosphériques produits par le modèle AROME ont été utilisés pour simuler les températures de brillance de SEVIRI sur la période 1er au 20 janvier 2011 suivant différentes configurations. La configuration de contrôle (CTL) utilise une émissivité fixée à 0.98 sur terre et la température de surface provenant du modèle AROME. La configuration expérimentale (EXP) utilise les atlas d'émissivité du Land-SAF moyennés sur la période janvier/février 2010 et la Ts restituée au canal IR10.8. Dans cette configuration, la Ts restituée est allouée à tous les canaux SEVIRI (elle ne dépend pas de la longueur d'onde).

La figure 3.6 présente les histogrammes de fréquence des écarts entre observations et simulations calculés aux canaux SEVIRI selon les configurations CTL (en noir) et EXP (en rouge). Les résultats sont présentés pour les canaux IR (a)IR8.7, b)IR12.0 et c)IR13.4) et les canaux vapeur d'eau (d)WV6.2 et e)WV7.3). Par rapport à la configuration CTL, l'écart-type et le biais des innovations sont globalement plus proches de 0 avec la configuration EXP. En particulier, on constate que l'impact est plus marqué pour les canaux fenêtres IR8.7 et IR12.0 qui sont fortement sensibles à la surface. Il est également positif pour les canaux IR13.4 et WV7.3 dans une moindre mesure. Des cartes de corrélations entre les températures de brillance simulées et observées ont été produites afin de spatialiser les impacts du changement de configuration de surface (figure 3.7). Les corrélations sont calculées pour les canaux a)IR8.7, b)IR12.0 et c)IR13.4 et d)WV7.3 et portent sur la période du 1er au 20 janvier 2011. Les cartes montrent que la cohérence spatio-temporelle entre les observations et les simulations est améliorée dans EXP par rapport à CTL, notamment au sud. En moyenne, l'impact est moins marqué pour les canaux IR13.4 et WV7.3 mais il demeure positif. Ces résultats indiquent que le modèle de transfert radiatif simule mieux les températures de brillance de SEVIRI lorsqu'une température de surface et une émissivité plus réaliste que celles du modèle AROME sont utilisées.

## 3.5 Conclusion

La température de surface a été restituée aux canaux fenêtre SEVIRI (IR3.9, IR8.7, IR10.8 et IR12.0) pendant deux périodes (été et hiver) sur l'Europe. Les profils atmosphériques des modèles de prévision ont été utilisés en entrée du modèle de transfert radiatif RTTOV ainsi que les atlas d'émissivité basés sur le produit du Land-SAF. Par rapport à des mesures indépendantes, il a été montré que les canaux IR8.7 et IR10.8 permettent de restituer des Ts cohérentes aussi bien l'hiver que l'été. De plus, nous avons pu montrer qu'en utilisant à la fois la Ts restituée au canal IR10.8 et l'émissivité du Land-SAF, on améliorerait la qualité des simulations de transfert radiatif des autres canaux SEVIRI. On a constaté que les restitutions de Ts sont sensibles à la couverture nuageuse et qu'une sélection appropriée des observations est indispensable pour réduire les erreurs de Ts restituées. Dans le prochain chapitre, nous avons testé cette nouvelle configuration de surface dans le cadre de l'assimilation de données.

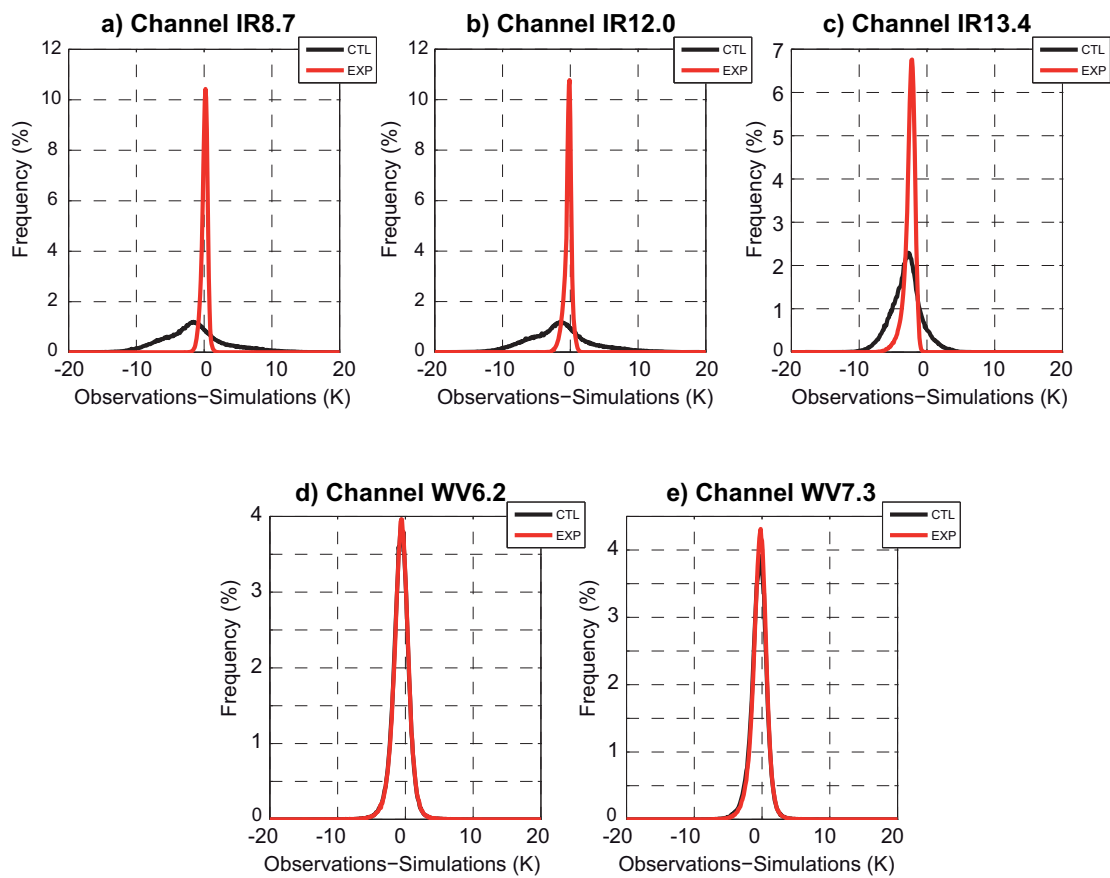


FIG. 3.6 – Histogrammes de fréquence des innovations (observations-simulations) calculées aux canaux SEVIRI pour la période du 1er au 20 janvier 2011 et suivant une configuration de contrôle et une configuration expérimentale EXP10.8. Les résultats sont pour le domaine AROME

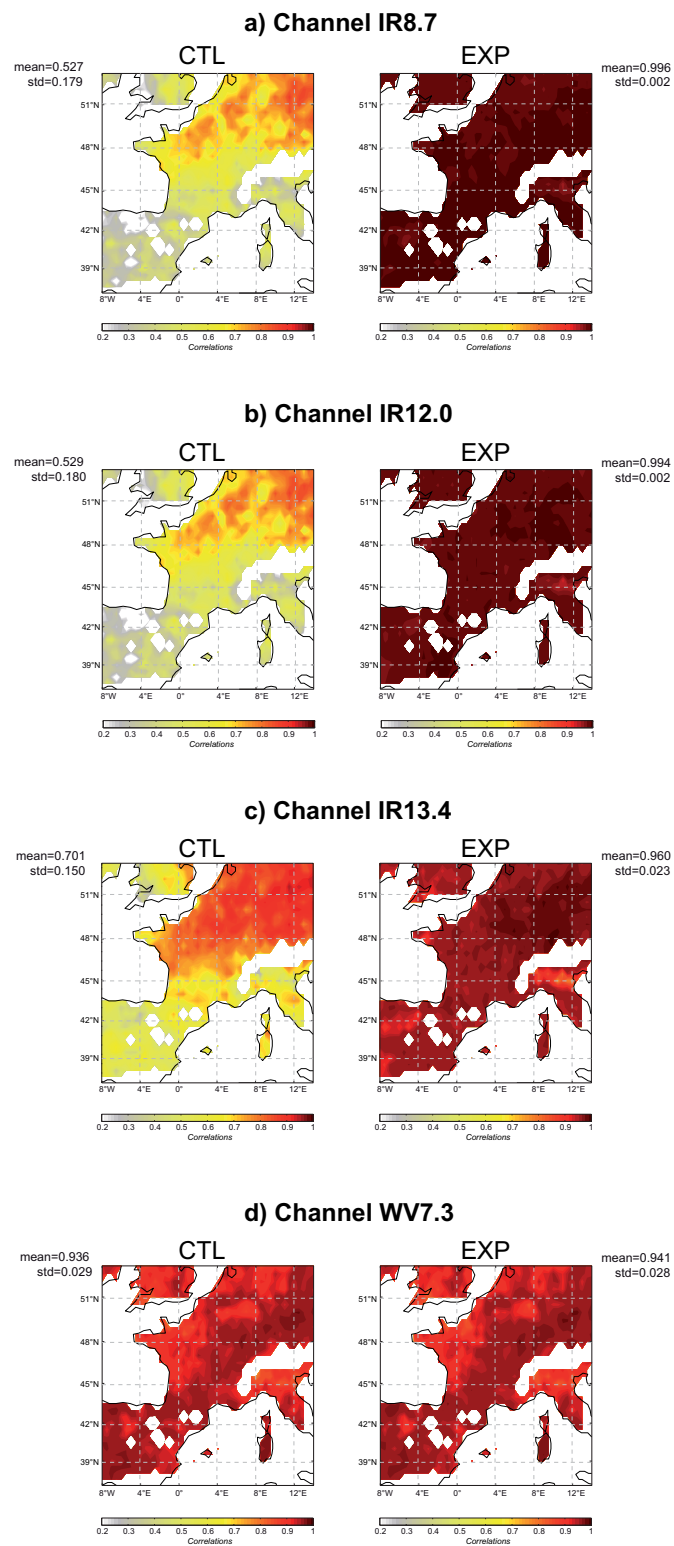


FIG. 3.7 – Cartes des corrélations entre les températures de brillances observées et simulées de SEVIRI aux canaux IR8.7, IR12.0, IR13.4 et WV7.3. Les corrélations sont calculées pour les données comprises dans des boîtes de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  pour la période du 1er au 20 janvier 2011 et pour le domaine AROME

### 3.6 Publication associée au chapitre

## Land surface temperature estimation to improve the assimilation of SEVIRI radiances over land

S. Guedj,<sup>1</sup> F. Karbou,<sup>1</sup> and F. Rabier<sup>1</sup>

Received 4 February 2011; revised 9 April 2011; accepted 19 April 2011; published 22 July 2011.

[1] The aim of this work is to estimate the land surface temperature from satellite observations in order to improve the assimilation of surface-sensitive infrared observations from the Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI). To date, only a few SEVIRI observations are assimilated over land in limited area models; this is due to the still inappropriate description of the land surface in these systems (in both emissivity and surface temperature). In this paper, we demonstrate that the use of land emissivity climatologies at infrared wavelengths together with land surface temperature (LST) retrievals improve the assimilation of SEVIRI radiances against this operational configuration. Emissivity climatologies from the EUMETSAT Land Surface Analysis–Satellite Application Facilities (Land-SAF) were used, and LSTs were retrieved using one SEVIRI window channel and the radiative transfer equation. Retrieved LSTs were evaluated against independent observations/products. Some differences, due to instrumental specifications, were found when comparing SEVIRI and MODIS LSTs, but a good agreement was found between retrieved LSTs and the Land-SAF surface temperature product. The comparison of SEVIRI LSTs and LST analyses from ALADIN/France have pointed out warm (cold) biases during daytime (nighttime), which may be explained by an overall underestimation of the diurnal cycle by the model. The emissivity atlas combined with different LST retrievals were used to simulate SEVIRI radiances using the RTTOV radiative transfer model. A comparison was made between SEVIRI radiance simulations and observations. A significant improvement of the forward model statistics was noticed as well as an increase in the amount of data that could be potentially assimilated in ALADIN/France, compared to the operational setup. These developments were then tested in a context of data assimilation, thus enabling the use of more SEVIRI data over land. Two assimilation experiments were run over a 3 month period during summer 2009, one of which is representative of the operational model while the other differs by the assimilation of more SEVIRI data over land through a better representation of the emissivity and surface temperature. We show that the forecast impact is generally neutral to positive. In particular, SEVIRI data point to positive impact over southern Europe. SEVIRI data are also shown to improve the quality of analyses, particularly those of total column water vapor, and this is substantiated through comparisons with independent GPS measurements.

**Citation:** Guedj, S., F. Karbou, and F. Rabier (2011), Land surface temperature estimation to improve the assimilation of SEVIRI radiances over land, *J. Geophys. Res.*, 116, D14107, doi:10.1029/2011JD015776.

### 1. Introduction

[2] The Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) [Schmetz *et al.*, 2002] is the main payload on board Meteosat Second Generation (MSG) developed by the European Space Agency (ESA) and by European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT). SEVIRI measures “top-of-atmosphere” radiances and reflectances using 12 spectral channels of unprecedented temporal and spatial resolutions every 15 min

and at 3 km, respectively, at the subsatellite point (1 km for the high-resolution visible (HRV) channel). SEVIRI channels give observations of the Earth surface, cloud imaging and tracking, tropospheric humidity and ozone monitoring. They include one near infrared channel (NIR1.6  $\mu\text{m}$ ), three visible (VIS) channels (HRV (high resolution visible), VIS0.6  $\mu\text{m}$  and VIS0.8  $\mu\text{m}$ ), two water vapor (WV) channels (WV6.2  $\mu\text{m}$ , WV7.3  $\mu\text{m}$  for midtropospheric and high-tropospheric humidity measurement) and six infrared (IR) channels. Among the latter, two IR channels serve to monitor ozone and carbon dioxide measurements (at IR9.7  $\mu\text{m}$  and IR13.4  $\mu\text{m}$ , respectively) and four IR channels inform about near-surface temperature and humidity in clear-sky conditions (IR3.9  $\mu\text{m}$ , IR8.7  $\mu\text{m}$ , IR10.8  $\mu\text{m}$ , and IR12.0  $\mu\text{m}$ ).

<sup>1</sup>Météo France, CNRS/CNRM-GAME, Toulouse, France.

**Table 1.** SEVIRI Characteristics and Conditions for Use

Channel	Spectral Band ( $\mu\text{m}$ )	Characteristic	Spatial Resolution (km)	Condition of Use
VIS0.6	0.56–0.71	window	3	not used
VIS0.8	0.74–0.88	window	3	not used
NIR1.6	1.50–1.78	window	3	not used
IR3.9	3.48–4.36	window	3	not used
WV6.2	5.35–7.15	water vapor	3	used (clear sky and above low clouds)
WV7.3	6.85–7.85	water vapor	3	used (clear sky and above low clouds)
IR8.7	8.30–9.10	window	3	Used (clear sky and over sea)
IR9.7	9.38–9.94	ozone	3	not used
IR10.8	9.80–11.80	window	3	used (clear sky and over sea)
IR12.0	11.00–13.00	window	3	used (clear sky and over sea)
IR13.4	12.40–14.40	carbon dioxide	3	not used
HRV	0.4–0.1	window	1	not used

Table 1 gives more details about SEVIRI spectral channels. With such instrumental specifications, SEVIRI yields comprehensive and permanent imaging observations of the Earth that are highly relevant to numerical weather prediction (NWP), both on a global scale [Köpken *et al.*, 2004; Szyndel *et al.*, 2005] and on a regional scale [Montmerle *et al.*, 2007; Stengel *et al.*, 2009].

[3] The use of SEVIRI radiances in limited area models remains a very challenging issue. To date, and due to various limitations, only few channels are assimilated in most limited area models (LAMs). High-density WV channels and the CO<sub>2</sub> channel are operationally assimilated in the HIRLAM forecast system of the Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI) even in cloudy conditions [Stengel *et al.*, 2009, 2010]. The Met Office also assimilates WV channels into its NAE and UK4 operational systems and three IR channels over sea surfaces [Kelly, 2008]. IR observations of surface-sensitive channels are still constantly rejected over land. In the Météo France limited area model ALADIN, only 5 channels out of 12 are operationally assimilated (WV6.2, WV7.3, IR8.7, IR10.8, and IR12.0) mainly over sea and under clear-sky conditions (above clouds if not sensitive to the surface), as indicated in Table 1. Clouds are identified after the cloud type product developed by the Centre de Météorologie Spatiale (CMS) in the framework of the EUMETSAT Satellite Application Facilities for Nowcasting and Very Short Range Forecasting (SAF-NWC) [Derrien and LeGléau, 2005]. The effective observation error correlation between two observations used in the assimilation [Liu and Rabier, 2003] is lessened by the use of a 70 km thinning distance.

[4] Limited area models have such a fine space and time resolutions that it is necessary to treat SEVIRI radiances adequately to glean useful information about the surface and the atmosphere. Therefore, it is of prime importance to bias correct observations, to perform accurate radiative transfer simulations, to account for or remove the effect of clouds, and to specify observation and background errors among others. As most limited area models pertain to continental surfaces, it is deemed binding to improve the description of the surface (temperature and emissivity) before assimilating high-density SEVIRI observations.

[5] In limited area models, the land surface emissivity (LSE) and land surface temperature (LST) descriptions are still below NWP requirements. Since the eighties, many NWP models use a constant land emissivity value (0.98) in

the infrared part of the electromagnetic spectrum [Sellers *et al.*, 1988]. However, LSE varies, at least in space and in time, and depends on the soil type, the moisture, the roughness, the land cover, and the vegetation type/density [Salisbury and Daria, 1992; Van De Griend and Owe, 1993; Snyder *et al.*, 1998; Peres and DaCamara, 2004; Jin and Liang, 2006; Olioso *et al.*, 2007; Trigo *et al.*, 2008a; Seemann *et al.*, 2008]. Moreover, LSE may also reveal spectral and angular dependencies [Dozier and Warren, 1982; Becker, 1987; Rees and James, 1992; McAtee *et al.*, 2003]. A better description of the LSE in NWP is thus a prerequisite before SEVIRI observations can be used in limited area models.

[6] Besides a deficient description of the LSE, in most analyses/forecasts, the high variability of the LST is still not well represented, especially the diurnal cycle. Zheng *et al.* [2009], Borbas and Ruston [2010], and Edwards [2010] among others have pointed out a common large cold bias in the analyzed LST of NWP models during daytime over dry areas. As a result, calculations of brightness temperatures for the assimilation of radiances into weather models is biased and rejected by the assimilation system. In most LAMs, the LST analysis is based on the use of (1) information from the past (short range forecast) and (2) together with surface observations (two meter temperature and humidity), climatology atlases and a land surface scheme. The accuracy of analyzed LST is highly dependent on the surface parameterization and also on the available observations. In the ALADIN/France system, LST are analyzed using an optimal interpolation (OI) method [Taillefer, 2002] within the so-called Code d'Analyse Nécessaire a ARPEGE pour ses Rejets et son Initialisation (CANARI) module. The surface observation network is rather dense over France, Switzerland, Germany, and eastern Europe but not as dense over Spain and Italy (meaning higher LST uncertainties). Using many more relevant remote sensing observations should help to better constrain LST analyses.

[7] Many studies that focus on the estimation of LST using infrared observations have been conducted discarding data assimilation. For instance, several methods based on a selected single IR channel or on a combination of IR window channels (from 8 to 13  $\mu\text{m}$ ) have been used [e.g., Prabhakara *et al.*, 1974; McMillin, 1975; Deschamps and Phulpin, 1980; Price, 1984; Susskind *et al.*, 1984; Becker and Li, 1990; Vidal, 1991; Otlé and Vidal-Madjar, 1992; Wan and Dozier, 1996; Sobrino *et al.*, 1996; Qin *et al.*,

2001; Dash *et al.*, 2002; Sobrino *et al.*, 2004a; Sun and Pinker, 2003; Sobrino *et al.*, 2004b; Jiang, 2007; Pinker *et al.*, 2009]. Amid these methods, the so-called split window is based on the differential absorption in 2 adjacent IR channels. In our study, a single channel method was tested in the ALADIN/France system framework to assimilate for the first time IR surface-sensitive radiances. For such a method, a state-of-the-art radiative transfer model is needed in order to account for the atmospheric effect on the measured SEVIRI radiances. The a priori information about the air temperature and humidity can be taken from radiosondes, analyses, or short-range forecasts. The single-channel method was chosen because only one SEVIRI channel must be rejected during the assimilation process unlike other methods such as split window methods that rely on the use of two channels for the estimation of LSTs and therefore imply the rejection of two SEVIRI channels in case of assimilation. Using such a method, the accuracy of LST retrievals mainly depends on the accuracy of the land surface emissivity and of the atmospheric correction. This point will be discussed later.

[8] The main objective of this study is to establish that the use of IR LSE atlas together with LST retrievals improve the assimilation of SEVIRI radiances in the French limited area model ALADIN and is also beneficial for atmospheric analyses and forecasts. In this paper, LSE estimates are provided by the EUMETSAT land surface analysis (LSA)-SAF and LST are retrieved from some selected SEVIRI channels. Section 2 presents the method used to estimate the LST together with an evaluation of the retrieved LSTs against independent surface temperature estimates. Then, additional studies are conducted to evaluate the impact of these alternate LSTs when used as inputs to a state-of-the-art radiative transfer model in section 3. The assimilation results are discussed in the section 4. Conclusions are given in section 5.

## 2. LST Estimations Over Europe

[9] The French 3D-Var mesoscale assimilation and forecast system Aire Limitée Adaptation Dynamique et Développement International (ALADIN/France) is used in this paper. Its geographic domain covers western Europe with a 7.5 km horizontal resolution and 70 vertical levels. Lateral atmospheric boundary conditions are provided by the global Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle (ARPEGE) system.

[10] The impact of updated emissivities and surface temperatures on radiative transfer simulations at SEVIRI wavelengths is evaluated within the ALADIN framework. The RTTOV-8 radiative transfer model is used for this task [Eyre, 1991; Matricardi *et al.*, 2004; Saunders *et al.*, 2006]. RTTOV uses as input short-range forecast of air temperature and humidity profiles from the ALADIN system. Our purpose is to test and select the most appropriate method out of the many existing one that describe the surface in an assimilation mode. Note that observations used for the retrieval have to be discarded from the assimilation process. Split windows methods use as input 2 channels for the atmospheric correction and would need to discard two out of four SEVIRI IR windows channels from the assimilation if such a method was used to estimate the surface temperature.

## 2.1. LST Computation Within ALADIN: Method

[11] The core of this study is the direct retrieval of LST from SEVIRI observations following the method fully described by Karbou *et al.* [2006]. This method, initially developed to estimate the land surface temperature at microwave frequencies, was adapted to SEVIRI observations. Note that similar approaches, out of the context of data assimilation, have been tested using different IR instruments to estimate LST [Price, 1984; Suskind *et al.*, 1984; Ottlé and Vidal-Madjar, 1992; Qin *et al.*, 2001; Sobrino *et al.*, 2004a, 2004b]. Assuming the surface to be flat and specular, and the atmosphere to be plane parallel with no scattering: the radiance  $L_i$  recorded from a given SEVIRI channel with a given view angle ( $\theta$ ) can be expressed as follows:

$$L_i(\theta) = \varepsilon_i(\theta)B_i(\text{LST})\tau_i(\theta) + (1 - \varepsilon_i(\theta))\tau_i(\theta)L_i^\uparrow(\theta) + L_i^\downarrow(\theta) \quad (1)$$

where  $\varepsilon_i$ ,  $\tau_i$ ,  $L_i^\uparrow$ , and  $L_i^\downarrow$  represent the surface emissivity, the atmospheric transmission, and the atmospheric upwelling and downwelling radiances at channel  $i$ , respectively.  $B_i(\text{LST})$  is the emitted radiance given by Planck's function for surface temperature LST.

[12] The value of  $\tau_i$ ,  $L_i^\uparrow$ , and  $L_i^\downarrow$  can be computed using the RTTOV model given *a priori* knowledge of the atmosphere (short range forecasts of air temperature and humidity). If the surface emissivity is known, then the LST can be computed using equation (1).

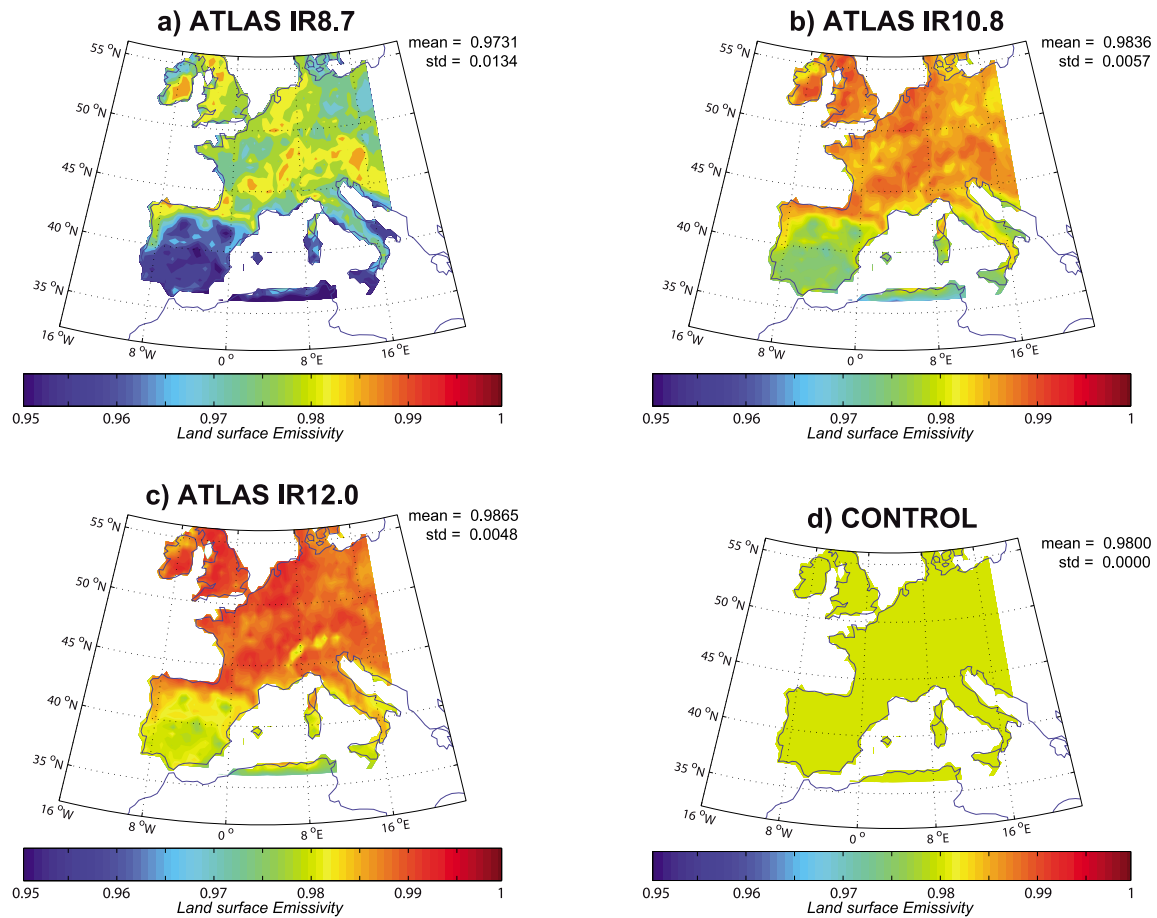
[13] Several global emissivity atlases are available for the scientific community [Seemann *et al.*, 2008; Knuteson *et al.*, 2004; Zhou *et al.*, 2008; Goldberg *et al.*, 2003]. Recently, one of these atlases has been implemented, as an emissivity module, into the last version of the RTTOV model (version 10) [Borbas and Ruston, 2010]. This atlas is based on MODIS observations and laboratory measurements [Seemann *et al.*, 2008; Borbas *et al.*, 2007]. However, RTTOV-10 version has been released recently and has not yet been implemented at Météo France. For instance, ALADIN/France, as most of other NWP models, still uses constant values of LSE for SEVIRI observations.

[14] In order to have more realistic estimations of surface emissivity than the actual default value of 0.98, LSE estimates from the Satellite Application Facility on Land Surface Analysis (<http://landsaf.meteo.pt>) [Dacamara *et al.*, 2006] were used. The Land SAF LSE (called LSE-SAF hereafter) are available for SEVIRI channels centered at 3.9, 8.7, 10.8, and 12.0  $\mu\text{m}$ , as well as broadband values (within the 3 to 14  $\mu\text{m}$  range). These atlases are based on SEVIRI IR images and thus should be well adapted to improve SEVIRI data assimilation. A laboratory spectral reflectance is used to estimate daily LSE-SAF from both vegetation and bare ground samples. Partition between soil and vegetation contribution for emissivity is obtained from the daily fractional vegetation cover (FVC) product at the full spatial resolution of the MSG/SEVIRI instrument. SEVIRI channel response functions are also taken into account in these computations [Caselles *et al.*, 1997; Peres and DaCamara, 2004]. For each pixel, uncertainties of retrievals is stored into the product. The error in emissivity retrieval takes into account errors of the inputs parameters (i.e., the daily FVC, land cover) and the uncertainty associated with multiple reflections within canopies/ground. Daily LSE-SAF for vegetated

D14107

GUEJ ET AL.: LST TO IMPROVE SEVIRI ASSIMILATION OVER LAND

D14107



**Figure 1.** SAF land surface emissivity (LSE) atlases estimated at SEVIRI channels (a) IR8.7, (b) IR10.8, and (c) IR12.0. (d) Atlases are compared with the default static emissivity map of 0.98. Blue (red) refers to low (high) values of emissivity. Daily LSE-SAF data have been averaged to produce one atlas per window channels for the period 15 July to 15 August 2009.

surfaces are associated with rather low uncertainties [Trigo *et al.*, 2008a]. These uncertainties were found to be larger over desert and semiarid areas which may introduce biases if the LSE-SAF are used to estimate LST [Trigo *et al.*, 2008b]. In order to reduce LSE-SAF uncertainties, daily LSE-SAF estimates have been averaged over a 1 month period (from 15 July to 15 August 2009). Figure 1 shows the obtained monthly mean LSE-SAF at IR8.7 (Figure 1a), IR10.8 (Figure 1b), and IR12.0 (Figure 1c). These atlases can easily be compared with the ALADIN/France default emissivity value of 0.98 (Figure 1d) (called LSE-REF hereafter). Blue (red) refer to low (high) values of emissivity. As expected, the LSE-SAF maps exhibit a spatial and spectral variability. For a given location, LSEs are lower at IR8.7 and tend to increase at IR10.8 and IR12.0. For a given channel, LSE over the southern part of Europe is rather low compared to the western part of Europe. This is probably due to scarcer vegetation over this part of the continent [Oliosio *et al.*, 2007]. During the considered one month period, the day-to-day variability of LSE is generally well below 0.5% (not

shown). For some locations, the obtained day-to-day variability estimates are close to 0.5% (mainly over the northern part of Europe). This may be due to some remaining cloud effects. Also, the relatively large SEVIRI view angles are likely to further contribute to increase the uncertainty of the retrievals.

[15] However, in the absence of in situ measurements, the effect of the different LSE estimates are assessed indirectly, using RTTOV simulations. LSE-REF and LSE-SAF were alternatively used to simulate SEVIRI radiances over Europe. Only LSE-SAF monthly mean values at 8.7, 10.8 and 12.0  $\mu\text{m}$  were used. Trigo *et al.* [2008a] suggest that LSE-SAF at IR3.9 should not be used since these estimates are associated with rather high uncertainties. Following this result, and the well-known Sun contamination during daytime, channel IR3.9 has been discarded from this evaluation. Estimated LSE-SAF atlas at a given wavelength is used as input for RTTOV to simulate  $T_b$  at the same wavelengths whenever possible, or at the nearest wavelength of the LSE-SAF atlas. The RTTOV simulations were run over land from



D14107

GUEDJ ET AL.: LST TO IMPROVE SEVIRI ASSIMILATION OVER LAND

D14107

15 July to 31 July 2009. Short-range forecasts of land surface temperature and atmospheric humidity and temperature coming from the operational runs of ALADIN/France were used as input to RTTOV.

[16] Results show that SEVIRI WV channels are almost not sensitive to the LSE (which is expected since these channels receive only a negligible contribution from the surface). The benefit of using LSE-SAF rather than LSE-REF was found to be positive overall at IR8.7, IR10.8, and IR12.0. At  $8.7 \mu\text{m}$ , for instance, the absolute value of the mean bias (observation minus simulation) decreased by 0.5 K to 1 K during daytime over the southern part of Europe.

[17] In section 2.2, monthly mean LSE-SAF are used as input to RTTOV to compute LST at three SEVIRI IR channels (see equation (1)): IR8.7, IR10.8, and IR12.0 (hereafter  $LST_{RET8.7}$ ,  $LST_{RET10.8}$  and  $LST_{RET12.0}$ ).

### 2.2. LST Computation Within ALADIN: Evaluation Against Other Surface Temperature Estimates

[18] As mentioned in section 2.1, LST values were computed at three SEVIRI channels (IR8.7, IR10.8 and IR12.0) using the radiative transfer equation by removing the effects of atmosphere and clouds. The cloud screening was performed using the Cloud Type products from CMS [Derrien and LeGléau, 2005]. RTTOV was used to estimate the atmospheric contributions to the SEVIRI signal. Short-range forecasts of temperature and humidity and LSE-SAF monthly mean estimates serve as input to the radiative transfer model. It is possible that the atmospheric errors be propagated into the estimates of LSTs. Jiménez-Múnoz and Sobrino [2006] have shown that the atmospheric correction can produce an LST error up to 0.7 K. This risk requires the evaluation of LSTs against independent measurements. Our purpose is (1) to check the accuracy of LST retrievals against other LST products and (2) to select the appropriate SEVIRI channel that produces the best LST retrieval.

[19] To examine the accuracy of retrieved LST,  $LST_{RET8.7}$ ,  $LST_{RET10.8}$ , and  $LST_{RET12.0}$  were compared with independent estimations of surface temperature. The comparison was performed over Europe during the summer 2009 (from July 15 to August 15). Surface temperature estimates used for our comparison are as follows:

[20] 1. For  $LST_{MODIS}$  [Wan and Li, 2008], the MOD11 L2 LST product is generated using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) radiances at 1 km spatial resolution. This instrument is on board the Terra and Aqua polar orbiting satellites and observes the Earth with 36 spectral bands using a cross-track scanning technique (the viewing zenith angle varies from  $-55^\circ$  to  $+55^\circ$ ). The combined Terra and Aqua orbits give an overall view of Europe (at 00:00 and 12:00 UTC). The  $LST_{MODIS}$  algorithm is based on the so-called generalized split window (GSW) method. It uses as input MODIS observations from channels 31 ( $11.03 \mu\text{m}$ ) and 32 ( $12.02 \mu\text{m}$ ). The  $LST_{MODIS}$  retrieval method is applied only if the pixel is located over land, below 2000 m and in cloud-free conditions.

[21] 2. For  $LST_{SAF}$  [Trigo et al., 2008a; Freitas et al., 2010], the daily LSE-SAF is, in fact, an internal product used to produce LST fields from thermal infrared SEVIRI observations. LST estimations, using channels 10.8 and  $12.0 \mu\text{m}$ , are retrieved following the GSW method. Note that the deviation between  $LST_{MODIS}$  and  $LST_{SAF}$  can be

partly explained by the use of two different emissivity atlases for the retrievals.

[22] 3.  $LST_{T2M}$  is from observations of two meter temperatures from the French high-resolution network and from other European measurement sites. The density of in situ observations is rather high over France and low over the rest of Europe.

[23] 4.  $LST_{ALADIN}$  is from analyses of land surface temperature from the operational runs of the ALADIN/France assimilation and forecast system (available at 00:00, 06:00, 12:00 and 18:00 UTC).

[24] For the comparison,  $LST_{MODIS}$  is only available at 00:00 UTC (hereafter nighttime) and 12:00 UTC (hereafter daytime).  $LST_{SAF}$ ,  $LST_{T2M}$ ,  $LST_{ALADIN}$  and the three  $LST_{RET}$  are available every 6 h (00:00, 06:00, 12:00 and 18:00 UTC). Locally, the maximum time difference can reach 10 min between all LSTs estimates. Preliminary results of LST comparisons have shown that there is an overall good agreement between  $LST_{MODIS}$  and  $LST_{SAF}$  during nighttime (00:00 UTC). However, a bias of about 5 K was noticed during daytime (12:00 UTC) between the two LSTs. This bias is probably due to differences in the Sun satellite viewing geometry of MODIS and SEVIRI. During daytime and over our domain, MODIS captures a bigger fraction of shadow surfaces than does SEVIRI (Meteosat observed scenes are mostly sunlit). This situation happens when MODIS observes the surface with positive satellite zenith angles (i.e., MODIS observes the surface from the west). In this case, LST differences (MODIS minus SEVIRI) can present larger values [Trigo et al., 2008b]. Figure 2 is a scatterplot of “ $LST_{SAF}$  minus  $LST_{MODIS}$ ” as a function of MODIS Sun satellite viewing angle over Europe and for a 1 month period (15 July to 15 August 2009). The LST bias between MODIS and SEVIRI is below 2 K for MODIS negative angles (less than  $-40^\circ$  of zenith angle). In agreement with Trigo et al.’s [2008b] findings, the scatterplot also shows that the LST bias increases with an increasing MODIS zenith angle (more than 8 K for positive zenith angles greater than  $40^\circ$ ). In the following, only  $LST_{MODIS}$  produced using negative observations angles (less than  $-40^\circ$ ) are considered in the comparison.

[25] Table 2 summarizes the results obtained when inter-comparing all LST data sets. Table 2 presents mean values of surface temperature together with their associated standard deviations, correlations between the different LSTs and also bias and RMS computed each time using a couple of LSTs. The results are shown for daytime (12 h) and nighttime (0 h in italic) using  $LST_{ALADIN}$ ,  $LST_{MODIS}$ ,  $LST_{SAF}$ , and  $LST_{RET}$ .

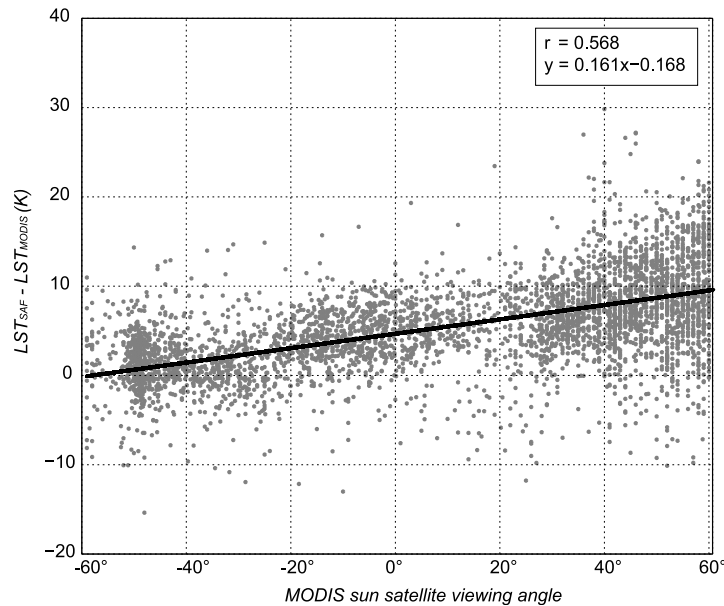
[26] With regards to the mean values, all LSTs appear to be in a rather good agreement. The temporal and spatial agreements seem to be better between  $LST_{SAF}$  and  $LST_{RET8.7}$  or  $LST_{RET10.8}$ .

[27] Results from  $LST_{RET8.7}$ ,  $LST_{RET10.8}$  appear to be very promising (larger correlations with  $LST_{MODIS}$  and  $LST_{SAF}$  and lower biases and RMSE). Results from  $LST_{RET12.0}$  seem to be less convincing and this may be due to the lower sensitivity of this channel to the surface compared with IR8.7 and IR10.8 (on average, the atmospheric transmission is close to 0.71 for channel IR10.8 whereas it is below 0.6 for channel IR12.0).  $LST_{T2M}$  were also compared to other LSTs using a limited amount of observations (120 points).

D14107

GUEJ ET AL.: LST TO IMPROVE SEVIRI ASSIMILATION OVER LAND

D14107



**Figure 2.** Scatterplot of daytime (12 h)  $LST_{SAF}$  minus  $LST_{MODIS}$  (Y axis), as a function of MODIS Sun satellite viewing angle (X axis). Correlation is computed, and regressions are also plotted over the scatterplot. Results are for the period of July 15 to August 15 2009.

However, it is not expected that  $LST_{T2M}$  should perfectly agree as the physical quantity measured is different between 2m and surface temperatures. As anticipated, the averaged  $LST_{T2M}$  was around 301.6 K versus 306.8 K for  $LST_{ALADIN}$ , 306.4 K for  $LST_{MODIS}$ , 311.4 K for  $LST_{SAF}$ , and 310.6, 310.1, and 309.7 K, for  $LST_{RET8.7}$ ,  $LST_{RET10.8}$ , and  $LST_{RET12.0}$ , respectively. Note that  $LST_{MODIS}$  and other LSTs retrievals do not use the same emissivity atlas. This could explain the difference. In order to further intercompare the LSTs, different domains over Europe were selected (grid boxes of  $2^\circ \times 2^\circ$ ): Figure 3 shows several time series of daily mean LSTs at 0 h over Italy (Figure 3a) and 12 h over Spain (Figure 3b). For Figures 3a and 3b, the comparison is made between  $LST_{ALADIN}$  (dotted thin line),  $LST_{SAF}$  (black thin line),  $LST_{RET10.8}$  (black thick line),  $LST_{T2M}$  (dotted thick line), and  $LST_{MODIS}$  (gray dots). The results are for the period of 15 July to 15 August 2009, Figure 3a) shows that during nighttime,  $LST_{SAF}$ ,  $LST_{MODIS}$  and  $LST_{RET10.8}$  are in very good agreement whereas  $LST_{T2M}$  and  $LST_{ALADIN}$  exhibit larger values of temperature. The variability in time seems to be well represented in all LSTs. However, in terms of absolute values, during daytime, a large dispersion between the five data sets can be noticed (see Figure 3b).  $LST_{SAF}$  and  $LST_{RET10.8}$  stay in good agreement but show warmer values than other LSTs, especially the model LST. If one focuses on comparing  $LST_{ALADIN}$  and  $LST_{RET10.8}$ , one can indeed notice that significant differences exist between the two LSTs. In fact,  $LST_{ALADIN}$  shows a cold bias during daytime and a warm bias during nighttime when compared to  $LST_{RET10.8}$  over the southern part of Europe. Figure 4 presents maps of mean “ $LST_{RET10.8}$  minus  $LST_{ALADIN}$ ”. Data cover the period from 15 July to 15 August 2009. Red (blue) indicate that  $LST_{RET10.8}$  are warmer (colder) than  $LST_{ALADIN}$ . The temperature bias is below 5 K at 0 h and 6 h,

whereas it can locally reach 15 K at 12 h (especially over Spain). The bias suggests some fundamental difficulties in the model’s physical parameterizations to reproduce large diurnal cycles.

[28] On the other hand, we are quite satisfied with the good agreement between  $LST_{SAF}$  and  $LST_{RET10.8}$ . Histograms of the LSTs are presented in Figure 5 for the summer

**Table 2.** Mean, Standard Deviation, Correlation, Bias and RMS for Statistical Comparison Between  $LST_{ALADIN}$ ,  $LST_{SAF}$ ,  $LST_{MODIS}$ ,  $LST_{RET}$  in Daytime (12:00 UTC) and Nighttime (00:00 UTC)<sup>a</sup>

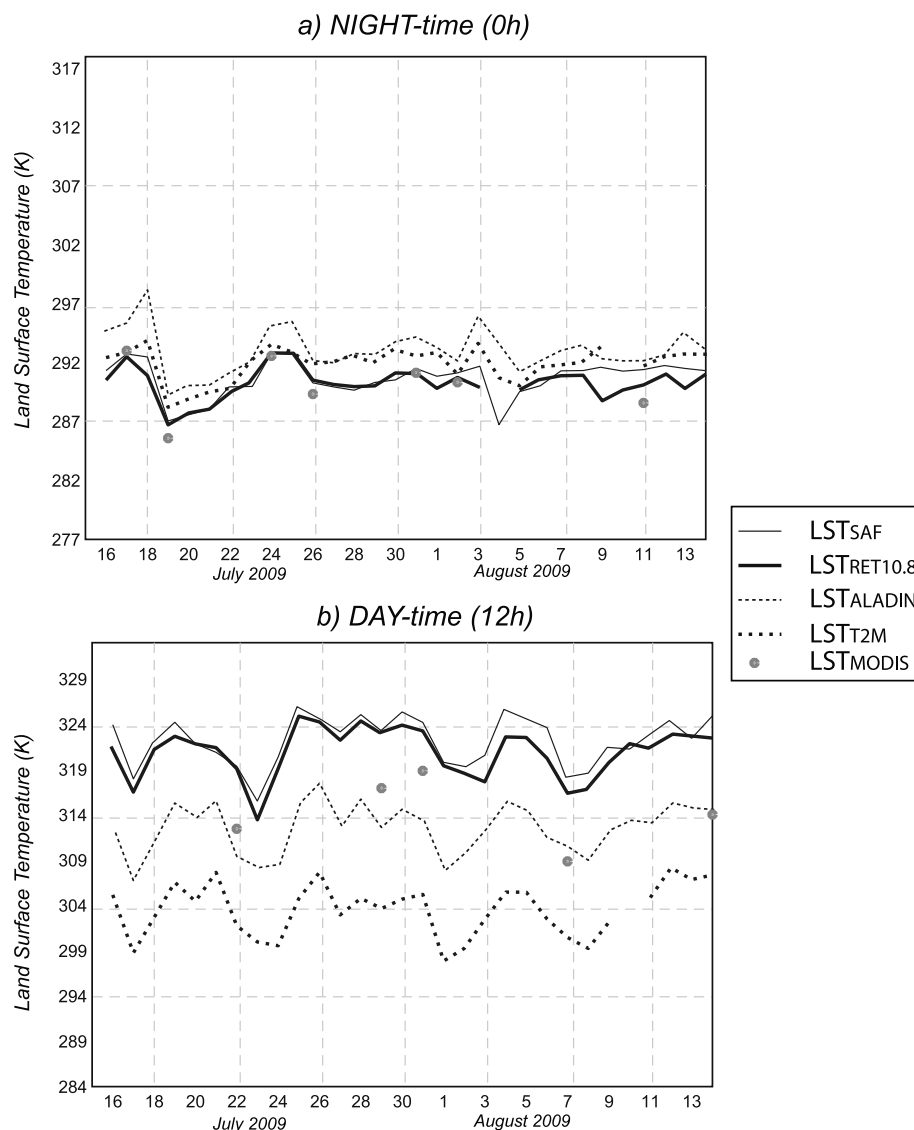
	Model ALADIN	Observations		SEVIRI Retrievals		
		SAF	MODIS	IR8.7	IR10.8	IR12.0
Mean	306.5	308.6	307.2	307.8	307.3	306.3
	<i>291.2</i>	<i>289.7</i>	<i>290.2</i>	<i>289.8</i>	<i>289.6</i>	<i>289.2</i>
SD	5.9	7.0	7.8	7.6	7.6	7.9
	<i>4.6</i>	<i>4.4</i>	<i>3.3</i>	<i>4.9</i>	<i>4.7</i>	<i>4.9</i>
Corr						
SAF	0.77	1.00	0.88	0.98	0.95	0.91
MODIS	0.73	0.88	1.00	0.86	0.96	0.82
SAF	<i>0.84</i>	<i>1.00</i>	<i>0.77</i>	<i>0.98</i>	<i>0.97</i>	<i>0.95</i>
MODIS	<i>0.71</i>	<i>0.77</i>	<i>1.00</i>	<i>0.77</i>	<i>0.76</i>	<i>0.74</i>
Bias						
SAF	2.05	0.00	1.37	0.93	1.22	2.22
MODIS	-0.68	-1.37	0.00	-0.64	-0.15	0.84
SAF	<i>1.55</i>	<i>0.00</i>	<i>0.53</i>	<i>-0.14</i>	<i>0.09</i>	<i>0.50</i>
MODIS	<i>1.02</i>	<i>0.53</i>	<i>0.00</i>	<i>0.39</i>	<i>0.62</i>	<i>1.03</i>
RMSE						
SAF	4.9	0.00	3.9	2.4	2.6	3.9
MODIS	5.3	3.9	0.00	4.1	4.1	4.7
SAF	<i>2.53</i>	<i>0.00</i>	<i>3.01</i>	<i>1.23</i>	<i>1.12</i>	<i>1.64</i>
MODIS	<i>3.54</i>	<i>3.01</i>	<i>0.00</i>	<i>3.35</i>	<i>3.22</i>	<i>3.53</i>

<sup>a</sup>Values in italics are for nighttime. Results are for the period from 15 July to 15 August 2009 over the ALADIN/France domain. The amount of available data is about 12,177 for nighttime and 7570 for daytime.

D14107

GUEJ ET AL.: LST TO IMPROVE SEVIRI ASSIMILATION OVER LAND

D14107



**Figure 3.** Time series of (a) nighttime (0 h) and (b) daytime (12 h) of daily averaged LST<sub>ALADIN</sub> (thin dotted line), LST<sub>SAF</sub> (thin black line), LST<sub>RET10.8</sub> (thick black line), LST<sub>T2M</sub> (thick dotted line), and LST<sub>MODIS</sub> (gray dots). Daily mean LST values were computed using LSTs falling within a grid box of  $2^\circ \times 2^\circ$  over Italy (for nighttime) and over Spain (for daytime).

2009 over the ALADIN domain: the dotted black line refers to LST<sub>ALADIN</sub>, the black line refers to LST<sub>RET10.8</sub> using the single-channel method and the gray line is for LST<sub>SAF</sub>. As expected, LSTs retrieved at channel IR10.8 is quite close to Land-SAF LSTs. This suggests that we would have a quite similar impact if we use LST<sub>SAF</sub> instead of LST<sub>RET10.8</sub> as input to the RTTOV model. As a matter of fact, both LSTs use LSE-SAF: on a daily basis for LST<sub>SAF</sub> and on a monthly basis for LST<sub>RET10.8</sub>. Moreover, LST<sub>RET10.8</sub> only uses radiances at channel IR10.8, whereas LST<sub>SAF</sub> uses information from channel IR10.8 and IR12.0.

[29] Results from this comparison point out to a very probable added value if LST are retrieved from a single channel (mainly IR8.7 or IR10.8) in the assimilation of SEVIRI radiances over land. In order to perform a more in depth evaluation, RTTOV simulations at SEVIRI channels were performed and compared with observations before assimilation trials.

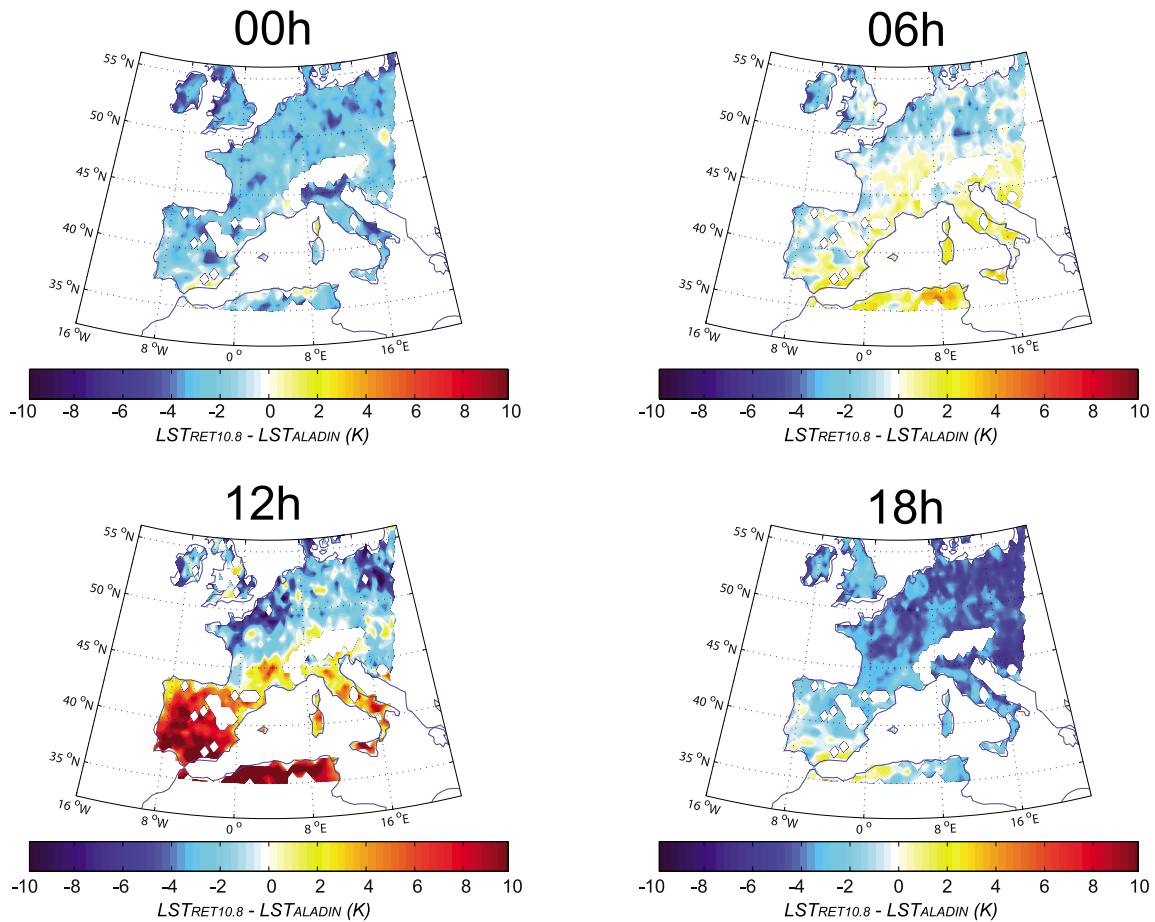
### 3. Impact of LSTs on RTTOV Simulations

[30] SEVIRI radiances were simulated during 45 days (15 July to 31 August 2009) using the radiative transfer model

D14107

GUEDJ ET AL.: LST TO IMPROVE SEVIRI ASSIMILATION OVER LAND

D14107



**Figure 4.** Mean maps of  $LST_{RET10.8}$  minus  $LST_{ALADIN}$  over the ALADIN/France domain at 0, 6, 12, and 18 h. Results are for the period 15 July to 15 August 2009. Blue (red) indicates that  $LST_{RET10.8}$  is colder (warmer) than  $LST_{ALADIN}$ .

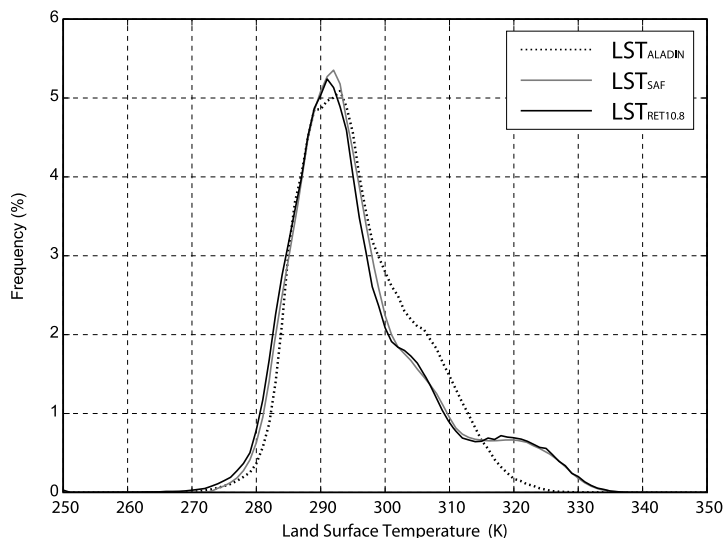
RTTOV. Atmospheric temperature and humidity profiles from ALADIN/France short-range forecasts were used as input to RTTOV. For LSE and LST estimates, several configurations were tested: (1) CTL (same configuration as the operational ALADIN/France system with static LSE of 0.98, LST coming from  $LST_{ALADIN}$ ); (2)  $EXP_{ATLAS}$ , (CTL + LSE-SAF +  $LST_{ALADIN}$ ); (3)  $EXP_{RET8.7}$ , (CTL + LSE-SAF +  $LST_{RET8.7}$ ); (4)  $EXP_{RET10.8}$ , (CTL + LSE-SAF +  $LST_{RET10.8}$ ); and (5)  $EXP_{RET12.0}$ , (CTL + LSE-SAF +  $LST_{RET12.0}$ ).

[31] LSE-SAF denotes LSE atlas generated using SAF Land emissivities averaged over a month.  $LST_{RET_{x,y}}$  denotes LST retrieved within ALADIN using observed  $T_b$  at SEVIRI channel IR<sub>x,y</sub>.  $LST_{ALADIN}$  is the land surface temperature taken from ALADIN operational analyses. If a SEVIRI channel is involved with LST retrieval, it is discarded for future use.

[32] Figure 6 illustrates histograms of observed  $T_b$  minus simulated  $T_b$  over Europe. Whenever possible (i.e., channel not used for LST retrieval), simulations were computed for SEVIRI channels IR8.7 (Figure 6a), IR10.8 (Figure 6b), IR12.0 (Figure 6c), and IR13.4 (Figure 6d). Results are

shown for four configurations: CTL (thick solid curve),  $EXP_{ATLAS}$  (thin black curve),  $EXP_{RET8.7}$  (thick gray curve), and  $EXP_{RET10.8}$  (thick black curve), respectively. As expected, no significant positive impact was found on the simulations for configuration  $EXP_{RET12.0}$ . One can notice that the  $EXP_{ATLAS}$  histograms present some similarities with CTL histograms, especially for window channels. Nevertheless, the bias is slightly reduced for channel IR13.4 (−1.69 to −1.31) and channel WV7.3 (−0.083 to −0.046) (not shown). Even if averaged weighting functions of WV channels and channel IR13.4 peak quite high in the atmosphere, the bias reduction suggests that for some dry conditions, the surface emission can contribute to the measured signal. The bias and standard deviations are significantly improved when using  $EXP_{RET8.7}$  and  $EXP_{RET10.8}$  configurations compared to CTL.  $EXP_{RET10.8}$  on channels IR12.0 and IR13.4 give the best results.

[33] Correlations between observations and simulations were also mapped for SEVIRI channel IR8.7, IR10.8, IR12.0 and IR13.4. The correlations were computed between observations and simulations falling within a grid cell of



**Figure 5.** Frequency histograms (%) of  $LST_{RET10.8}$  (black line),  $LST_{SAF}$  (gray line), and  $LST_{ALADIN}$  (dotted line). Results are for the period from 15 July to 15 August 2009 over the ALADIN/France domain.

$0.5^\circ \times 0.5^\circ$ . Figure 7 shows mean correlation maps of channels IR8.7 (Figure 7a) and IR10.8 (Figure 7b) for the period of 15–31 July and for configurations  $EXP_{ATLAS}$  (Figure 7, left),  $EXP_{RET8.7}$  and  $EXP_{RET10.8}$  (Figure 7, right). Larger correlations are obtained for the last two configurations than for the  $EXP_{ATLAS}$ . In order to check which configuration would be the most beneficial for other SEVIRI channels, correlation maps were plotted for SEVIRI channel IR12.0 (Figure 8a) and IR13.4 (Figure 8b).  $EXP_{RET10.8}$  gives the best statistics for both simulations of channels IR12.0 and IR13.4 (larger correlations).

[34] To improve the simulations of SEVIRI radiances is very important for data assimilation. Any selected channel must satisfy several conditions before an observation can be assimilated. Among these conditions, the forward model must be able to perform realistic radiance simulations (the absolute value of observations minus simulations should be smaller than a given threshold). The increase/decrease in the amount of data during the assimilation was computed using our experiments. Observations of SEVIRI channel IR8.7, IR12.0 and IR13.4 are accounted for if the absolute value of “observed  $T_b$  minus simulated  $T_b$ ” is below 1.2 K. Figure 9 shows a mean density map of assimilated SEVIRI observations from channel IR8.7 (Figure 9a), IR12.0 (Figure 9b), and IR13.4 (Figure 9c) using three configurations: CTL (Figure 9, left),  $EXP_{ATLAS}$  (Figure 9, middle) and  $EXP_{RET10.8}$  (Figure 9, right). No observations from IR SEVIRI channels are assimilated in ALADIN over land (black listed). However, one could also compute the number of observations that maybe potentially assimilated over land in CTL. For channels IR8.7 and IR12.0, maps show that this number is very similar to the one obtained from  $EXP_{ATLAS}$ . Results are for the period of July 15 to August 31 2009 over the ALADIN/France domain. With regards to the CTL and for the same period, Table 3 summarizes the increase of assimilated SEVIRI observations over land for configurations  $EXP_{ATLAS}$ ,  $EXP_{RET8.7}$  and  $EXP_{RET10.8}$ . The number of

observations that may be potentially assimilated is systematically positive. The use of the  $EXP_{ATLAS}$  configuration also seems beneficial for SEVIRI channel IR13.4 even if this channel is less sensitive to the surface. This channel is sensitive to the temperature throughout the atmosphere. In some specific dry conditions, the contribution from the surface can be significant.

[35] To conclude this section, the effects of an updated LST, directly retrieved from SEVIRI observations, on simulated  $T_b$  were examined. SEVIRI channel IR10.8 seems to be the best candidate to realistically describe the land surface temperature over the ALADIN/France domain. Impacts of using the LSE and the derived LST in the context of assimilation are discussed in the following.

## 4. Assimilation Experiment and Evaluation

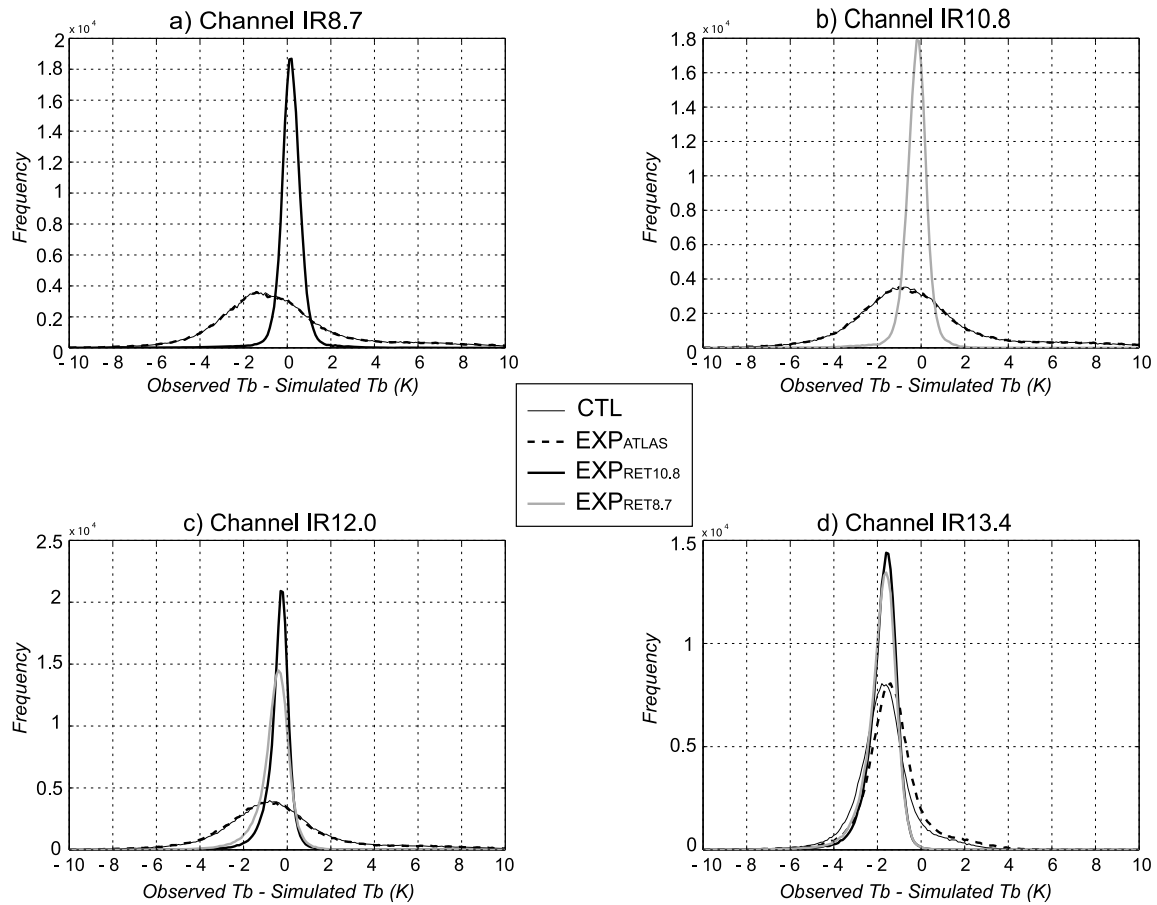
### 4.1. Experimental Setup

[36] Our goal in these experiments is to assess the impact of SEVIRI observations in 3DVAR when these data are assimilated over land surfaces. Our study focusses on summer 2009. Therefore, two assimilation experiments were run with ALADIN/France from 15 July to 15 October. The control experiment (CTL hereafter) relies on the version which was operational in 2010. As in the operational model, CTL assimilates a substantial amount of heterogeneous observations including conventional measurements (surface stations, upper air measurements, radiosondes and buoys) and remote sensing observations (radiances from polar and geostationary satellites, GPS Radio Occultation and atmospheric motion vectors). For SEVIRI observations, CTL uses a constant value of 0.98 for land emissivity. The second experiment (hereafter referred to as EXP) differs from CTL by the use of LSE-SAF climatology and  $LST_{RET10.8}$ . Let us recall that in this case, the IR10.8 observations are no longer used in the assimilation and the LST-ALADIN is replaced by  $LST_{RET10.8}$ . We also use LST retrievals in EXP as a

D14107

GUEJ ET AL.: LST TO IMPROVE SEVIRI ASSIMILATION OVER LAND

D14107



**Figure 6.** Observed  $T_b$  minus simulated  $T_b$  histograms of SEVIRI channels (a) IR8.7, (b) IR10.8, (c) IR12.0, and (d) IR13.4 for the period 15 July to 31 July. Different configurations has been used to simulate  $T_b$ : CTL (thick solid line), EXP<sub>ATLAS</sub> (thin black line), EXP<sub>RET8.7</sub> (thick gray line), and EXP<sub>RET10.8</sub> (thick black line); see section 2 for more details about configurations.

slack variable in the analysis of the 3D-Var assimilation framework.

[37] The method we used to retrieve LST could introduce at least one type of errors in an assimilation mode: The information from the model background is used twice: once for the LST retrieval and a second time during assimilation. This process may prevents the ALADIN/France system to take advantage of the information content of data during the assimilation. A thorough examination of assimilation experiments must be conducted to detect any possible drift of the system and to see if the system is able to extract useful information from observations. This point has been carefully examined and is discussed in the following. A similar approach has been tested with success for microwave data and was found to improve the use of these observations in the ARPEGE model [Karbou *et al.*, 2010a, 2010b].

[38] Another difference between CTL and EXP is the assimilation of observations from IR channels (8.7, 12.0, 13.4) over land. Observation error standard deviation for SEVIRI has been increase from 0.9 K in CTL to 1.2 K (for

channel 8.7 and 12.0) and to 1.5 K (IR13.4) in EXP. Systematic errors of SEVIRI observations are estimated using the Variational Bias Correction scheme [Auligné and McNally, 2007]. In the CTL experiment, three predictors are used: two air mass thicknesses (1000 to 300 hPa and 200 to 500 hPa) and the total column water vapor (TCWV). In EXP, a new predictor is added: the surface temperature. Table 4 presents the characteristics of EXP and CTL experiments.

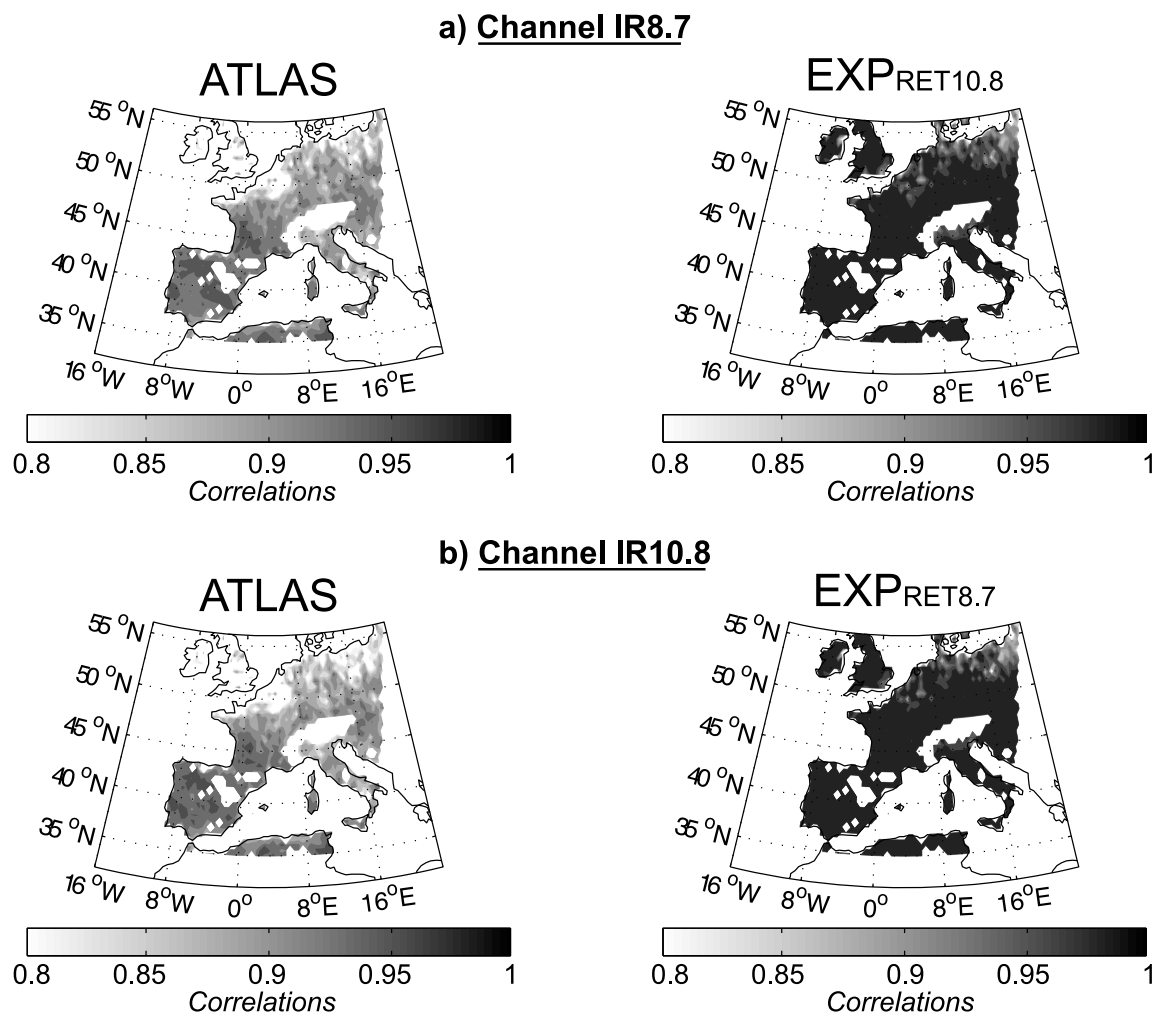
#### 4.2. Analysis and Forecast Impacts

[39] With regard to the CTL and for the period from 1 August to 15 October, the increase of assimilated SEVIRI observations in EXP is about 0.29% for channel WV6.2, 0.33% for channel WV7.3, 88.01% for channel IR8.7, 90.46 for channel IR12.0 and 100% for channel IR13.4 (because this channel is black listed in CTL). Thus, the amount of assimilated SEVIRI observation increases twofold for surface-sensitive channels (IR8.7 and IR12.0). Significant differences were noted between analyses from CTL and EXP. As expected, a significant effect was observed on the integrated parameters at the surface such as TCWV (total column water

D14107

GUEDJ ET AL.: LST TO IMPROVE SEVIRI ASSIMILATION OVER LAND

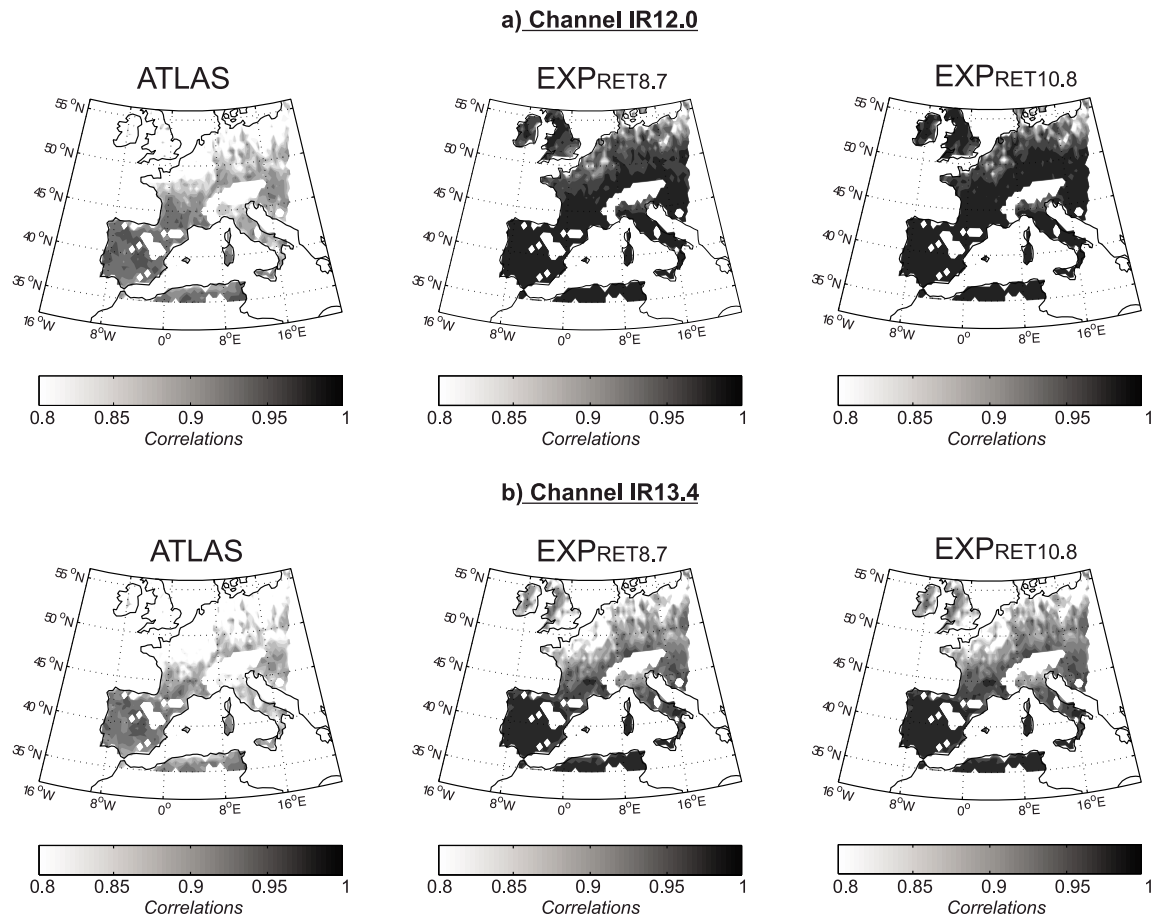
D14107



**Figure 7.** Maps of correlations between observed  $T_b$  and simulated  $T_b$  of SEVIRI channels (a) IR8.7 and (b) IR10.8. The correlations have been computed using data that fall within a grid cell of  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  for the period of 15–31 July 2009. Different configuration have been used to simulate  $T_b$ : EXP<sub>ATLAS</sub> (Figures 7a, left, and 7b, left), EXP<sub>RET10.8</sub> (Figure 7a, right), EXP<sub>RET8.7</sub> (Figure 7b, right). Black (white) refers to high (low) correlations between observations and simulations.

vapor). Figures 10a and 10b show the mean analysis difference in TCWV between EXP and CTL at 12 h (Figure 10a) and 18 h (Figure 10b). TCWV maps are averaged over 45 days (1 September to 15 October 2009). Red (blue) means that EXP contributes to decrease (increase) TCWV in the the analysis with regard to the CTL. The maximum impact is in southern Europe which is associated with the highest number of assimilated SEVIRI observations. The effect exceeds  $4 \text{ kg/m}^2$  of TCWV bias per location which can represent up to 20% change in moisture. At this stage, it is important to assess the appropriateness of the drying or moistening of the analysis. For this, we used GPS data originating from the Villafranca site in Spain. These data are kindly distributed by UCAR/COSMIC (<http://www.suominet.ucar.edu>) [Ware *et al.*, 2000]. Figures 10c and 10d show the time series of daily TCWV from GPS measurements at Villafranca station

(dotted black line), analysis of CTL (gray line) and those of EXP (thin black line) at 12 h (Figure 10c) and 18 h (Figure 10d). Note that overall the GPS measurements are more consistent with EXP than with CTL. At 12 h, the atmosphere is dried out with the assimilation of SEVIRI data and this seems to be consistent with GPS data in particular during September. The same comment applies to the results at 18 h because there is also a drying of the analysis during September in agreement with GPS. The effect on TCWV is smaller at 0 h and 6 h (not shown). The correlations between GPS and analyses of TCWV, including 0, 6, 12, and 18 h cycles, increase from 0.9306 (CTL) to 0.9423 (EXP) for Villafranca GPS station. The improvement in correlation is systematic at all cycles. The representation of the diurnal cycle appears to be improved in EXP. Figure 11 shows the average values of TCWV from GPS (Villafranca), EXP and CTL according



**Figure 8.** Same as Figure 7 but for correlations between observed  $T_b$  and simulated  $T_b$  of SEVIRI channels (a) IR12.0 and (b) IR13.4.

to the assimilation cycle (0–18 h). It may be noted that TCWV in EXP are closer to the GPS in particular at 12 h and 18 h and that the diurnal cycle is best represented in EXP. The impact of SEVIRI data on parameters near the surface is propagated by 3DVAR with some effect in the vertical (midlevel wind, relative humidity and low-level air temperature). Assimilation experiments using only SEVIRI window channels has proven to significantly improve low-level fields of the analysis (not shown). In particular, temperature and humidity over the southern part of Europe are improved when compared with conventional observations. This impact confirms that the assimilation system is able to extract useful information from surface-sensitive observations.

[40] The forecast impacts was studied by examining the short-range verification scores (up to 48 h) from EXP and CTL for precipitation, mass, wind, relative humidity, and temperature fields. For each parameter, the forecast root-mean-square errors (RMSEs) and biases are calculated from 1 August to 15 October 2009; the in situ observations (synoptic, radiosondes) are the verifying estimations. Overall, the forecast impact of EXP is positive over southern Europe and neutral in the remaining model domain. The

forecast improvements (EXP/CTL) with respect to radiosondes have been found to be significant at the 90% confidence level or better for geopotential height, temperature, wind, and humidity. For temperature, EXP forecasts are significantly closer to radiosondes than CTL forecasts; the effect is seen up to 36 h from the surface to 100 hPa. This is also the case when examining the 6 h cumulative rainfall over Spain/Portugal and over France as shown in Figure 12 where forecast scores (bias/rms) are presented as a function of forecast range, synoptic observations being the target estimations. One can note a systematic bias reduction in EXP over Spain and an improvement of forecast RMS errors over France.

## 5. Conclusion

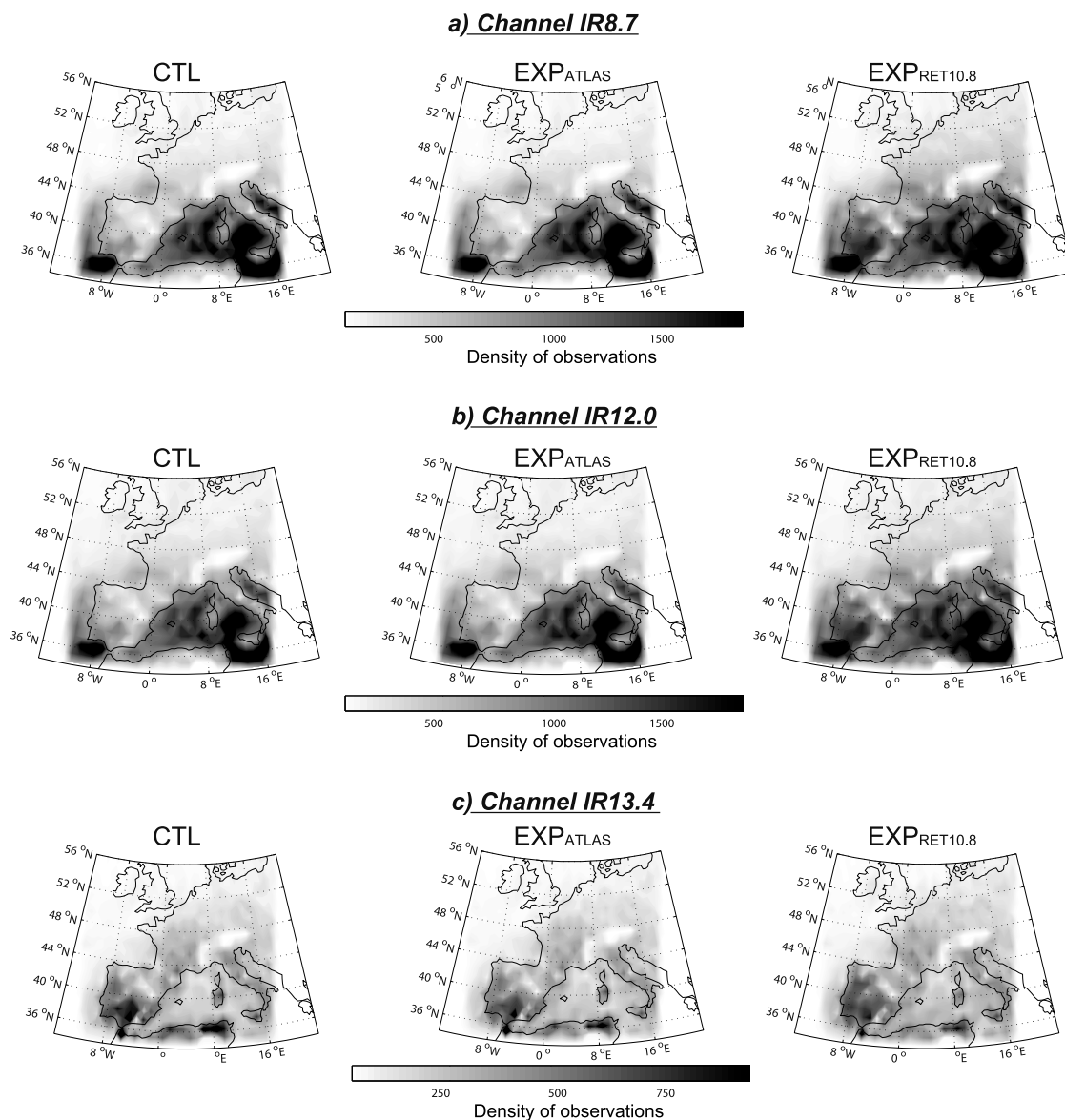
[41] The main objective of this study was to demonstrate the added value of using IR land surface emissivity (LSE) atlas together with land surface temperature (LST) retrievals to improve the assimilation of SEVIRI radiances in the French limited area model ALADIN. To this date, very few SEVIRI observations are assimilated over land in the French mesoscale model. An explanation for this is the inappro-



D14107

GUEDJ ET AL.: LST TO IMPROVE SEVIRI ASSIMILATION OVER LAND

D14107



**Figure 9.** Amount of assimilated observations of SEVIRI channels (a) IR8.7, (b) IR12.0 and (c) IR13.4 using three configurations: CTL, EXP<sub>ATLAS</sub> and EXP<sub>RET10.8</sub>. Results are for the period of 15 July to 31 August 2009 over the ALADIN/France domain. Data are counted if observed  $T_b$  minus simulated  $T_b$  is under 1.2 K.

**Table 3.** Deviation of the Amount of Potential Assimilated SEVIRI Observations Between CTL and the Three Configurations EXP<sub>ATLAS</sub>, EXP<sub>RET8.7</sub>, and EXP<sub>RET10.8</sub><sup>a</sup>

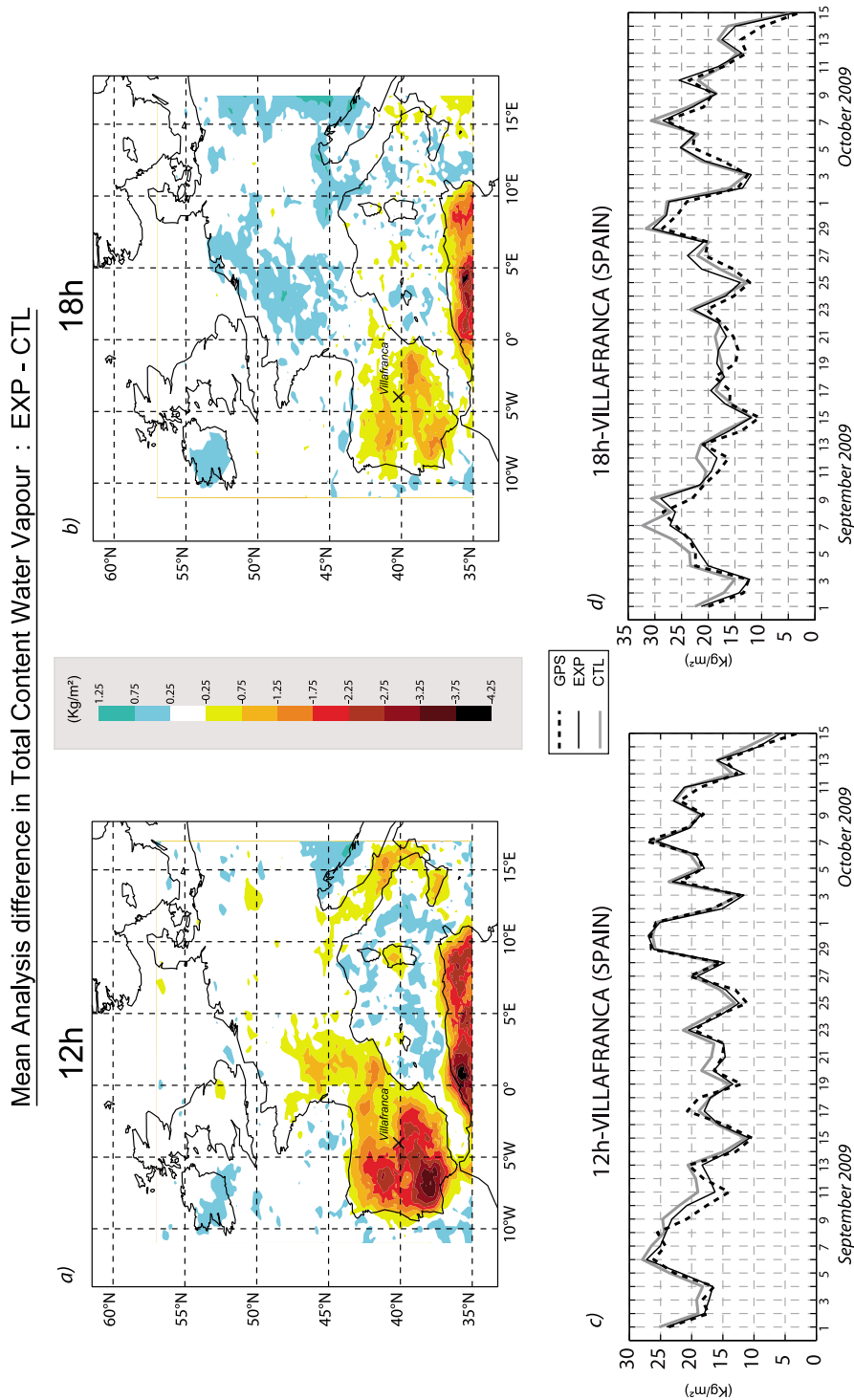
	Channels			
	IR8.7	IR10.8	IR12.0	IR13.4
EXP <sub>ATLAS</sub>	+0.99%	+5.23%	+3.14%	+1.45%
EXP <sub>RET8.7</sub>		+32.27%	+28.41%	+4.08%
EXP <sub>RET10.8</sub>	+62.88%		+57.58%	+4.98%

<sup>a</sup>Results are for the period 15 July to 31 August 2009 over the ALADIN/France domain. Data are accounted if observed  $T_b$  minus simulated  $T_b$  is under 1.2 K.

appropriate description of the land surface emissivity for SEVIRI (constant value) and the non negligible uncertainties about the land surface temperature in the model. In this paper, the static emissivity value (used in ALADIN) was replaced by

**Table 4.** Characteristics of Assimilation Experiments

	WV6.2	WV7.3	IR8.7	IR10.8	IR12.0	IR13.4
CTL	land/sea	land/sea	sea	sea	sea	
EXP <sub>RET10.8</sub>	land/sea	land/sea	land/sea	sea	land/sea	land

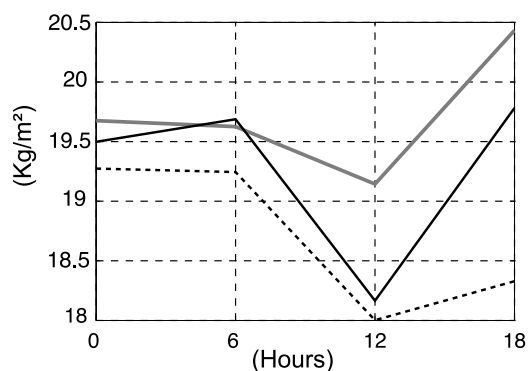


**Figure 10.** Mean analysis difference in TCWV between EXP and CTL at (a) 12 h and (b) 18 h. TCWV maps are averaged over 45 days (1 September to 15 October 2009). Red (blue) means that EXP contributes to decrease (increase) TCWV in the analysis with regard to the CTL. Time series of daily TCWV from GPS measurements (dotted black line), analysis of CTL (gray line), and those of EXP (black thin line) at (c) 12 h and (d) 18 h.

D14107

GUEDJ ET AL.: LST TO IMPROVE SEVIRI ASSIMILATION OVER LAND

D14107



**Figure 11.** Average values of TCWV from GPS (Villafranca) (dotted black line), EXP (black thin line), and CTL (gray line) according to the assimilation cycle (0-6-12-18 h). TCWV values are averaged over 45 days (1 September to 15 October 2009).

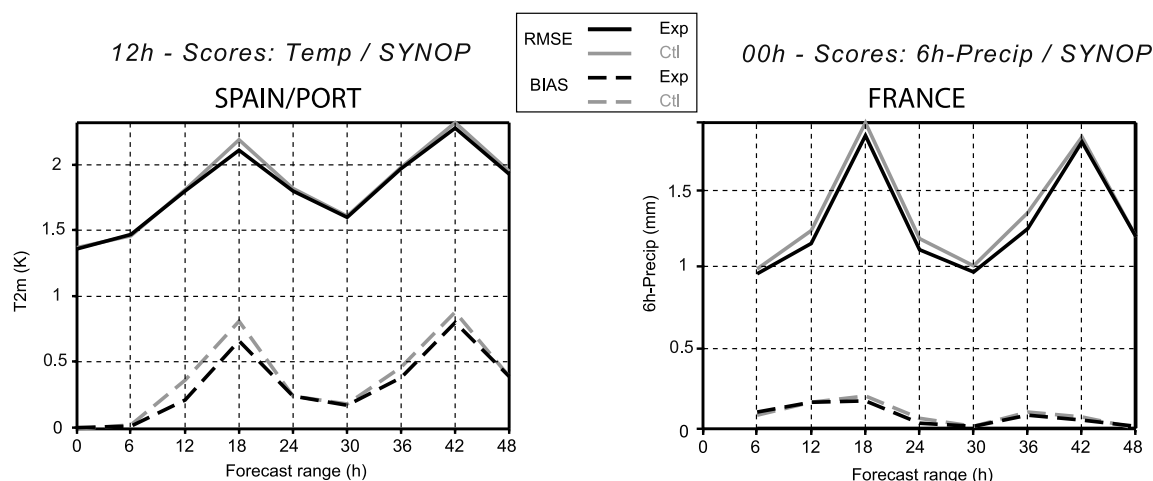
mean monthly emissivity atlas produced by the EUMETSAT Land-SAF. Positive impacts on radiative transfer performances were observed over the southern part of Europe. Moreover, emissivity atlases were found to be very helpful to retrieve land surface temperature at some selected SEVIRI wavelengths (channel IR3.9, IR8.7, IR10.8 and IR12.0). Retrieved land surface temperatures were evaluated against independent observations (MODIS LST product, SAF LST product, T2M and LST from ALADIN/France). Significant differences, due to instrumental specifications, were found between MODIS LST and SAF LST products, but the agreement between the retrieved LSTs and the SAF product was found to be very encouraging. Cold (warm) biases were observed during daytime (nighttime) when comparing LST provided by ALADIN/France and LST retrieved at SEVIRI channels IR8.7 and IR10.8, due to an underestimation of the

diurnal cycle by the model. Then, emissivity atlas combined with these different LST retrievals were used to simulate SEVIRI brightness temperatures. The simulations were compared with SEVIRI observations. The comparison shows that SEVIRI channel IR10.8 is the most suitable one for LST retrieval.

[42] To study the impact of SEVIRI observations on land, two assimilation experiments were run, one of them is representative of the operational model and is the reference against which another experiment was compared. The latter assimilates for the first time ever IR observations sensitive to the surface over land. We show that the forecast impact is generally neutral to positive. In particular, a positive forecast impact is achieved from SEVIRI observations over southern Europe. SEVIRI data are also shown to improve the quality of analyses, particularly those of total column water vapor (TCWV), and this is substantiated through comparisons with independent GPS measurements.

[43] The single-channel method we used to retrieve LST could introduce at least two types of errors in an assimilation mode: (1) It is possible that the atmospheric errors be propagated into the estimates of LSTs. This risk requires the evaluation of LSTs against independent measurements (section 2.2). (2) The information from the model background is used twice: once for the LST retrieval and a second time during assimilation. This process may prevent the ALADIN system to take advantage of the information content of data during the assimilation. A thorough examination of assimilation experiments have been conducted in section 4. It has been shown that the system is able to extract useful information from observations.

[44] These results are encouraging but need to be further confirmed using data from a contrasted season (winter). Figure 13 presents monthly mean emissivity maps for 2009 computed using the LAND-SAF daily land surface emissivity product. These maps will be very helpful once more in depth sensitivity studies are conducted (effects of seasons,

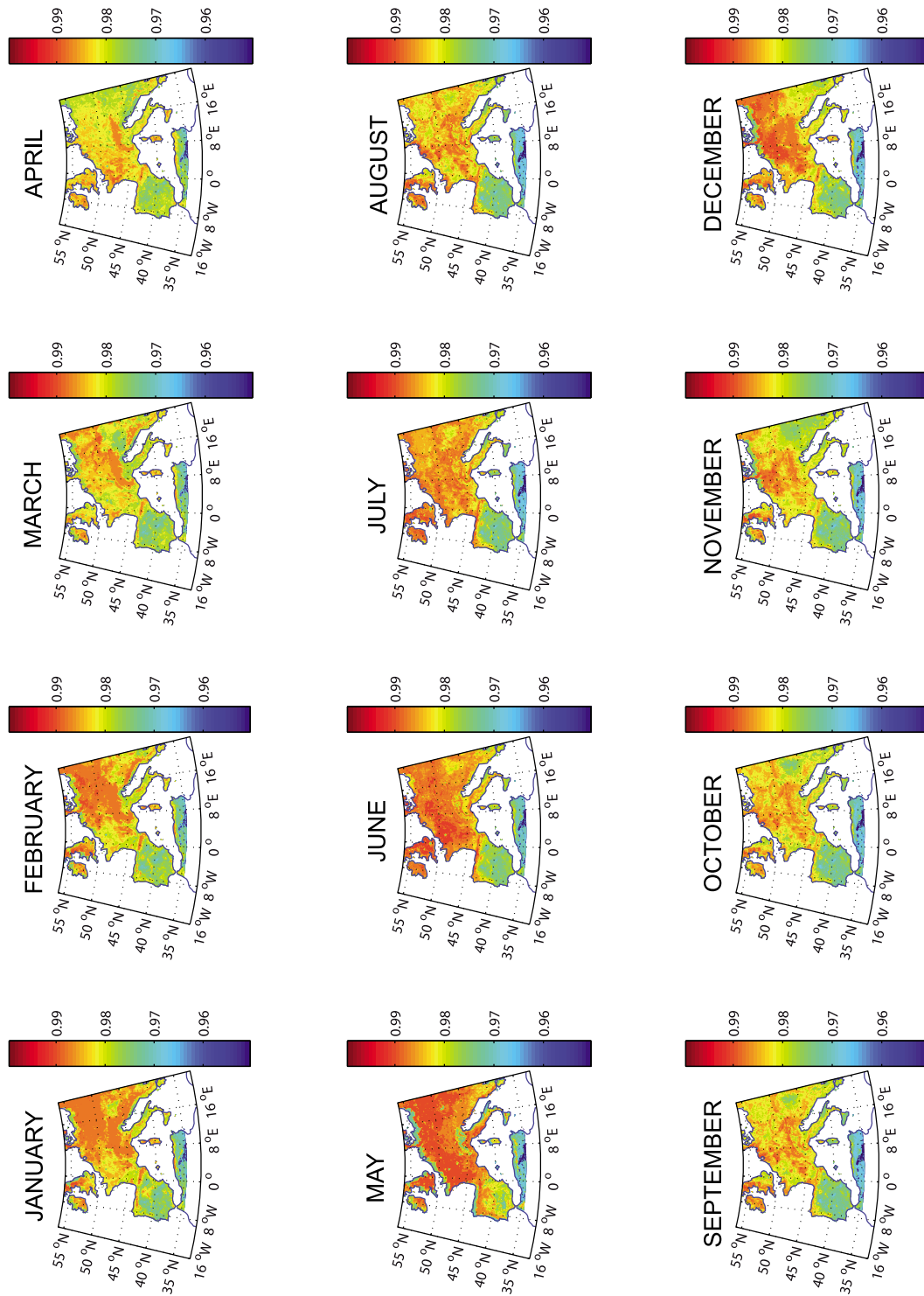


**Figure 12.** Forecast scores (left) of 2 m temperature over Spain at 12 h and (right) of 6 h cumulative precipitation over France at 0 h in terms of RMS errors (solid lines) and of bias (dashed lines) calculated against synoptic data up to 48 h from CTL (in gray) and EXP (in black).

D14107

GUEJ ET AL.: LST TO IMPROVE SEVIRI ASSIMILATION OVER LAND

D14107



**Figure 13.** Monthly mean emissivity maps providing by LSA-SAF at SEVIRI channel IR10.8 for the 12 months of 2009. Blue (red) refers to low (high) values of emissivity.

D14107

GUEDJ ET AL.: LST TO IMPROVE SEVIRI ASSIMILATION OVER LAND

D14107

surface condition change due to snow, rain, etc.). One may also test the impact of a direct use of SAF LST product within ALADIN. The SAF LST product is operationally available in near real time, every 15 min. Nevertheless, given that 2 SEVIRI channels are effectively used for this LST retrieval, the use of the SAF product would assume to discard channels 10.8 and 12.0  $\mu\text{m}$  from the assimilation process. If not used during the assimilation, the SAF LST product could be very helpful to evaluate ALADIN surface temperature analyses.

[45] **Acknowledgments.** The authors would like to thank Jean-François Mahfouf for fruitful discussions about many surface temperature issues, Vincent Guidard concerning the variational bias correction, and Jean Maziejewski for his help with revising the manuscript. They also would like to deeply thank Sandra Coelho from LSA-SAF for her help with land surface emissivity and the temperature product. The authors acknowledge UCAR and Suominet for providing GPS measurements.

## References

- Auligné, T., and A. McNally (2007), Interaction between bias correction and quality control, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *133*(431), 643–653, doi:10.1002/qj.57.
- Becker, F. (1987), The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite, *Int. J. Remote Sens.*, *8*(10), 1509–1522, doi:10.1080/01431168708954793.
- Becker, F., and Z. Li (1990), Toward a local split window method over land surface, *Int. J. Remote Sens.*, *11*(3), 369–393, doi:10.1080/01431169008955028.
- Borbas, E., and B. Ruston (2010), The RTTOV UWirems IR land surface emissivity module, *NWPSAF Tech. Memo. AS09-04*, EUMETSAT, Darmstadt, Germany.
- Borbas, E., R. O. Knuteson, S. W. Seemann, E. Weisz, L. Moy, and H.-L. Huang (2007), A high spectral resolution global land surface infrared emissivity database, paper presented at Joint 2007 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference and the 15th Satellite Meteorology and Oceanography Conference, Am. Meteorol. Soc., Amsterdam, 24–28 Sept.
- Caselles, V., C. Coll, and E. Valor (1997), Land surface emissivity and temperature determination in the whole HAPEX-Sahel area from AVHRR data, *Int. J. Remote Sens.*, *18*(5), 1009–1027, doi:10.1080/014311697218548.
- Dacamara, C., T. Calado, I. Trigo, C. Madeira, and L. Peres (2006), Producing realistic emissivity maps for the improvement of land surface temperature accuracy, paper presented at EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, SPONSOR, Helsinki, Finland.
- Dash, P., F. Gottsche, F. Olesen, and H. Fisher (2002), The land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: Theory and practice-current trends, *Int. J. Remote Sens.*, *23*(13), 2563–2594, doi:10.1080/01431160110115041.
- Derrien, M., and H. LeGléau (2005), MSG/SEVIRI cloud mask and type from SAFNWC, *Int. J. Remote Sens.*, *26*(21), 4707–4732, doi:10.1080/01431160500166128.
- Deschamps, P., and T. Phulpin (1980), Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channel 3.7, 11 and 12  $\mu\text{m}$ , *Boundary Layer Meteorol.*, *18*(2), 131–143, doi:10.1007/BF00121320.
- Dozier, J., and S. Warren (1982), Effect of viewing angle on the infrared brightness temperature of snow, *Water Resour. Res.*, *18*(5), 1424–1434, doi:10.1029/WR018i005p01424.
- Edwards, J. (2010), Assessment of numerical weather forecasts using satellite land surface temperatures, paper presented at 19th Symposium on Boundary Layers and Turbulence, Am. Meteorol. Soc., Keystone, Colo.
- Eyre, J. (1991), A fast radiative transfer model for satellite sounding systems, *ECMWF Tech. Memo. 176*, ECMWF, Reading, U. K.
- Freitas, S., I. Trigo, J. Bioucas-Dias, and F. Gottsche (2010), Quantifying the uncertainty of land surface temperature retrievals from SEVIRI/Meteosat, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *48*(1), 523–534, doi:10.1109/TGRS.2009.2027697.
- Goldberg, M., Y. Qu, L. McMillin, W. Wolf, L. Zhou, and M. Divakarla (2003), AIRS near-real-time products and algorithms in support of operational numerical weather prediction, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *41*(2), 379–389, doi:10.1109/TGRS.2002.808307.
- Jiang, G. (2007), Retrievals of land surface emissivity and land surface temperature from MSG1-SEVIRI data, Ph.D. thesis, Univ. Louis Pasteur de Strasbourg, Strasbourg, France.
- Jiménez-Múnoz, J., and J. Sobrino (2006), Error sources on the land surface temperature retrieved from thermal infrared single channel remote sensing data, *Int. J. Remote Sens.*, *27*(5), 999–1014, doi:10.1080/01431160500075907.
- Jin, M., and S. Liang (2006), An improved land surface emissivity parameter for land surface models using Global Remote Sensing observations, *J. Clim.*, *19*, 2867–2881, doi:10.1175/JCLI3720.1.
- Karbou, F., E. Gérard, and F. Rabier (2006), Microwave land emissivity and skin temperature for AMSU-A and -B assimilation over land, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *132*(620), 2333–2355, doi:10.1256/qj.05.216.
- Karbou, F., E. Gérard, and F. Rabier (2010a), Global 4DVAR assimilation and forecast experiments using AMSU observations over land. Part I: Impacts of various land surface emissivity parameterizations, *Weather Forecast.*, *25*(1), 5–19, doi:10.1175/2009WAF222243.1.
- Karbou, F., F. Rabier, J. Lafore, J. Redelsperger, and O. Bock (2010b), Global 4DVAR assimilation and forecast experiments using AMSU observations over land. Part II: Impacts of assimilating surface-sensitive channels on the African monsoon during AMMA, *Weather Forecast.*, *25*(1), 20–36, doi:10.1175/2009WAF222244.1.
- Kelly, G. (2008), Preparations and experiments to assimilate satellite image data into high resolution NWP, *Tech. Rep. 522*, Met Off. Meteorol. Res. and Dev., Exeter, U. K.
- Knuteson, R., F. Best, D. DeSlover, B. Osborne, H. Revercomb, and W. Smith (2004), Infrared land surface remote sensing using high spectral resolution aircraft observations, *Adv. Space Res.*, *33*, 1114–1119, doi:10.1016/S0273-1177(03)00752-X.
- Köpken, C., G. Kelly, and J.-N. Thépaut (2004), Assimilation of Meteosat radiance data within the 4D-VAR system at ECMWF: Assimilation experiments and forecast impact, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *130*(601), 2277–2292, doi:10.1256/qj.02.230.
- Liu, Z.-Q., and F. Rabier (2003), The potential of high-density observations for numerical weather prediction: A study with simulated observations, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *129*(594), 3013–3035, doi:10.1256/qj.02.170.
- Matricardi, M., F. Chevallier, G. Kelly, and J. N. Thépaut (2004), An improved general fast radiative transfer model for the assimilation of radiance observations, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *130*, 153–173, doi:10.1256/qj.02.181.
- McAtee, B., A. Prata, and M.-J. Lynch (2003), The behavior of emitted thermal infrared radiation at a semi-arid site, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, *42*(8), 1060–1071, doi:10.1175/1520-0450(2003)042<1060:TABOET>2.0.CO;2.
- McMillin, L. (1975), Estimation of sea surface temperature from two infrared window measurements with different absorption, *J. Geophys. Res.*, *80*(36), 5113–5117, doi:10.1029/JC080i036p05113.
- Montmerle, T., F. Rabier, and C. Fisher (2007), Relative impact of polar-orbiting and geostationary satellite radiances in the ALADIN/France numerical weather prediction system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *133*, 655–671, doi:10.1002/qj.34.
- Olioso, A., G. Soria, J. Sobrino, and B. Duchemin (2007), Evidence of low land surface thermal infrared emissivity in the presence of dry vegetation, *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, *4*, 112–116, doi:10.1109/LGRS.2006.885857.
- Otllé, C., and D. Vidal-Madjar (1992), Estimation of land surface temperature with NOAA-9 data, *Remote Sens. Environ.*, *40*(1), 27–41, doi:10.1016/0034-4257(92)90124-3.
- Peres, L., and C. DaCamara (2004), Land surface temperature and emissivity estimation based on the two-temperature method: Sensitivity analysis using MSG/SEVIRI data, *Remote Sens. Environ.*, *91*(3–4), 377–389, doi:10.1016/j.rse.2004.03.011.
- Pinker, R., D. Sun, M.-P. Hung, and C. Li (2009), Evaluation of satellite estimates of land surface temperature from GOES over United States, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, *48*(1), 167–180, doi:10.1175/2008JAMC1781.1.
- Prabhakara, C., G. Dalu, and V. Kunde (1974), Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11 and 13 micrometer window region, *J. Geophys. Res.*, *79*(33), 5039–5044, doi:10.1029/JC079i033p05039.
- Price, J. (1984), Land surface temperature measurements from the split window channel of the NOAA-7 Advanced Very High Resolution Radiometer, *J. Geophys. Res.*, *89*(D5), 7231–7237, doi:10.1029/JD089iD05p07231.
- Qin, Z., A. Karnieli, and P. Berliner (2001), A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from LANSAT TM data and its application to the Israel-Egypt border region, *Int. J. Remote Sens.*, *22*(18), 3719–3746, doi:10.1080/01431160010006971.
- Rees, W., and S. James (1992), Angular variation of the infrared emissivity of ice and water surfaces, *Int. J. Remote Sens.*, *13*(15), 2873–2886, doi:10.1080/01431169208904088.

D14107

GUEDJ ET AL.: LST TO IMPROVE SEVIRI ASSIMILATION OVER LAND

D14107

- Salisbury, J., and D. Daria (1992), Emissivity of terrestrial materials in the 8–14  $\mu\text{m}$  atmospheric window, *Remote Sens. Environ.*, 42(2), 83–106, doi:10.1016/0034-4257(92)90092-X.
- Saunders, R., M. Matricardi, P. Brunel, S. English, P. Bauer, U. OKeefe, P. Francis, and P. Rayner (2006), RTTOV-8 science and validation report, *EUMETSAT/ECMWF Program Doc. NWPSAF-MO-TV-007*, Met Off., Exeter, U. K.
- Schmetz, J., J. Pili, S. Tjemkes, D. Just, J. Kerkmann, S. Rota, and A. Ratier (2002), An introduction to Meteosat Second Generation (MSG), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 83, 977–992, doi:10.1175/1520-0477(2002)083<0977:AITMSG>2.3.CO;2.
- Seemann, S., E. Borbas, R. Knuteson, G. Stephenson, and H.-L. Huang (2008), Development of a global infrared emissivity database for application to clear sky sounding retrievals from multi-spectral satellite radiances measurements, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 47, 108–123, doi:10.1175/2007JAMC1590.1.
- Sellers, P., F. Hall, G. Asrar, D. Strebel, and R. Murphy (1988), The first ISLSCP field experiment, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 69(1), 22–27, doi:10.1175/1520-0477(1988)069<0022:TFIFE>2.0.CO;2.
- Snyder, W., Z. Wan, Y. Zhang, and Y.-Z. Feng (1998), Classification-based emissivity for land surface temperature measurements from space, *Int. J. Remote Sens.*, 19(14), 2753–2774, doi:10.1080/014311698214497.
- Sobrino, J., J. Li, M. Stoll, and F. Becker (1996), Multi-channel and multi-angle algorithms for estimation sea and land surface temperature with ATSR, *Int. J. Remote Sens.*, 17(11), 2089–2114, doi:10.1080/01431169608948760.
- Sobrino, J., J. Jimenez-Munoz, and L. Paolini (2004a), Land surface temperature retrievals from LANSAT TMS, *Remote Sens. Environ.*, 90(4), 434–440, doi:10.1016/j.rse.2004.02.003.
- Sobrino, J., J. Jimenez-Munoz, J. El-Kharraz, M. Gomez, M. Romaguera, and G. Soria (2004b), Single-channel and two-channel methods for land surface temperature retrieval from DAIS data and its application to the Barrax site, *Int. J. Remote Sens.*, 25(1), 215–230, doi:10.1080/0143116031000115210.
- Stengel, M., P. Unden, M. Linskog, P. Dahlgren, N. Gustafsson, and R. Bennartz (2009), Assimilation of SEVIRI infrared radiances with HIRLAM 4D-Var, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 135(645), doi:10.1002/qj.501.
- Stengel, M., P. Unden, M. Linskog, N. Gustafsson, and R. Bennartz (2010), An extended observation operator in HIRLAM 4D-VAR for the assimilation of cloud-affected satellite radiances, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 136(649), 1064–1074, doi:10.1002/qj.621.
- Sun, Y., and R. Pinker (2003), Estimation of land surface temperature from Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES-8), *J. Geophys. Res.*, 108(D11), 4326, doi:10.1029/2002JD002422.
- Susskind, J., J. Rosenfield, D. Reuter, and M. Chahine (1984), Remote sensing of weather and climate parameters from HIRS2/MSU on TIROS-N, *J. Geophys. Res.*, 89, 4677–4697, doi:10.1029/JD089iD03p04677.
- Szyndel, M., G. Kelly, and J.-N. Thépaut (2005), Evaluation of potential benefit of assimilation of SEVIRI water vapor radiances data from Meteosat-8 into global numerical weather prediction analyses, *Atmos. Sci. Lett.*, 6, 105–111, doi:10.1002/asl.98.
- Taillefer, F. (2002), CANARI (Code d'Analyse Nécessaire à ARPEGE pour ses Rejets et son Initialisation): Technical documentation, *Tech. Rep. 428*, Météo France, Toulouse, France. (Available at <http://www.cnrn.meteo.fr/gmapdoc/spip.php?article3>.)
- Trigo, I., L. Peres, C. DaCamara, and S. Freitas (2008a), Thermal land surface emissivity retrieved from SEVIRI/Meteosat, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 46(2), 307–315, doi:10.1109/TGRS.2007.905197.
- Trigo, I. F., I. T. Monteiro, F. Olesen, and E. Kabsch (2008b), An assessment of remotely sensed land surface temperature, *J. Geophys. Res.*, 113, D17108, doi:10.1029/2008JD010035.
- Van De Griend, A., and M. Owe (1993), On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surface, *Int. J. Remote Sens.*, 14(6), 1119–1131, doi:10.1080/01431169308904400.
- Vidal, A. (1991), Atmospheric and emissivity correction of land surface temperature measured from satellite using ground measurements or satellite data, *Int. J. Remote Sens.*, 12, 2449–2460, doi:10.1080/01431169108955279.
- Wan, Z., and J. Dozier (1996), A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 34, 892–905, doi:10.1109/36.508406.
- Wan, Z., and Z.-L. Li (2008), Radiance-based validation of the V5 MODIS land-surface temperature product, *Int. J. Remote Sens.*, 29(17), 5373–5395, doi:10.1080/01431160802036565.
- Ware, R., D. W. Fulker, S. A. Stein, D. N. Anderson, S. K. Avery, R. D. Clark, K. Droegemeier, J. P. Kuettner, and J. B. Minster (2000), Suominet: A real-time national GPS network for atmospheric research and education, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 81, 677–694, doi:10.1175/1520-0477(2000)081<0677:SARNGN>2.3.CO;2.
- Zheng, W., H. Wei, J. Meng, M. Ek, K. Mitchell, and J. Derber (2009), Improvement of land surface skin temperature in NCEP operational, paper presented at 23rd Conference on Weather Analysis and Forecasting/19th Conference on Numerical Weather Prediction, Am. Meteorol. Soc., Omaha, Nebraska.
- Zhou, L., M. Goldberg, C. Barnet, C. Cheng, F. Sun, W. Wolf, T. King, X. Liu, H. Sun, and M. Divalarla (2008), Regression of surface spectral emissivity from hyperspectral instruments, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 46(2), 328–333, doi:10.1109/TGRS.2007.912712.

S. Guedj, F. Karbou, and F. Rabier, Météo France/CNRM-GAME, 42 av. Gaspard Coriolis, F-31057 Toulouse CEDEX, France. (stephanie.guedj@cnrm.meteo.fr)

# Assimilation des radiances au dessus des surfaces continentales

---

## Sommaire

---

<b>4.1 Introduction</b> . . . . .	<b>117</b>
<b>4.2 Configurations et réglages préparatoires</b> . . . . .	<b>118</b>
<b>4.3 Résumé des principaux résultats</b> . . . . .	<b>125</b>
<b>4.4 Publication associée au chapitre</b> . . . . .	<b>134</b>

---

Ce chapitre est associé à l'article :

[Guedj *et al.*, 2011b] : Guedj, S., F. Karbou, F. Rabier, V. Guidard and T. Montmerle, *Improved assimilation of observations from SEVIRI over land*, Monthly Weather Review, submitted.

## 4.1 Introduction

Dans ce travail, nous examinons les résultats d'expériences d'assimilation qui ont été menées à l'aide du modèle ALADIN à méso-échelle et qui, pour la première fois, autorisent l'assimilation d'une sélection de canaux IR SEVIRI sensibles à la surface terrestre. Dans ces expériences, les canaux sensibles à la surface bénéficient d'une modélisation de la surface plus réaliste (émissivité et température). Ce travail s'inscrit dans la continuité de la publication [Guedj *et al.*, 2011a] où des études préliminaires ont confirmé le bénéfice de l'utilisation simultanée d'un atlas d'émissivité et d'une Ts restituée (Chapitre 3). En effet, dans cette étude, l'atlas d'émissivité du Land-SAF est utilisé et la Ts est restituée à partir de plusieurs canaux SEVIRI. Cette étude nous a permis de sélectionner le canal IR10.8 pour la restitution des Ts sur l'Europe. Ici, les objectifs sont multiples : d'abord, il s'agit de présenter brièvement les expériences préparatoires à l'assimilation qui nous ont permis de définir la configuration la plus optimale (correction de biais, réglages des erreurs d'observations ...). Puis, le second objectif est de documenter les expériences d'assimilation réalisées pour évaluer l'impact sur les analyses et les prévisions de l'ajout de 3 canaux SEVIRI sur terre. Les résultats portent sur une période de 3 mois (août-octobre 2009).

## 4.2 Configurations et réglages préparatoires

En nous basant sur la configuration opérationnelle du modèle ALADIN (cycle 35t2), nous avons effectué une première expérience d'assimilation de contrôle (appelée CTL) dans laquelle :

- Les canaux WV de SEVIRI sont assimilés sur terre et sur mer (car peu ou pas sensibles à la surface) et au dessus des nuages bas.
- Les canaux IR8.7, IR10.8 et IR12.0 sont assimilés sur mer et en condition de ciel clair uniquement.
- Le canal IR13.4 n'est pas assimilé.

De plus, seulement 1 pixel sur 5 est retenu et échantillonné tous les 70 km sur le domaine ALADIN. En amont du système d'assimilation, les observations IR non assimilées, sont placées sur liste noire. Pour rappel, pour ces simulations de contrôle, l'émissivité est fixée à 0.98 sur terre et la  $T_s$  provient de l'analyse de surface ALADIN ( $T_s$ -ALADIN). Notre travail vise à autoriser l'assimilation de ces canaux sur terre. Pour cela, nous avons d'abord cherché à caractériser les biais des observations. Comme l'a montré la figure 1.11 du chapitre 1, le monitoring des observations claires de SEVIRI indique que les innovations (écarts entre observations et simulations de  $T_b$ ) sont élevées, notamment sur terre. Ces erreurs affectent tous les canaux monitorés et semble d'autant plus prononcées pour les canaux IR sensibles à la surface. Ces statistiques sont calculées à partir de la configuration CTL sur la période du 10 avril au 10 juin 2011.

En se basant sur la configuration CTL, d'autres statistiques sur les innovations ont été calculées. La figure 4.1 présente les innovations moyennes (non corrigées du biais) pour les canaux IR8.7, IR12.0 et IR13.4 sur terre pour la période du 1er août au 30 octobre 2009. On constate que les innovations sont rythmées par un cycle diurne marqué mais à ce stade de l'étude, il est difficile de savoir si ce biais provient du modèle de prévision ou de l'observation.

Dans la communauté des assimilateurs d'observations SEVIRI, le cycle diurne des innovations a déjà été évoqué. Certains auteurs l'ont relié à un biais dans les variables du modèle ([Borbas et Ruston, 2010], [Li *et al.*, 2010]) ou à l'usage d'un filtrage nuageux différent le jour et la nuit ([Stengel *et al.*, 2009]) avec des erreurs plus importantes le jour.

À partir de CTL, une nouvelle configuration expérimentale (appelée EXP-M) a été définie pour effectuer le réglage de VarBC ([Auligné *et al.*, 2007]). Le lecteur peut se référer au chapitre 1 pour plus de détails sur VarBC. Par rapport à CTL, les observations IR8.7, IR12.0 et IR13.4 sur terre sont monitorées sans pour autant être assimilées. Les simulations de température de brillance SEVIRI sur terre sont de meilleure qualité puisqu'elles utilisent l'atlas d'émissivité et des  $T_s$  restituées au canal IR10.8 dans EXP au lieu d'une émissivité statique et de la  $T_s$  du modèle dans CTL. Théoriquement, le schéma VarBC permet de séparer les biais provenant des observations (erreur de représentativité, biais dans l'opérateur d'observation, échec du filtrage nuageux ...) de ceux qui proviennent du modèle (comme la  $T_s$  par exemple). Pour SEVIRI, quatre prédicteurs de correction de biais (variables du modèle) sont utilisés pour la régression dans la configuration CTL : le contenu intégré en vapeur d'eau (TCWV), 2 prédicteurs de masse d'air (1000 à 300 hPa et 200 à 50 hPa) et la température de surface. Les coefficients sont initia-



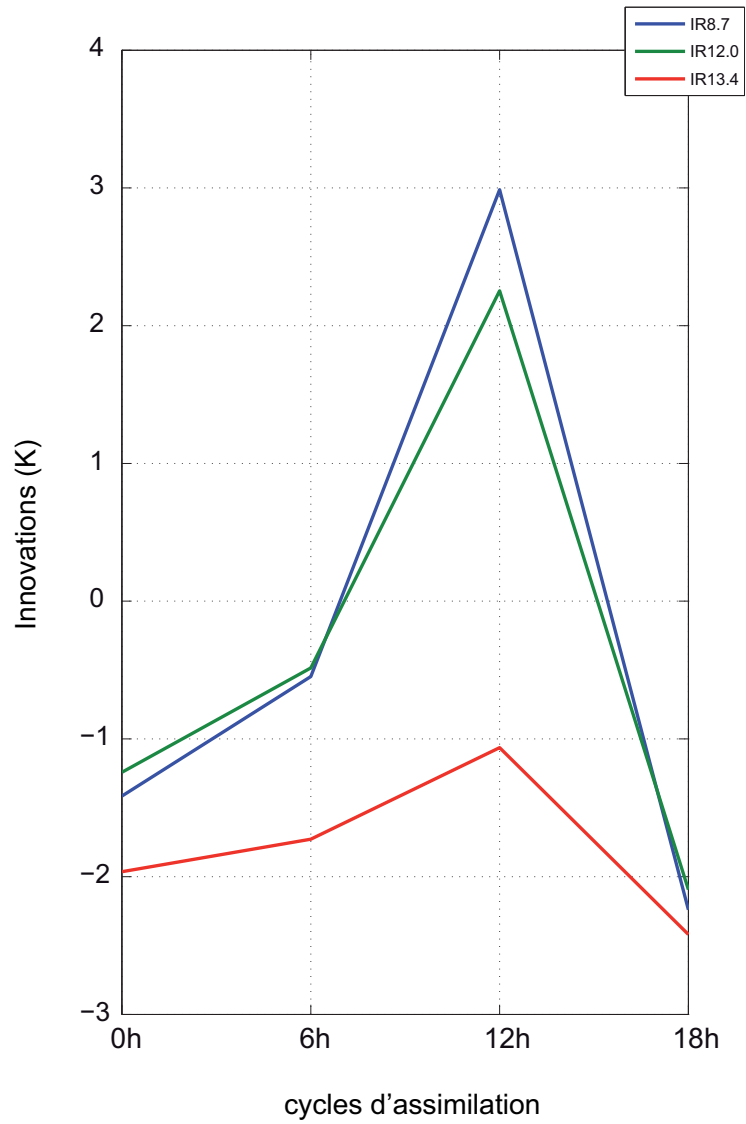


FIG. 4.1 – Innovations moyennes à 0h, 6h, 12h et 18h pour les canaux SEVIRI IR8.7, IR12.0 et IR13.4. Les résultats portent sur la période du 1er août au 30 octobre 2009. Les calculs sont effectués à partir de la configuration CTL.

lisés avec des valeurs pré-calculées dans CTL et sont recalculés toutes les 6h lors de la tâche de minimisation. Les figures 4.2, 4.3 et 4.4 présentent l'évolution des coefficients des prédicteurs de la correction de biais des observations SEVIRI pour le canal IR8.7, IR12.0 et IR13.4 respectivement. Les résultats sont pour la période du 15 juin au 30 juillet 2009. Comme cela était attendu, les coefficients d'initialisation ne sont pas initialement réglés pour les observations terrestres que nous souhaitons assimiler. En particulier, les coefficients de correction de biais pour le canal IR13.4 sont soumis à un départ à froid (mise à 0) car il est entièrement mis sur liste noire dans CTL. Ces graphiques montrent que le système VarBC a besoin d'une quinzaine de jours pour stabiliser ses coefficients. Les fichiers VarBC issus de cette expérience nous permettront d'initialiser les expériences d'assimilation par la suite.

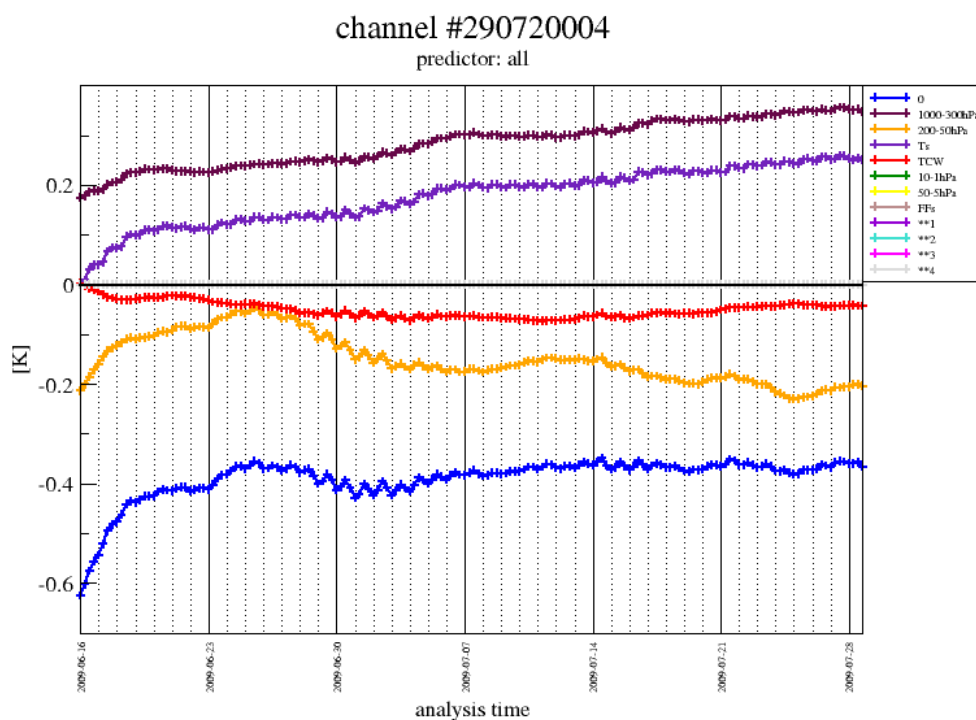


FIG. 4.2 – Séries temporelles des coefficients des prédicteurs pour la correction de biais variationnelle des observations du canal IR8.7 de SEVIRI entre le 15 juin et le 30 juillet 2009 dans EXP-M. Les courbes sont pour les deux prédicteurs de masse d'air ainsi que le contenu intégré en vapeur d'eau et la température de surface.

En considérant l'amplitude du cycle diurne des innovations, des tests ont été effectués en cyclant VarBC sur 24h au lieu de 6h pour les observations SEVIRI. Cela revient à calculer les coefficients toutes les 6h mais en se basant sur les coefficients qui ont été calculés 24h avant. La figure 4.5 présente les séries temporelles des innovations du canal IR8.7 corrigées par un

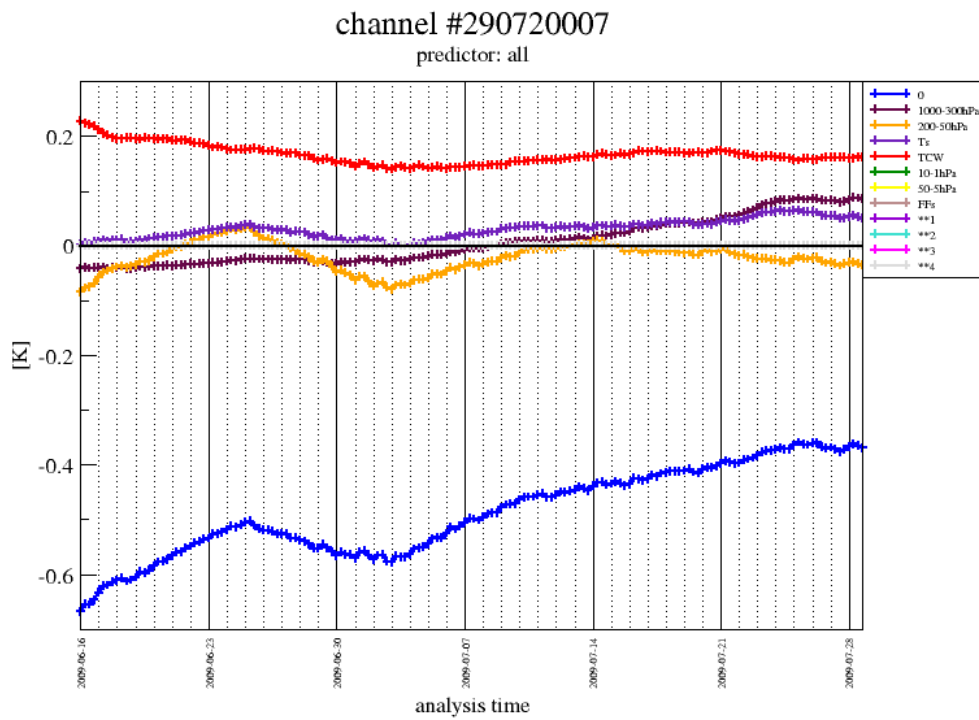


FIG. 4.3 – Séries temporelles des coefficients des prédicteurs pour la correction de biais variationnelle des observations du canal IR12.0 de SEVIRI entre le 15 juin et le 30 juillet 2009 dans EXP-M. Les courbes sont pour les deux prédicteurs de masse d'air ainsi que le contenu intégré en vapeur d'eau et la température de surface.

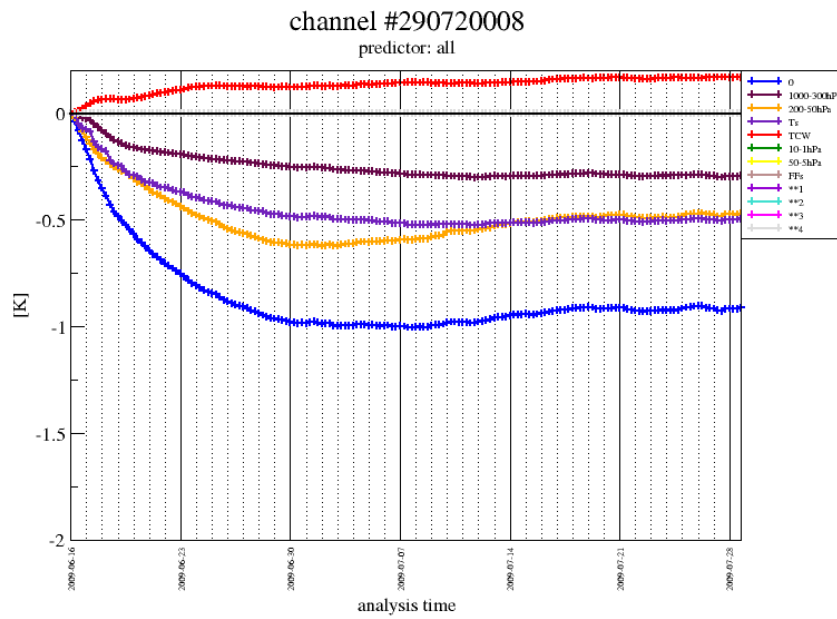


FIG. 4.4 – Séries temporelles des coefficients des prédicteurs pour la correction de biais variationnelle des observations du canal IR13.4 de SEVIRI entre le 15 juin et le 30 juillet 2009 dans EXP-M. Les courbes sont pour les deux prédicteurs de masse d’air ainsi que le contenu intégré en vapeur d’eau et la température de surface.

VarBC cyclé sur 6h (en rouge) et cyclé sur 24h (en noir) pour la période du 15 juin au 30 juillet 2009. Les valeurs des corrections de biais effectuées par VarBC-24h (courbe bleue fine) et VarBC-6h (courbe bleue épaisse) sont également présentées. On constate que le cyclage 24h permet de réduire le cycle diurne qui affecte les innovations. Malgré cet effet, les valeurs des innovations corrigées par VarBC-24h restent élevées en moyenne. La figure 4.6 montre les innovations moyennes sur toute la période à 0h, 6h, 12h et 18h. De plus, dans cette démarche, en estimant que ce biais d'innovation peut-être corrigé par VarBC, on prend le risque de corriger un biais qui provient probablement du modèle et non de l'observation elle-même. En réduisant ce cycle diurne, on risque de supprimer une part du signal que l'on cherche à exploiter lors de l'assimilation.

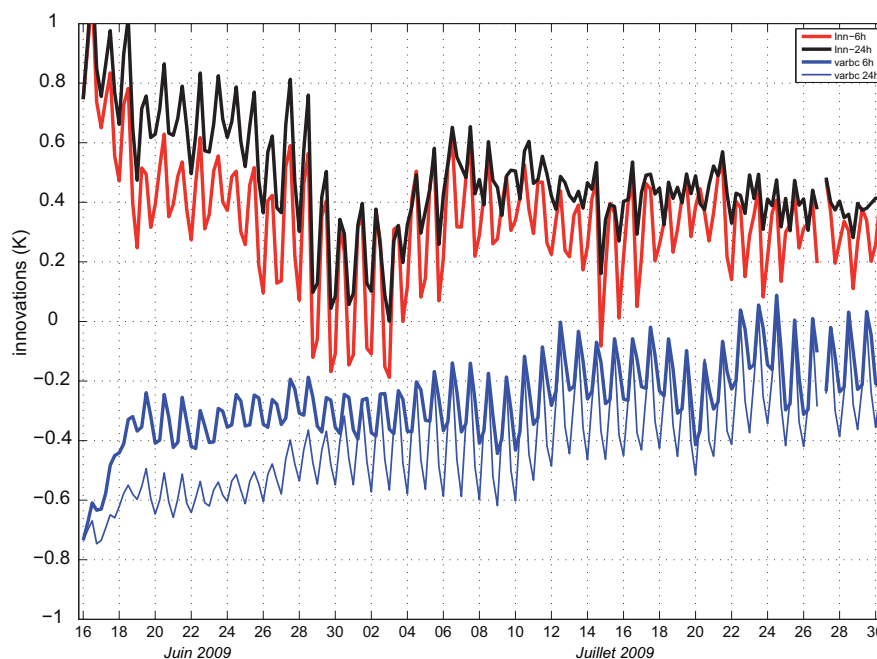


FIG. 4.5 – Série temporelle des innovations du canal IR8.7 corrigées par un VarBC cyclé sur 6h (en rouge) et cyclé sur 24h (en noir) pour la période du 15 juin au 30 juillet 2009. Les valeurs des corrections de biais effectuées par VarBC-24h (courbe bleue fine) et VarBC-6h (courbe bleue épaisse) sont également présentées.

A partir de CTL, une nouvelle configuration expérimentale (appelée EXP) a été définie et d'autres tests ont été réalisés en parallèle de CTL. Dans la configuration EXP, les observations IR8.7, IR12.0 et IR13.4 sur terre sont assimilées. La correction de biais est initialisée avec les coefficients calculés dans EXP-M. Notez que la qualité des Ts restituées est systématiquement évaluée par rapport à la Ts du modèle. En effet, sur de nombreux cas, nous avons pu montrer que les échecs du produit de détection nuageuse dégradent les restitutions de Ts. Ainsi, nous avons estimé que lorsque la Ts restituée était inférieure de plus de 4K à la Ts du modèle, la restitution n'était pas utilisée. La configuration EXP bénéficie de ce contrôle de qualité sur la

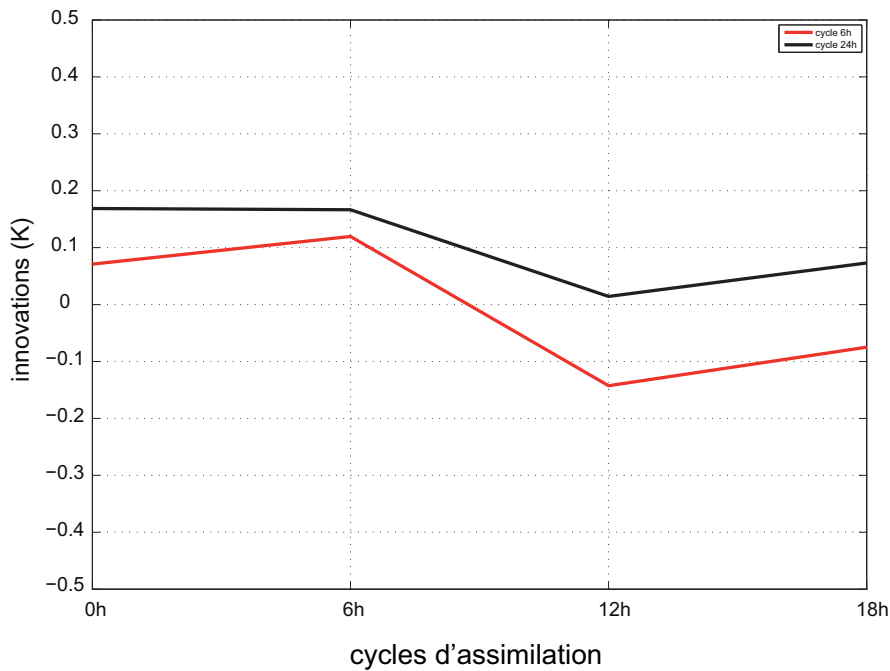


FIG. 4.6 – Innovations moyennes à 0h, 6h,12h et 18h du canal IR8.7 corrigées par un VarBC cyclé sur 6h (en rouge) et cyclé sur 24h (en noir) pour la période du 15 juin au 30 juillet 2009.

Ts. Sur quelques jours d'assimilation, une expérience dépourvue du contrôle de qualité sur la Ts a été lancée (appelée EXP-ssQC). La figure 4.7 présente les biais et erreurs quadratiques moyennes des écarts à l'ébauche (trait pleins) et à l'analyse (trait pointillés) pour les températures de brillance SEVIRI dans EXP-ssQC (en rouge) et dans EXP (en noir). Les résultats portent sur la période du 25 au 27 juillet 2009. On constate que ce contrôle de qualité supprime 10% d'observations, que nous estimons contaminées par les nuages. Les erreurs contenues dans les simulations de température de brillance de SEVIRI en terme de biais sont significativement plus faibles dans EXP, notamment pour les canaux sensibles à la surface. Ce test permet donc d'éliminer les observations pour lesquelles la Ts restituée n'était pas réaliste du fait de la présence d'un nuage.

Pour finir cette synthèse, une étude préliminaire a été menée pour effectuer le réglage des écarts-types d'erreurs d'observations ( $\sigma_O$ ). Cette valeur définit, en quelque sorte, l'impact de l'observation dans l'analyse relativement à l'impact de l'ébauche. Comme nous l'avons vu précédemment, les observations satellitaires sensibles à la surface sont entâchées d'erreurs importantes qu'il convient de spécifier correctement pour ne pas risquer de détériorer le système. En faisant l'hypothèse que l'analyse est optimale, la méthode de [Desroziers *et al.*, 2005] nous a permis d'obtenir une première estimation des écarts-types d'erreurs de l'ébauche d'une part et des observations d'autre part. Ce diagnostic a été réalisé ici pour les données SEVIRI assimilées dans CTL et dans EXP. La figure 4.8 présente les écarts-types d'erreurs a) d'observations

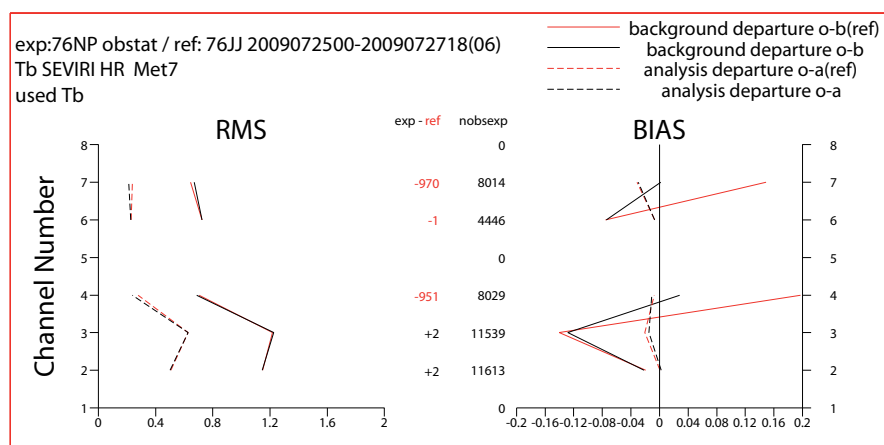


FIG. 4.7 – Biais et erreurs quadratiques moyennes (EQM) des écarts à l'ébauche (trait plein) et à l'analyse (trait pointillé) pour les températures de brillance SEVIRI dans EXP (en rouge) et EXP+filtre nuageux. Les résultats portent sur la période du 25 au 27 juillet 2009

et b) de l'ébauche, estimés par la méthode de G. Desroziers (courbe pointillées) et spécifiés (courbe pleine) dans CTL (courbe rouge) et dans EXP (courbe noire). Il faut savoir que les estimations sont généralement déterminées de manière empirique et volontairement gonflées pour tenir compte des différentes sources d'erreurs et leurs corrélations ([Liu et Rabier, 2002], [Bormann et Bauer, 2010]). À partir des valeurs estimées par le diagnostic, nous avons effectué une série d'expériences d'assimilation en gonflant progressivement les  $\sigma_O$ . L'impact sur le fit aux observations et les scores d'analyse et de prévisions a été étudié pour définir des valeurs convenables d'écart-types d'observations. Ce travail mériterait d'être étendu pour assimiler plus efficacement les données SEVIRI mais dans le cadre de cette thèse et au vu du temps imparti pour cette tâche, les réglages suivants ont été adoptés dans EXP : 1.5K (WV6.2), 1.8K (WV7.3 et IR13.4), 1.4K (IR8.7, IR12.0).

Pour résumer, dans le cadre de ce travail préparatoire, nous nous sommes basées sur une expérience de contrôle pour préparer l'assimilation des observations IR de SEVIRI sur terre dans EXP. Nous avons pré-calculé les coefficients pour la correction de biais des observations SEVIRI (EXP-M), nous avons ajouté un contrôle de qualité sur la Ts restituée pour la détection nuageuse et enfin nous avons réglé les écarts-types d'erreurs d'observations pour définir le poids de l'observation dans l'analyse. À partir de ces développements, les 2 configurations retenues (EXP et CTL) ont tourné sur une période de 3 mois (août-octobre 2009). Dans la section suivante, nous avons évalué l'impact sur les analyses et les prévisions de l'ajout de 3 canaux SEVIRI sur terre.

### 4.3 Résumé des principaux résultats

Dans ce travail nous avons montré qu'il est possible d'assimiler beaucoup plus d'observations SEVIRI au dessus des surfaces terrestres. En effet, en fournissant une estimation plus réaliste de

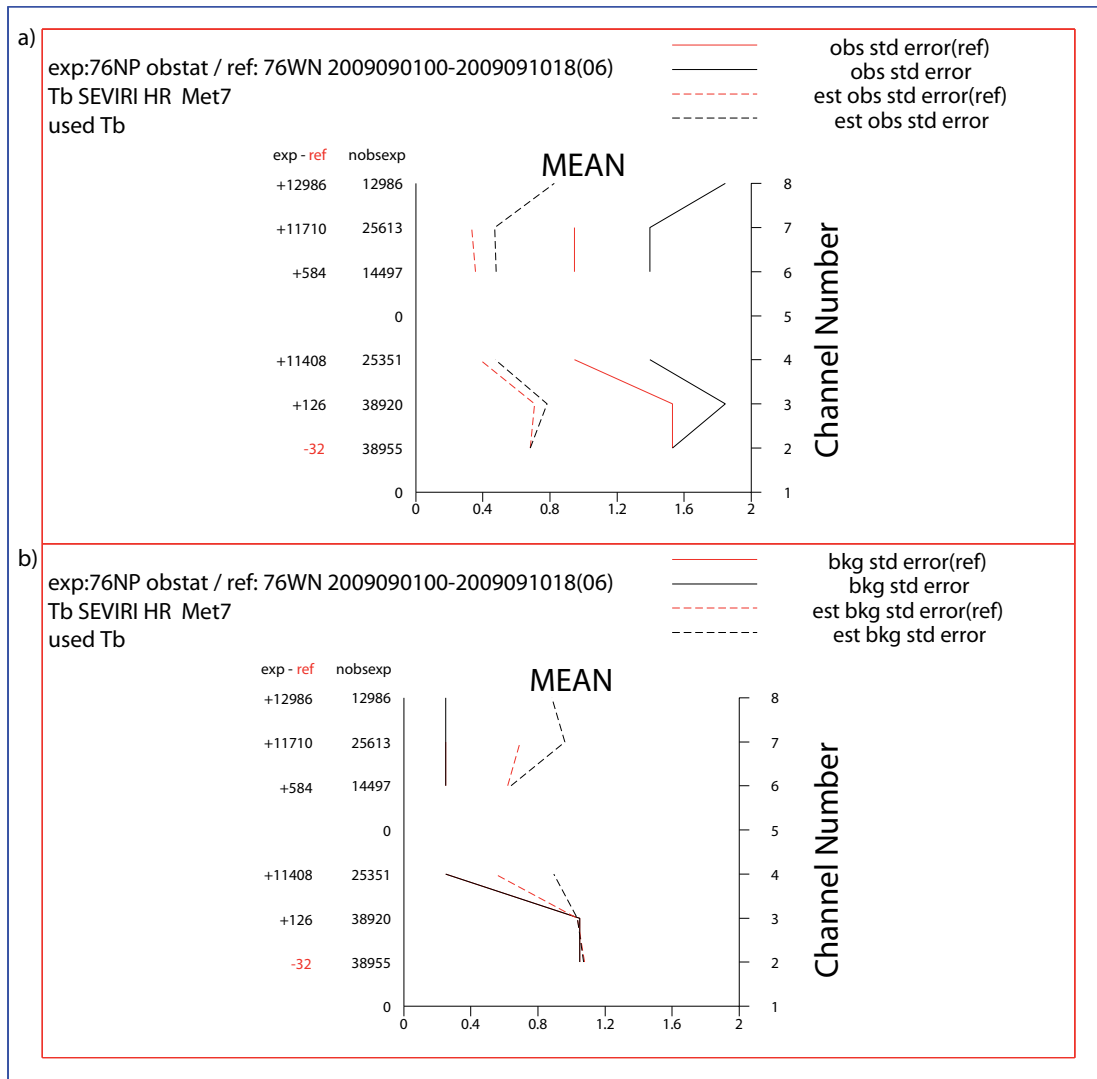


FIG. 4.8 – Ecart-types d'erreurs a) d'observations SEVIRI et b) de l'ébauche spécifiés (courbe continue) et estimés (courbe pointillée) dans CTL (en rouge) et EXP (en noir). Les résultats portent sur la période du 1er au 10 septembre 2009



l'émissivité de la surface et de la température de surface, les performances du modèle de transfert radiatif sont améliorées. Les écarts entre les observations et les simulations de température de brillance sont réduits ce qui permet à un plus grand nombre d'observations d'être assimilées. Les cartes des figures 4.9 et 4.10 présentent le nombre d'observations SEVIRI assimilées dans l'expérience CTL et EXP pendant le mois d'août 2009. Les points d'observations sont comptabilisés dans des boîtes de  $1.5^\circ$  sur le domaine ALADIN. On constate que le nombre d'observations assimilées des canaux WV reste inchangé ce qui était attendu puisque ces canaux ne sont pas ou peu sensibles à la surface. Dans EXP, les canaux IR sont majoritairement assimilés sur la partie sud du domaine continental d'ALADIN. Le nombre d'observations assimilées du canal IR10.8 reste inchangé sur mer également puisqu'il nous sert pour restituer la Ts. D'une manière générale, sur les 3 mois d'assimilation, l'augmentation relative entre EXP et CTL est de l'ordre de 45% pour les deux canaux fenêtre, et de 100% pour le canal IR13.4 puisque ce canal n'est pas assimilé dans CTL.

On montre que l'assimilation de ces données a un impact positif sur les analyses et les prévisions du modèle ALADIN-France. D'abord, les statistiques sur le fit aux observations assimilées par rapport à l'ébauche ou à l'analyse ont été calculées sur le domaine ALADIN pour la période du 15 août au 30 octobre 2009. Globalement, nous avons constaté que le fit aux observations est neutre à positif. La figure 4.11 présente les biais et erreurs quadratiques moyennes (EQM) des écarts à l'ébauche (trait plein) et à l'analyse (trait pointillé) pour les observations GPS de radio-occultation et les profils de vent PILOT dans CTL (en rouge) et EXP (en noir). Les biais et EQM du fit aux observations GPS à 2 km sont améliorés dans EXP par rapport à CTL. Aussi, les erreurs du fit aux observations de la composante U du vent par rapport à l'ébauche sont plus faibles dans EXP, notamment entre 250 et 850 hPa.

Le fit aux observations SEVIRI montre une légère dégradation des EQM par rapport à l'analyse et à l'ébauche dans EXP. Cet impact était attendu puisque le nombre d'observations assimilées augmente d'environ 30%, et concerne principalement des observations effectuées au dessus des continents. Mais, les EQM conservent des valeurs tout à fait acceptables (inférieurs à 1.2K par rapport à l'ébauche et 0.8K par rapport à l'analyse) ([Guedj *et al.*, 2011b]).

Les changements dominants dans l'analyse concernent les paramètres liés au cycle hydrologique (humidité relative, contenu intégré en vapeur d'eau, précipitations ...). Des cartes d'incrémentations moyens en humidité relative dans EXP et dans CTL ont été réalisées aux différents niveaux du modèle pour la période du 1er août au 30 octobre 2009. La figure 4.12 présente les résultats pour le niveau 700 hPa. On constate que, globalement, les structures des incréments sont similaires dans les 2 expériences sauf sur l'Espagne et l'Afrique du Nord où une zone d'assèchement se dessine. Cet impact est très probablement lié à l'ajout des observations IR de SEVIRI sur terre dans EXP.

Des cartes moyennes de différences d'humidité relative analysée à 800 hPa indiquent également que l'assimilation des observations SEVIRI tend à assécher le modèle ([Guedj *et al.*, 2011b]). En particulier, à 12h, la différence d'humidité relative peut être localement supérieure à 5%. En surface, le réseau de stations synoptiques espagnoles et portugaises (soit plus de 70 stations) a été utilisé pour évaluer ce changement. Nous avons montré que le biais entre les mesures synoptiques et les champs analysés à 12h était largement réduit dans EXP par rapport à CTL. De

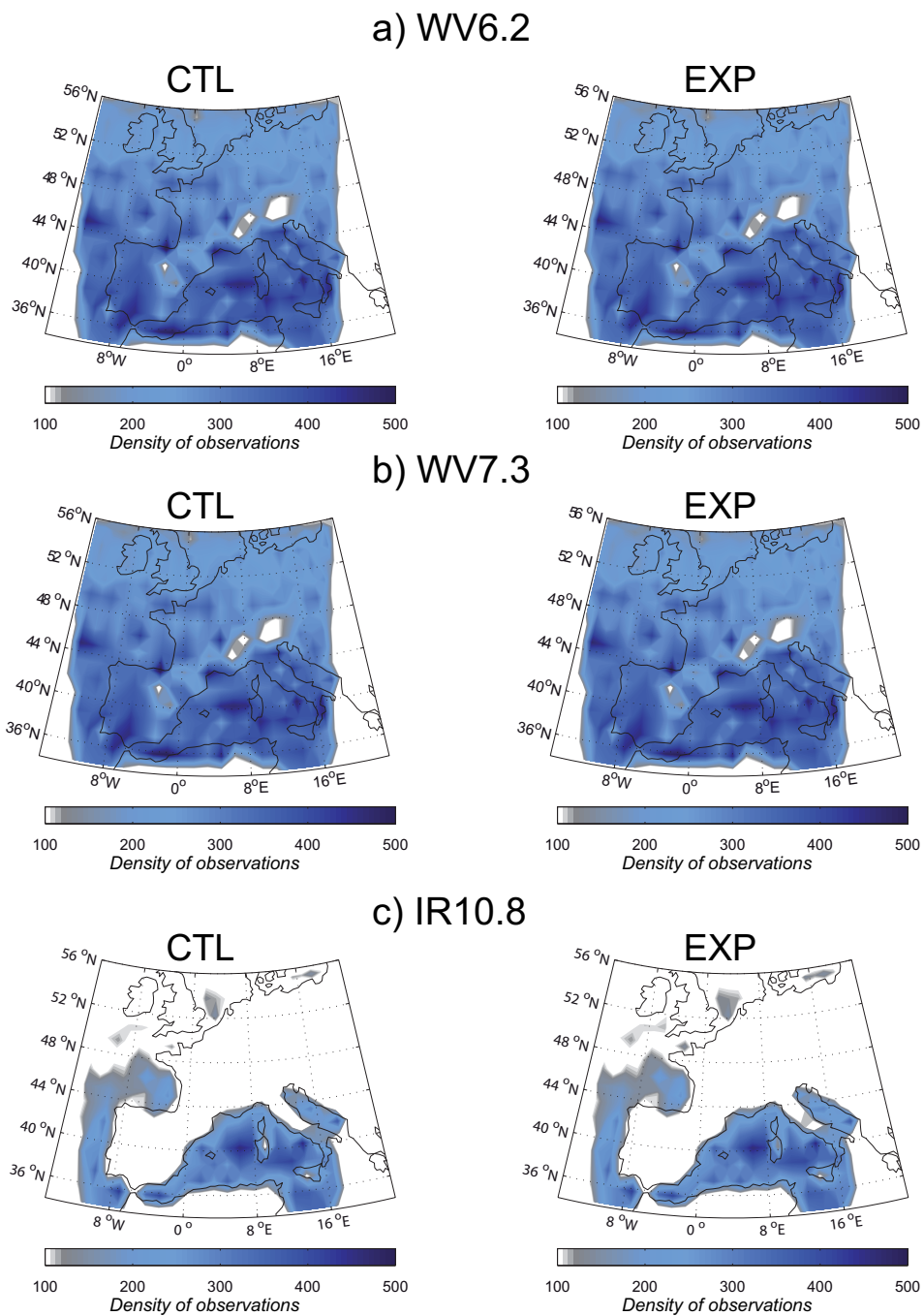


FIG. 4.9 – Cartes de la densité d’observations assimilées de SEVIRI aux canaux a) WV6.2, b) WV7.3 et c) IR10.8 sur le domaine ALADIN dans EXP et CTL. Les points d’observations sont comptabilisés dans des boîtes de  $1.5^\circ$  pour le mois d’août 2009.

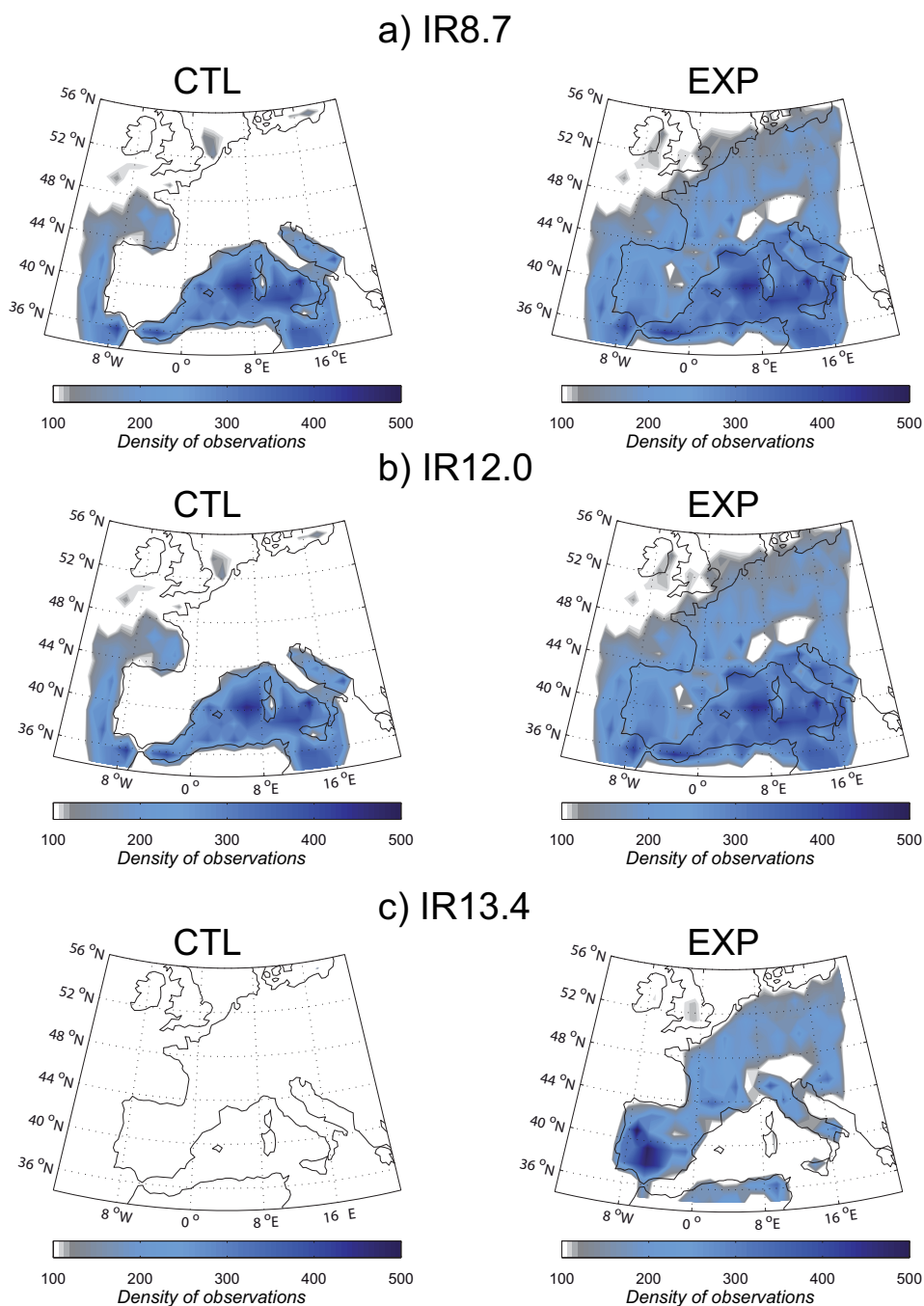


FIG. 4.10 – Cartes de la densité d'observations assimilées de SEVIRI aux canaux a) IR8.7, b) IR12.0 et c) IR13.4 sur le domaine ALADIN dans EXP et CTL. Les points d'observations sont comptabilisés dans des boîtes de  $1.5^\circ$  pour le mois d'août 2009.

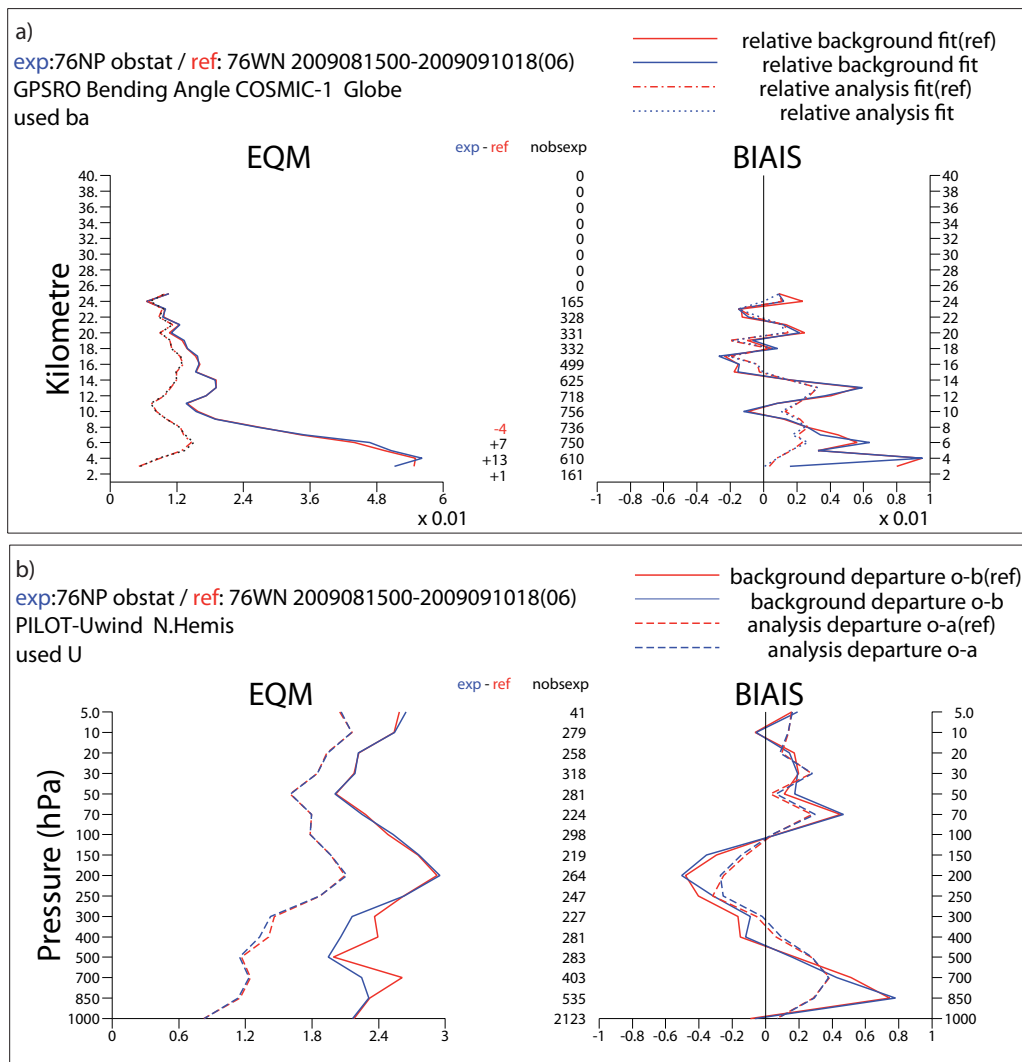


FIG. 4.11 – Biais et erreurs quadratiques moyennes (EQM) des écarts à l'ébauche (trait plein) et à l'analyse (trait pointillé) pour les observations GPS et les profils de vent-U PILOT dans CTL (en vert) et EXP (en noir). Les résultats portent sur la période du 15 août au 30 octobre 2009

## Mean analyse increments of relative humidity (700 hPa)

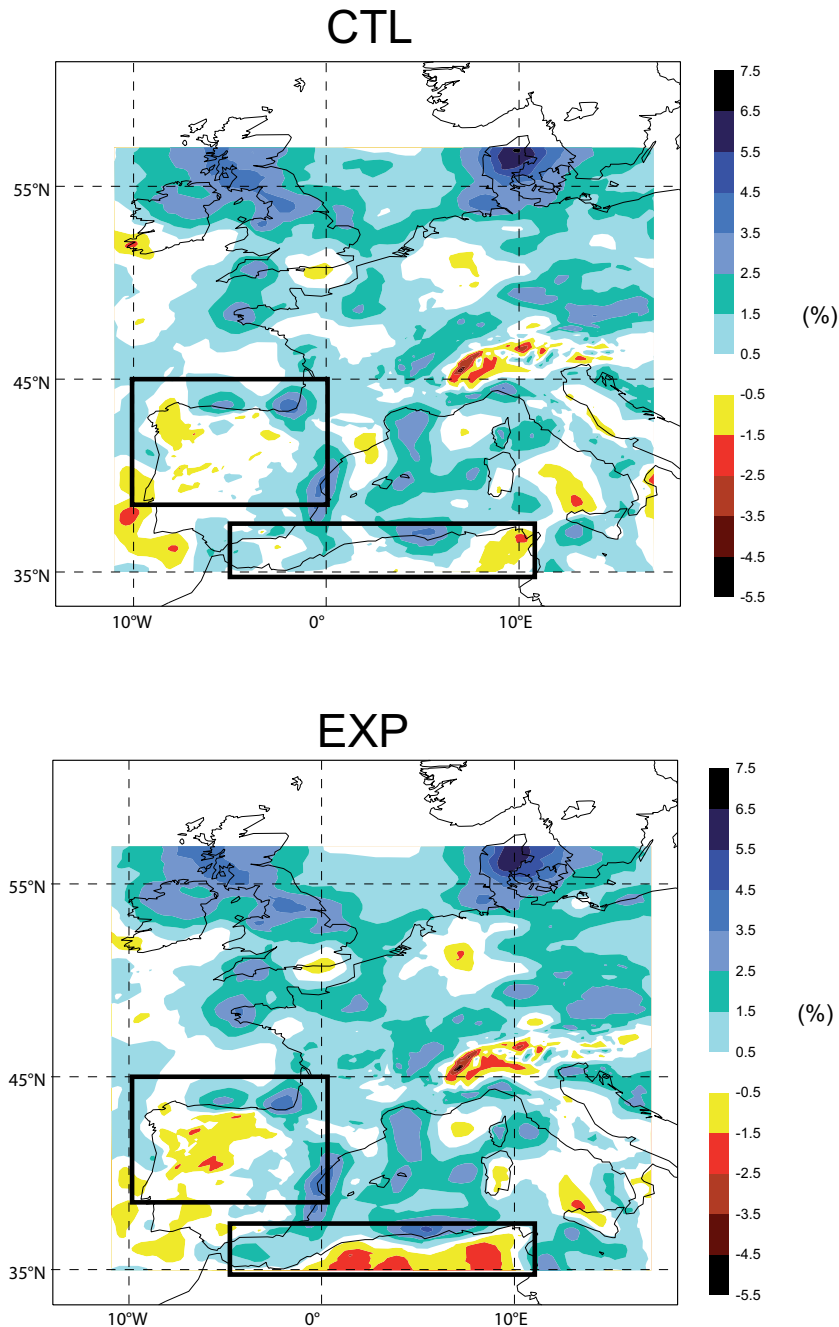


FIG. 4.12 – Cartes des incréments moyens d'analyse d'humidité relative à 700 hPa dans a) CTL et b) EXP pour la période du 1er août au 30 octobre 2009 sur le domaine ALADIN.

plus, les mesures GPS au sol de contenu intégré en vapeur d'eau (TCWV) issues de la station VillaFranca (en Espagne :  $40.44^{\circ}N$  ,  $3.95^{\circ}N$ ), nous ont permis de confirmer le réalisme du changement d'humidité dans EXP ([Guedj *et al.*, 2011a]).

Dans ce contexte, nous avons effectué une expérience d'assimilation additionnelle (appelée EXP-surf) pour évaluer l'impact des canaux surface et du canal IR13.4 de manière indépendante. Cette configuration est basée sur celle de EXP mais dans EXP-surf le canal IR13.4 n'est pas assimilé. La confrontation entre EXP et EXP-surf a montré que l'assimilation des observations du canal IR13.4 permettait à l'analyse et à l'ébauche de mieux s'approcher des observations de radiosondage d'humidité. Le biais d'humidité spécifique est réduit de  $-2.6$  g/kg dans CTL à  $-1.9$  g/kg dans EXP à 850 hPa (non présenté). Aussi, la confrontation entre CTL et EXP-surf a montré que les canaux de surface permettaient d'effectuer une meilleure analyse de la température des basses couches par rapport aux observations de radiosondages sur tout le domaine ALADIN (non présenté).

En termes de prévisions, on constate que le 3D-Var parvient à propager les effets d'une meilleure analyse atmosphérique. Les impacts sur les prévisions ont été étudiés en examinant les scores de prévisions à différentes échéances (jusqu'à 48h) dans EXP et CTL pour le TCWV, le vent, l'humidité relative, la température et les précipitations. Globalement sur tout le domaine ALADIN, les scores de prévision par rapport aux observations sont neutres à positifs.

Le résultat le plus marquant concerne les précipitations pour lesquelles les scores de prévision sont améliorés à toutes les échéances dans EXP (en noir) par rapport à CTL (en gris) en terme de biais (courbe pointillée) et EQM (courbe pleine). La figure 4.13a) présente les scores de prévision de précipitations cumulées sur 6h calculés aux mesures des stations synoptiques du réseau français RADOME. Au vu de ces résultats, nous avons analysé un cas d'étude en particulier : le 19 septembre 2009. Les cartes de prévisions de précipitations cumulées sur 6h à 18h d'échéance dans EXP et CTL ont été comparées aux analyses Antilope (basées sur des observations Radar et des stations synoptiques). La localisation des cellules précipitantes dans EXP semble plus proche des analyses Antilope que CTL ([Guedj *et al.*, 2011b]). Nous avons aussi montré que les prévisions de TCWV à 24h, 30h et 36h d'échéance dans EXP étaient plus cohérentes avec les observations GPS de la station Villafranca. L'assimilation des observations SEVIRI sur terre dans EXP a également produit des effets sensiblement positifs sur d'autres paramètres. La figure 4.13 présente les biais et EQM calculés entre les données de radiosondage et b) la température prévue à 24h d'échéance et c) la force du vent prévue à 12h d'échéance dans EXP et CTL. Les prévisions sont calculées à partir des analyses réalisées à 12h.

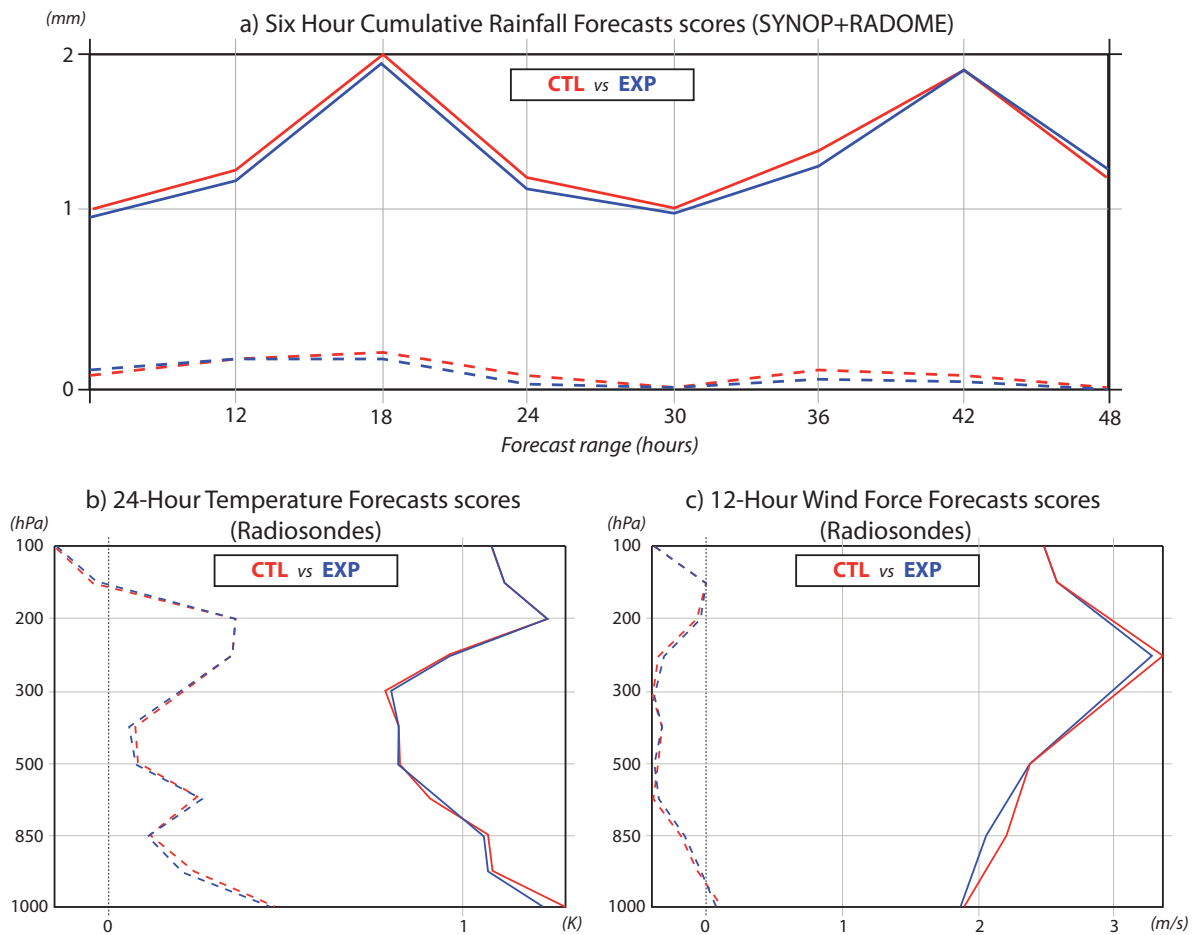


FIG. 4.13 – a) scores de prévision (biais et EQM) calculés pour EXP (en bleu) et CTL (en rouge) a) par rapport aux mesures de précipitations cumulées sur 6h des stations synoptiques du réseau français RADOME, ainsi qu'entre les données de radiosondage et b) la température prévue à 24h d'échéance et c) la force du vent prévue à 12h d'échéance. Les prévisions sont calculées à partir des analyses réalisées à 12h sur la période du 1er août au 30 octobre 2009.

#### **4.4 Publication associée au chapitre**



## Improved assimilation of observations from SEVIRI over land

STEPHANIE GUEDJ \*  
FATIMA KARBOU  
FLORENCE RABIER  
VINCENT GUIDARD  
THIBAUT MONTMERLE

*Météo-France and CNRS/CNRM-GAME, GMAP, 42 av. G. Coriolis, 31057, Toulouse, France*

## 1. Introduction

The geographical domains of limited area models (LAM) predominantly cover continental surfaces. This is the case, for example, of Météo-France mesoscale model ALADIN-France (from the French Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational, Radnóti et al. (1996)), whose geographical domain covers a large part of Western Europe. To make the best use of as many observations as possible, it is essential that they should be adequately treated and the more so for satellite data that require a thorough description of emissivity and surface temperature during the data assimilation process, which generally is not the case in operational systems. It follows that the direct model is unable to perform radiative transfer simulations close to observations. Past a given threshold that defines the acceptable distance between observations and simulations, surface sensitive observations are generally rejected.

Thanks to their excellent spatial and temporal resolution, SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) data are particularly suitable for limited area models. SEVIRI measures “top-of-atmosphere” radiances and reflectances using 12 spectral channels every 15 min with a 3 km horizontal resolution at the sub-satellite point (1 km for the high-resolution visible (HRV) channel). Information from SEVIRI have been assimilated in numerical weather prediction (NWP) systems for many years but remained restricted to water vapour (WV) channels, which are not sensitive to the surface, and to SEVIRI infrared (IR) channels over oceans. Assimilation experiments were carried out at the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts and Météo-France (Munro et al. (2004), Kopken et al. (2004), Szyndel et al. (2005), Montmerle (2005), Montmerle et al. (2007)) as well as at the Met-Office and at the Swedish Meteorological and Hydrological Institute (Kelly (2008), Stengel et al. (2009) and Stengel et al. (2010)).

All these studies assimilate measurements from SEVIRI, discarding those sensitive to the surface but assimilating

some over ocean where surface emissivity and surface temperature characterization meets NWP requirements. It is commonly admitted that the description of the IR land surface emissivity fails to meet requirements in NWP models. Short of improvements, it will be difficult to assimilate more SEVIRI observations over land surfaces (Borbas and Ruston (2010), Li et al. (2010)). Land Surface Emissivity (LSE) is usually set to 0.98 despite its strong variability with wavelength, surface condition, roughness and moisture. Fortunately, several past studies to estimate IR land emissivities made available climatologies that facilitate the assimilation of IR data. These studies were based on IR aircraft or satellite observations and/or laboratory spectral reflectance (Knuteson et al. (2004), Goldberg et al. (2004), Borbas et al. (2007), Zhou et al. (2008), Seemann et al. (2008), Trigo et al. (2008)).

Apart from the surface emissivity, a good description of the land surface temperature (LST) in NWP models by taking better account of its diurnal cycle and its seasonal variability, is also a prominent scientific challenge. Accurate LST products exist but are rarely used in data assimilation for which the use of raw observations is often preferred to the use of derived products. Out of the constraints of variational assimilation, many studies were carried out to improve our understanding of the land surface temperature variability (Becker and Li (1995), Jin and Dickinson (1999) Vinnikov et al. (2011)). Satellite observations are commonly used to estimate this parameter and retrieval methods generally use a single IR channel or a combination of IR window channels (McMillin (1975), Price (1984), Ottlé and Vidal-Madjar (1992), Qin et al. (2001), Dash et al. (2002), Sobrino et al. (2004), Jiang (2007) and Pinker et al. (2009) among many others). Large errors in land surface temperature are frequent in NWP models (Zheng et al. (2009), Borbas and Ruston (2010) and Edwards (2010)). In most LAMs, LST analyses is based on the use of: i) information from the past (short range forecast), ii) together with surface observations (two meter temperature and humidity), climatology atlases and a land

surface scheme. The accuracy of such LST analysis relies mainly on the density of the surface observation network which usually is very uneven, as displayed in figure 1 for the ALADIN/France domain. As a consequence, using many more relevant remote sensing observations should help to better constrain LST analyses where few surface observations are assimilated.

One should bear in mind that obstacles to an optimal assimilation of IR data are not limited only to errors in the representation of the land surface emissivity and temperature in the models but one may add the strong sensitivity of data to clouds that requires a sound data screening to identify cloudy pixels. We estimated the proportion of clear cases over the ALADIN-France domain for two contrasting seasons of summer and winter. Figure 2 shows the proportion of clear pixels compared with the available pixels for the month of August 2009. The identification of clear pixels was performed using the "Cloud Type" product (Derrien and LeGléau (2005)) developed by the Centre de Météorologie Spatiale (CMS) of Météo-France in the framework of the EUMETSAT-SAF-NWC (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites - Satellite Application Facilities - for Nowcasting and Very Short Range Forecasting). Not surprisingly, the proportion of clear pixels is larger in the southern part of the domain with values exceeding 70% in areas such as the southern Iberic peninsula and Mediterranean areas. During winter, these values are around 40% (not shown). In general, for the entire domain, the proportion of clear pixels is around 50% in summer and close to 20% in winter throughout Europe (not shown).

In this study, a selection of surface-sensitive IR SEVIRI observations is assimilated over Europe within the Météo-France LAM. These developments were made possible after an adequate characterization of the LSE and LST during assimilation. This paper follows Guedj et al. (2011) in which preliminary studies have confirmed the added value of a combined use of an IR emissivity atlas coming from the Land-SAF (<http://landsaf.meteo.pt>, Trigo et al. (2008)) and the LST retrieved from SEVIRI channels within ALADIN-France model. The retrieved LST have been evaluated by performing comparison with independent measurements and indirectly by looking at their impact on radiative transfer simulations.

This paper aims to document assimilation experiments conducted during the summer-autumn period to assess the impact of incoming data from 3 SEVIRI channels over land. The next session briefly recapitulates the data and experimental design used in this study. The results are discussed in section 3 with a focus on the quality of analyses and forecast skill. Conclusions are given in section 4.

## 2. Data and experiment design

### a. SEVIRI data and their assimilation in the ALADIN 3D-VAR system

The radiometer SEVIRI, onboard the geostationary satellite of METEOSAT-9 provides full earth's disc images every 15 minutes in 12 channels (Schmetz et al. (2002)). They include three visible (VIS) channels (HRV, VIS0.6  $\mu\text{m}$  and VIS0.8  $\mu\text{m}$ ), one near infrared channel at NIR 1.6  $\mu\text{m}$ , and eight infrared (IR) channels at WV6.2  $\mu\text{m}$ , WV7.3  $\mu\text{m}$ , IR3.9  $\mu\text{m}$ , IR8.7  $\mu\text{m}$ , IR9.7  $\mu\text{m}$ , IR10.8  $\mu\text{m}$ , IR12.0  $\mu\text{m}$ , IR13.4  $\mu\text{m}$ . The spatial resolution of the IR channels is about 4 to 5 km over central Europe. High peaking water vapour channels WV6.2 and WV7.3 are sensitive to mid-tropospheric humidity variations and therefore not to the surface. On the contrary, window channels IR3.9, IR8.7, IR10.8 and IR12.0 can be used to retrieve information about the surface (including emissivity and temperature).

The operational ALADIN-France domain covers Western Europe at a resolution of 7.5 km and 70 vertical levels. The ALADIN-France model takes its lateral boundary conditions from the global model ARPEGE and its initial state from a cycled 3D-VAR data assimilation system (Fischer et al. (2005)). The 3D-VAR data assimilation system was initially introduced in the ARPEGE-IFS software. The incremental formulation, the minimization technique, data flow and observation operator are inherited from it (Rabier et al. (2000)).

ALADIN-France assimilates a substantial amount of heterogeneous observations including conventional measurements (surface stations, upper air measurements and radiosondes) and remote sensing observations (radiances from various satellites from polar and geostationary platforms, GPS Radio Occultation, atmospheric motion vectors, winds from scatterometers). For satellite data, ALADIN-France uses the RTTOV Radiative Transfer Model for TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder), Eyre (1991), Matricardi et al. (2004) and Saunders et al. (2006) to compute model equivalents to observations. In the operational design, RTTOV uses a constant value for LSE (0.98) and the LST is beforehand analysed using an Optimal Interpolation (OI) method. Surface stations and short range forecast are used to perform the surface analyses within the so-called CANARI module (Code d'Analyse Nécessaire a ARPEGE pour ses Rejets et son Initialisation, Taillefer (2002)).

Contrary to global models which only consider WV Clear Sky Radiances (CSR), LAM, as ALADIN-France makes use of IR and WV SEVIRI channel at full resolution (Montmerle et al. (2007), Stengel et al. (2009)). But, only data that are either acquired over sea or not sensitive to the surface are used. Note that WV channels can be assimilated.

lated above low clouds as depicted in the Cloud Type product developed by CMS/SAF-NWC (Derrien and LeGléau (2005)). VIS channels and IR3.9, IR9.7 and IR13.4 are discarded in operations. Moreover, only one out of 5 pixels is selected and thinned to 70 km to reduce observational error correlations effects (Liu and Rabier (2003)).

#### b. Assimilation Experiments

Two assimilation experiments were run over 12 weeks in 2009 (From August 1 to October 30) using the ALADIN-France system. The control run (called CTL hereafter) is based on the operational configuration and do not use IR SEVIRI channels over land. The other experiment was based on the first one with the assimilation of IR SEVIRI data over land (called EXP hereafter). As summarized in table 1, WV channels are used over land and sea surface and IR channels IR8.7, IR10.8 and IR12.0 are assimilated over sea surfaces in both experiments. IR8.7, IR10.8 and IR12.0 channels are additionally assimilated over land in EXP only, channel IR10.8 being exclusively used to retrieve LST. Figure 3 illustrates differences between EXP and CTL in term of active observations for the atmospheric analysis over 1 month period. Besides assimilated channels, another main difference between the two experiments lies in the boundary conditions of the RTTOV model. As explained above, RTTOV uses in CTL a constant value of LSE (LSE = 0.98), the LST is taken from analyses, whereas in EXP, the radiative transfer model uses LSE atlases and, whenever possible, LST deduced from SEVIRI channel IR10.8 ( $LST_{IR10.8}$ ). When the calculation of  $LST_{IR10.8}$  is not possible, RTTOV uses the default value (LST from analyses).

### 3. Results

#### a. On the SEVIRI data bias correction

In ALADIN, a Variational Bias Correction (VarBC) system is used to correct the bias for satellite observations (Dee (2004), Auligné et al. (2007)). Four predictors are used for the regression to bias correct SEVIRI observations: 2 air-mass thicknesses (1000 to 300 hPa and 200 to 50 hPa), the Total Column Water Vapour (TCWV) and surface temperature (over land, LST from ALADIN-France in CTL and  $LST_{RET10.8}$  in EXP). Furthermore, observation error standard deviations have been assigned to 1.5K and 1.7K for WV6.2 and WV7.3 channels, 1.7K for IR13.4 and 1.2K for IR window channels.

The monitoring covers all SEVIRI channels for all surfaces. This monitoring applies not only to assimilated data but also to all available observations. While monitoring observation departures from First Guess (FG), we noticed a

strong diurnal cycle of the bias between SEVIRI observations and simulations. Szyndel et al. (2005) and Stengel et al. (2009) have already highlighted similar bias features for WV channels. FG departures of channels WV6.2 and WV7.3 have been shown to increase during night-time and decrease during daytime. Conversely, FG departures of surface IR channels increase during daytime and decrease during night-time. For instance innovation bias for channel IR8.7 in CTL experiment is about -0.64K at 0UTC, 0.21K at 6UTC, 3.72K at 12UTC and -1.47K at 18UTC. As mentioned in Stengel et al. (2009) and Borbas and Ruston (2010), this diurnal cycle of FG could be related to 1) NWP model performance (LST background errors) and 2) may be due to the fact that the cloud type product uses different SEVIRI channels during the day and the night.

Figure 4 shows time series of mean FG departures of channel IR12.0 over land at different analysis times for the 2 experiments. The period goes from 1st-August to 30th-October. Coefficients for VarBC computed in EXP and in CTL are also plotted. FG departure biases are reduced in EXP with regard to CTL. This means that 1) The predictors considered in VarBC seems also relevant for IR channels over land and 2) that the use of LST retrievals rather than LST coming from ALADIN is beneficial for SEVIRI surface channel simulations.

Figure 5 shows mean FG departure time series for channel IR13.4 which indicates that channel IR13.4 seems to be affected by a systematic bias of about 1.8K. Because VarBC coefficients are dynamically estimated (black thick line), the bias correction is gradually adapted. One can note that the FG departures diurnal bias remains quite strong. The diurnal cycle bias also applies to other IR channels. In order to reduce this bias, we investigated the potential benefit of cycling VarBC over 24 hours against 6 hours as it is set in operation (Auligné et al. (2007)). In doing so, coefficients are updated every 6 hours, using predictors computed 24h previously. This technique showed no significant improvement.

#### b. The model fit to observations

The assimilation of additional SEVIRI data over land does not damage the assimilation of other assimilated observations. Indeed, the fit of other observations against the First Guess (FG) or the analysis remains almost unchanged when IR SEVIRI observations are assimilated over land. One can see small improvements or degradations of bias and standard deviations according to instruments, but the general tendency is rather neutral with a slight improvement in the fit. The improved statistics is especially noticeable for the GPS-radio occultation from COSMIC (Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere and Climate) satellites data. Some improvements were also noticed on the fit to wind profiles observations

from PILOT instruments. For example, figure 6 presents the statistics for the FG (solid) and the analysis departures (dashed) for the assimilated a) GPS-radio occultation observations from COSMIC-1 and b) U component of wind within CTL (red) and EXP (blue). Results are given in terms of Bias and RMS (Root Mean Square) errors and number of assimilated observations. Bias in FG seems significantly reduced in the lower layers. There was also a slight increase in the number of assimilated IASI observations and AMSU-B on board MetOp satellite in EXP (less than 1%) with better statistics.

Statistics for the fit to SEVIRI observations against the background field (or First Guess (FG)) or the analysis have been computed. Statistics are displayed in figure 7. We recorded an increase of almost 32% of the total number of SEVIRI observations in EXP compared with CTL due to the assimilation of IR channels over land surfaces. As expected, the addition of 3 IR SEVIRI channels results in an increase of the RMS errors with respect to the analysis and the background, given the increase in the data sample in EXP, mainly over land where simulations are slightly less accurate. The RMS errors remain nevertheless acceptable for all channels (less than 1.2K for background and less than 0.8K for analyses).

#### c. Analysis increment and evaluation

The largest changes in the analyses as compared to the background, when assimilating SEVIRI data over land were found in the moisture, temperature and wind fields. On average, negative humidity increments (around 3%) were noticeable in EXP over the southern part of the domain in the lower and mid-troposphere (not shown). This signal was particularly strong over the northern part of Africa where almost no other observation is assimilated.

In the following, the analysis impact of one particular assimilation cycle (18th September 2009 at 12 UTC) is discussed. Maps of temperature and relative humidity increments are presented in figure 8. The maps of active SEVIRI observations at channel IR13.4 in EXP are presented in figure 9. The number of clear sky observations assimilated over Northern Africa, Italy and Northern Europe is quite important.

For relative humidity, with regard to CTL, negative increments in EXP (figure 8b) were found over Spain, middle of France, North Africa and Italy from 700 hPa to the surface (not shown). The location of the differences found between EXP and CTL are more or less co-located to the additional SEVIRI channel IR13.4 particularly. They also take benefits of the assimilated observations from previous cycles. Moreover, channel IR13.4 is sensitive to temperature. For temperature, small negative analysis increments

are described in EXP over Spain, South-East of France and North Eastern part of Europe with regard to CTL over the same areas.

The assimilation of additional SEVIRI data over land brings significant changes to the analysis of temperature, humidity and wind. We note in particular a tendency to dry out the air in southern Europe accompanied by an increase in average temperatures.

The decrease in moisture mainly occurs in the lower troposphere below 500 hPa. Figure 10 shows the average change that occurs in the analysis of humidity at 800hPa at different synoptic times (0, 6, 12 and 18UTC). EXP produces drier air than CTL in the southern part of the ALADIN-France domain over continental area. This effect is uppermost at 12UTC and can reach 5%. The change in temperature is less than 0.2 K on average. Most changes in the analysis occur in areas where there are few in-situ observations (figure 1) and where more SEVIRI data are assimilated because of the lower presence of clouds (figure 2).

Analyses of Relative humidity from EXP and CTL in the lowest atmospheric levels were compared with measurements from about 70 synoptic stations over Spain/Portugal. Results of these comparisons are presented in figure 11, which displays a general reduction of bias in EXP.

In order to assess more independently the quality of analysis of moisture from EXP and CTL, we compare them to the Total Column Water Vapour (TCWV) estimates from GPS ground stations. The GPS estimates are kindly provided by UCAR / COSMIC (www.suominet.ucar.edu, Ware et al. (2000)). For this comparison, we choose the Spanish station of Villafranca (40.44°N, 3.95°W), mainly for its readiness to provide us with their data during our assimilation period, and also because the greatest changes in TCWV analysis happened in this region. Observations of TCWV performed at this station are compared to values analyzed in CTL and EXP in table 2. It can be noted that the GPS measurements are more consistent with EXP than with CTL. The strong drying of the atmosphere is particularly well captured in EXP at 12UTC. In EXP, averaged values indicate an improvement in the representation of the diurnal cycle.

#### d. Impacts on forecasts

Forecast impacts were also studied by examining the short range verification scores (up to 48h) for TCWV, precipitation, wind, relative humidity, and temperature fields. In particular, changes in TCWV analyses brought by the assimilation of additional SEVIRI data are propagated into TCWV forecasts up to 36h forecast range (figure 12). The mean drying of the atmosphere seems consistent with GPS observations. The representation of the diurnal cycle is improved, particularly at the 24h forecast range.

The forecast Root Mean Square (RMS) errors and biases for precipitation, wind, relative humidity, and temperature fields are calculated from 01 August to 15 October 2009 and checked against in-situ observations (synoptic, radiosondes). Overall, the forecast impact of EXP is positive over Southern Europe and neutral in other parts of model domain (not shown).

Figure 13 shows forecast scores for relative humidity with regard to radio-sounding data for EXP (in blue) and CTL (in red). Forecasts are based on the analyses produced at 12UTC. The RMS errors is slightly reduced near the surface in EXP and the bias is improved below 850 hPa. One can note that available radio-sounding data are mainly located in northern Europe. The relative neutral impact can be explained by the scarcity of assimilated SEVIRI observations in this part of the domain.

Forecast scores of 6h cumulative precipitation were calculated for different forecast ranges (up to 48 hour range). RMS errors for the rain forecasts, calculated by taking in-situ raingauges as reference, are generally reduced in EXP at all forecast ranges, especially for 18h-forecasts over France (figure 14). A large improvement on scores is observed around the 19th of September. Figure 15 compares observed cumulated 6h rainfall valid the 19th of September at 6UTC with the corresponding simulated values from EXP and CTL 18h forecasts. The patterns of rainfall in EXP seem to be closer to observations than CTL. In particular, rainfall cells seem to be realistically spread over land in south west and north east France.

To understand if this positive impact is due to the assimilation of SEVIRI data over land, initial conditions from analyses of the 18th September 2009 at 12UTC were detailed (see figures 8 and 9). Atmospheric analysis in EXP seems to draw some benefits from the assimilation of additional SEVIRI data over the north-eastern part of France to improve the location of forecasted convective precipitations on the 19th of September 2009. One can speculate that if the humidity analysis is more realistic at 12UTC, it can be propagated by the 3DVAR into more realistic forecast of relative humidity fields. More than 20% of relative humidity can be removed locally (not shown) in the EXP forecasts. But cycling effects inherited from the assimilation of many SEVIRI observations over land in previous cycles (during several weeks) can also explain this improvement.

#### 4. Discussion and conclusion

In this work, we have shown that it is possible to make use of more observations from SEVIRI over land surfaces, in a regional NWP system, provided good estimates of

the surface emissivity and surface temperature are available. First, the land surface emissivities (LSE) produced by the EUMETSAT Land-SAF have been used to calculate the land surface temperature (LST) using SEVIRI channel IR10.8 data though the inversion of radiative transfer equation. Second, these two surface parameters were used at a later stage to describe the boundary conditions of the RTTOV model when calculating the model equivalent to the observations. Two assimilation experiments were run from the 1st August to the 15th October 2009. The first one is representative of the operational ALADIN-France NWP system and the second one additionally assimilate in the 3D-VAR data from channels IR8.7, IR12.0 and IR13.4 over land surfaces thanks to the LST retrievals and LSE atlases. Comparison between the 2 assimilation experiments shows that the assimilation of these additional data positively impacts the analyses and forecasts of the ALADIN-France model. The main change in the analysis is about the relative humidity, primarily in southern Europe. The realism of this change in humidity has been successfully evaluated near the surface, thanks to independent measurements from GPS ground stations. There was also an improvement in forecasts, especially those of precipitations.

The impact of SEVIRI data is maximal in areas with less cloudy sky conditions than elsewhere (over Europe). This suggests, among other things, that the impact of SEVIRI data could depend on seasons and also on the geographical domain. To check this, we performed two additional assimilation experiments, on a smaller geographical domain (covering mainly France and northern Spain) with the AROME mesoscale model (Seity et al. (2010)) and during winter (December 2010-January 2011). We will not describe in full the results obtained with the AROME model but only mention those related to modifications in moisture and temperature analysis. The assimilation of SEVIRI data over land also had the effect of changing the analysis of TCWV, bringing more moisture (unlike what was observed during the summer with ALADIN, see figure 16 for the humidity change at 18h). The evaluation of this change in moisture, in comparison with GPS data and 2 meter temperature, give preliminary positive results. Figure 17 compares TCWV analyses from the two assimilation experiments and TCWV estimates from Villafranca station per assimilation cycle (0,3,6,9,12,18,21). Although the change in moisture appears smaller in AROME than in ALADIN, the experiment seems to be in better agreement with the GPS than the control experiment.

Changes in moisture and temperature appears to be weaker in AROME than in ALADIN. A comprehensive study is underway and is dedicated to the understanding of the impact of SEVIRI data in both ALADIN and AROME models by studying possible interactions with the physical

parameterizations of the models, seasonal impact, the use of radars ... The impact studies will be on two seasons and will be the subject of a dedicated publication. Given the positive impacts described in this paper, an operational implementation of these developments is planned for the near future.

The method we used to estimate LST aims to improve boundary condition of the radiative transfer model and would probably be more effective if it was applied within a land surface assimilation system. Thus, channel IR10.8 would be used directly to improve the analysis of surface temperatures which in turn would help to better assimilate, not only SEVIRI observations, but all remote sensing data.

Within the assimilation process itself, another way to improve the assimilation of satellite data over land would be to work on the specification of observation error correlations. In today's assimilation systems, observation errors are commonly assumed to be uncorrelated. Observations are strictly thinned to respect independence between two observations. For example, only one SEVIRI observation every 70 km is assimilated whereas one observation is available every 5 km over the AROME domain. For hyperspectral instruments such as the IASI sounder, only a fraction of the 8461 channels is used in atmospheric analysis of the NWP model. Alongside to the thinning, observation errors are usually inflated to counteract the effects of neglecting error correlations. The weight given to an observation and the amount of assimilated observation in the analysis is reduced for all instruments. Taking inter-channel or spatial error correlations into account in the assimilation system is an area of active research for global models (Bormann and Bauer (2010)). This issue will also be the object of future research for meso-scale models.

#### Acknowledgments.

The authors would like to thank Jean Maziejewski for his careful reading of this manuscript.

#### REFERENCES

- Auligné, T., T. McNally, and D. Dee, 2007: Adaptive bias correction for satellite data in a numerical weather prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 631–642.
- Becker, F. and Z. Li, 1995: Surface temperature and emissivity at various scales: definition, measurement and related problems. *Remote Sensing Reviews*, **12** (3), 225–253.
- Borbás, E., R. O. Knuteson, S. W. Seemann, E. Weisz, L. Moy, and H.-L. Huang, 2007: A high spectral resolution global land surface infrared emissivity database. *Joint 2007 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference and the 15th Satellite Meteorology and Oceanography Conference of the American Meteorological Society*.
- Borbás, E. and B. Ruston, 2010: The RTTOV UWiremis IR land surface emissivity module. NWPSAF Tech. Memo. AS09-04, 42 pp. pp.
- Bormann, N. and P. Bauer, 2010: Estimates of spatial and interchannel observation-error characteristics for current sounder radiances for numerical weather prediction. I: Methods and application to ATOVS data. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**.
- Dash, P., F. Gottsche, F. Olesen, and H. Fisher, 2002: The land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: Theory and practice-current trends. *Int. J. of Rem. Sens.*, **23** (13).
- Dee, D., 2004: Variational bias correction of radiances data in the ECMWF system.
- Derrien, M. and H. LeGléau, 2005: MSG/SEVIRI cloud mask and type from SAFNWC. *Int. J. of Rem. Sens.*, **26** (21), 4707.
- Edwards, J., 2010: Assessment of numerical weather forecasts using satellite land surface temperatures. *19th Symposium on Boundary Layers and Turbulence*, Keystone, Colorado.
- Eyre, J., 1991: A fast radiative transfer model for satellite sounding systems. Ecmwf tec. memo.
- Fischer, C., T. Montmerle, L. Berre, L. Auger, and S. Stefanescu, 2005: An overview of the variational assimilation in the ALADIN/France numerical weather prediction system wave-driven circulation of the mesosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 3477–3492.
- Goldberg, M., Y. Qu, L. McMillin, W. Wolf, L. Zhou, and M. Divakarla, 2004: AIRS Near-Real-Time Products and Algorithms in Support of Operational Numerical Weather Prediction. **41** (2), 379–389.
- Guedj, S., F. Karbou, and F. Rabier, 2011: Land surface temperature estimation to improve the assimilation of SEVIRI radiances over land. *Journal of Geophysical Research*, **116**, doi:10.1029/2011JD015776.
- Jiang, G., 2007: Retrievals of land surface emissivity and land surface temperature from MSG1-SEVIRI data. Ph.D. thesis, Université Louis Pasteur de Strasbourg.

- Jin, M. and R. Dickinson, 1999: Interpolation of surface radiative temperature measured from polar orbiting satellites to a diurnal cycle. i- without clouds. *Journal of geophysical research*, **104** (D2), 2105–2116.
- Kelly, G., 2008: Preparations and experiments to assimilate satellite image data into high resolution NWP. Tech. Rep. 522, Met Office Meteorology Research and Development.
- Knuteson, R., F. Best, D. DeSlover, B. Osborne, H. Revercomb, and W. Smith, 2004: Infrared land surface remote sensing using high spectral resolution aircraft observations. *Advanced Space Research*, **33**, 1114–1119.
- Kopken, C., G. Kelly, and J.-N. Thépaut, 2004: Assimilation of Meteosat radiance data within the 4D-VAR system at ECMWF: Assimilation experiments and forecast impact. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 2277–2292.
- Li, Z., J. Li, X. Jin, T. Schmit, E. Borbas, and M. Goldberg, 2010: An objective methodology for infrared land surface emissivity evaluation. *Journal of Geophysical Research*, **115** (D22), D22308.
- Liu, Z.-Q. and F. Rabier, 2003: The potential of high-density observations for numerical weather prediction: A study with simulated observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129** (594).
- Matricardi, M., F. Chevallier, G. Kelly, and J. N. Thépaut, 2004: An improved general fast radiative transfer model for the assimilation of radiance observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**.
- McMillin, L., 1975: Estimation of sea surface temperature from two infrared window measurements with different absorption. *Journal of Geophysical Research*, **80**, 5113–5117.
- Montmerle, T., 2005: Assimilation of satellite data in a regional mesoscale model. Tech. rep., Final EUMETSAT/METEO-FRANCE Research Report.
- Montmerle, T., F. Rabier, and C. Fisher, 2007: Relative impact of polar-orbiting and geostationary satellite radiances in the Aladin/France numerical weather prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**.
- Munro, R., C. Kopken, G. Kelly, J.-N. Thépaut, and R. Saunders, 2004: Assimilation of Meteosat radiance data within the 4D-VAR system at ECMWF: Data quality monitoring, bias correction and single-cycle experiments. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**.
- Ottlé, C. and D. Vidal-Madjar, 1992: Estimation of land surface temperature with NOAA9 data. *Remote Sensing of Environment*, **40**(1).
- Pinker, R., D. Sun, M.-P. Hung, and C. Li, 2009: Evaluation of satellite estimates of land surface temperature from GOES over United States. *Applied Meteorology and Climatology*, **48** (1), 167–180.
- Price, J., 1984: Land surface temperature measurements from the split window channel of the NOAA-7 Advanced Very High Resolution Radiometer. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 7231–7237.
- Qin, Z., A. Karnieli, and P. Berliner, 2001: A monowindow algorithm for retrieving land surface temperature from LANSAT TM data and its application to the Israel-Egypt border region. *Int. J. of Rem. Sens.*, **20**.
- Rabier, F., H. Jvinen, E. Klinker, J.-F. Mahfouf, and A. Simmons, 2000: The ecmwf operational implementation of four-dimensional variational assimilation. i: Experimental results with simplified physics. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **126** (564), 1143–1170, doi:10.1002/qj.49712656415, URL <http://dx.doi.org/10.1002/qj.49712656415>.
- Radnóti, G., et al., 1996: The spectral limited area model ARPEGE-ALADIN. *PWPRR Report*, World Met. Org., Vol. n.7, 111–118.
- Saunders, R., M. Matricardi, P. Brunel, S. English, P. Bauer, U. OKeefe, P. Francis, and P. Rayer, 2006: RTTOV-8 science and validation report. Tech. rep., EUMETSAT/ECMWF Program Document ID NWPSAF-MO-TV-007.
- Schmetz, J., J. Pili, S. Tjemkes, D. Just, J. Kerkmann, S. Rota, and A. Ratier, 2002: An introduction to Meteosat Second Generation (MSG). *Bulletin of Amer. Meteor. Soc.*, **83**.
- Seemann, S., E. Borbas, R. Knuteson, G. Stephenson, and H.-L. Huang, 2008: Development of a global infrared emissivity database for application to clear sky sounding retrievals from multi-spectral satellite radiances measurements. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **47**, 108–123.
- Seity, Y., P. Brousseau, S. Malardel, G. Hello, P. Bénard, F. Bouttier, C. Lac, and V. Masson, 2010: The arome-france convective scale operational model. *Mon. Wea. Rev.*, **0** (0), null, doi:10.1175/2010MWR3425.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2010MWR3425.1>, <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/2010MWR3425.1>.
- Sobrino, J., J. E.-K. J.C. Jimenez-Munoz, M. Gomez, M. Romaguera, and G. Soria, 2004: Single-channel and two-channel methods for land surface temperature retrieval from DAIS data and its application to the Barrax site. *Int. J. of Rem. Sens.*, **25**.

- Stengel, M., P. Uden, M. Linskog, P. Dahlgren, N. Gustafsson, and R. Bennartz, 2009: Assimilation of SEVIRI infrared radiances with HIRLAM 4D-Var. **135 (645)**.
- Stengel, M., P. Uden, M. Linskog, N. Gustafsson, and R. Bennartz, 2010: An extended observation operator in HIRLAM 4D-VAR for the assimilation of cloud-affected satellite radiances. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136 (649)**, 1074.
- Szyndel, M., G. Kelly, and J.-N. Thépaut, 2005: Evaluation of potential benefit of assimilation of SEVIRI water vapor radiances data from Meteosat-8 into global numerical weather prediction analyses. *Atmospheric Sciences Letters*, **6**.
- Taillefer, F., 2002: CANARI (Code d'Analyse Nécessaire a ARPEGE pour ses Rejets et son Initialisation): Technical documentation. Tech. Rep. 428, METEO-FRANCE/CNRM/GMAP. Available at <http://www.cnrm.meteo.fr/gmapdoc/spip.php?article3>.
- Trigo, I., L. Peres, C. DaCamara, and S. Freitas, 2008: Thermal land surface emissivity retrieved from SEVIRI/Meteosat. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **46 (2)**.
- Vinnikov, K., Y. Yu, M. Goldberg, M. Chen, and D. Tarp-ley, 2011: Scales of temporal and spatial variability of midlatitude land surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, **116**.
- Ware, R., et al., 2000: Suominet: A real-time national GPS network for atmospheric research and education. *Bulletin of Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 677–694.
- Zheng, W., H. Wei, J. Meng, M. Ek, K. Mitchell, and J. Derber, 2009: Improvement of Land Surface Skin Temperature in NCEP Operational. *The 23rd Conference on Weather Analysis and Forecasting (WAF)/19th Conference on Numerical Weather Prediction (NWP)*, Omaha, Nebraska.
- Zhou, L., et al., 2008: Regression of Surface Spectral Emis-sivity from Hyperspectral Instruments. **46 (2)**, 328–333.



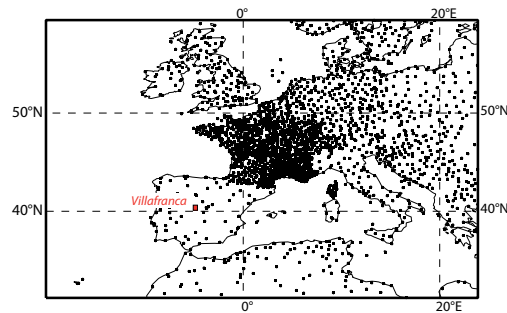


FIG. 1. Locations of synoptic observations which were available over the ALADIN-France model on 02/08/2011 at 12UTC

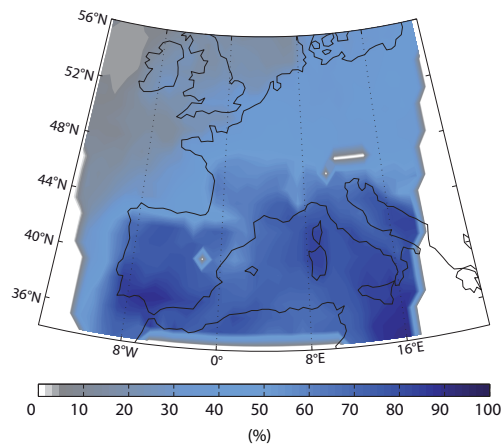


FIG. 2. Proportion (in %) of clear SEVIRI observations over the field ALADIN-France in August 2009. The identification of clear pixels was performed using the “Cloud Type” product developed by the Centre de Météorologie Spatiale (CMS) of Météo-France.

TABLE 1. Surface conditions for the assimilation of SEVIRI channels in EXP and CTL

	WV6.2 5.35-7.15 $\mu\text{m}$	WV7.3 6.85-7.85 $\mu\text{m}$	IR8.7 8.30-9.10 $\mu\text{m}$	IR10.8 9.80-11.80 $\mu\text{m}$	IR12.0 11.00-13.00 $\mu\text{m}$	IR13.4 12.40-14.40 $\mu\text{m}$
CTL	land/sea	land/sea	sea	sea	sea	no
EXP	land/sea	land/sea	<b>land/sea</b>	sea	<b>land/sea</b>	<b>land</b>

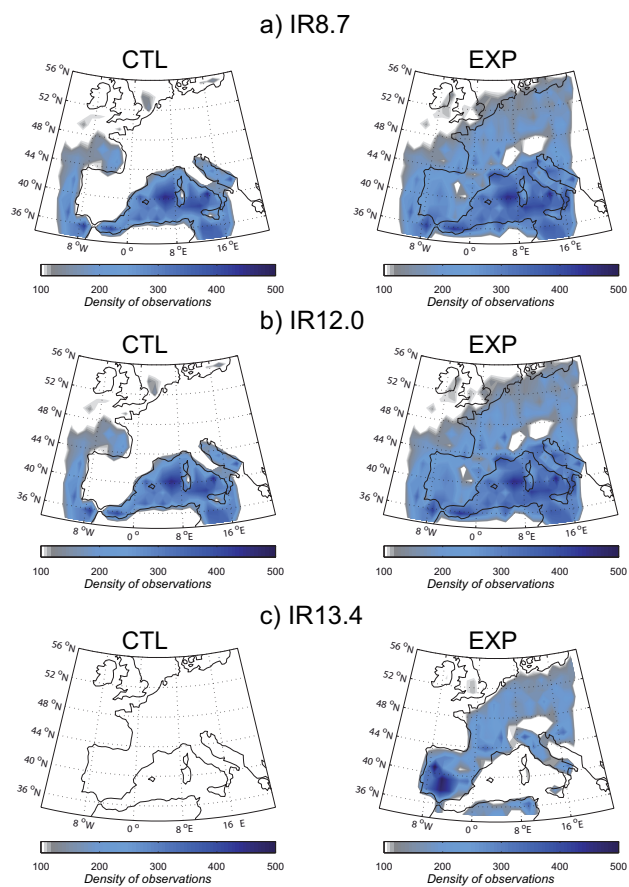


FIG. 3. Density of active observations from SEVIRI channel IR8.7, IR12.0 and IR13.4 assimilated in August 2009 over the ALADIN/France domain

TABLE 2. Mean and standard-deviation (italic) values of TCWV from GPS (Villafranca), EXP and CTL according to the assimilation cycle (0UTC-6UTC-12UTC-18UTC). TCWV values are averaged over 45 days (1 September to 15 October 2009)

	0UTC	6UTC	12UTC	18UTC
GPS	19.2733	19.2444	18.0022	18.0022
	<i>5.2953</i>	<i>5.3138</i>	<i>5.2312</i>	<i>5.4320</i>
EXP	19.4983	19.6873	18.1660	18.1660
	<i>4.9998</i>	<i>5.2469</i>	<i>4.9864</i>	<i>5.4108</i>
CTL	19.6751	19.6256	19.1441	19.1441
	<i>5.2022</i>	<i>5.6295</i>	<i>4.7711</i>	<i>5.6913</i>

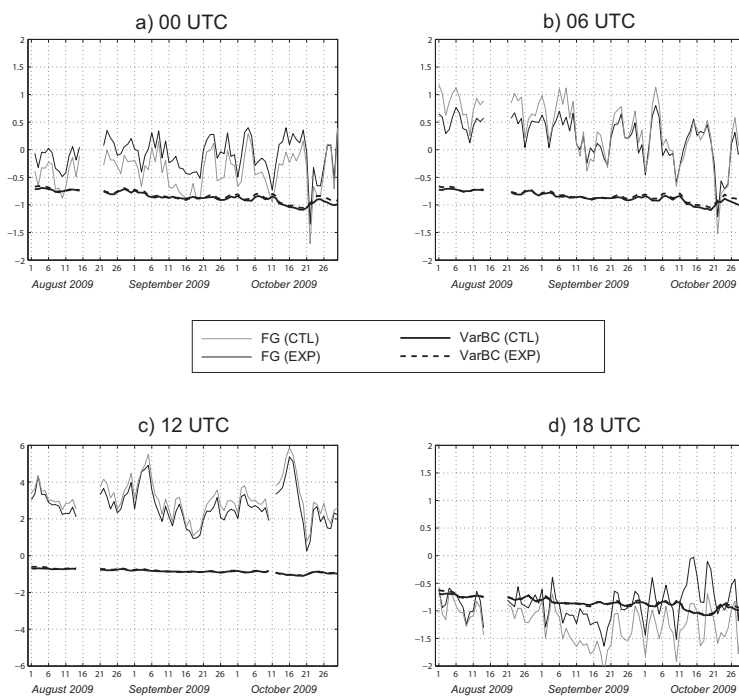


FIG. 4. Daily time series of First Guess departures at a) 0UTC b) 6UTC c) 12UTC d) 18UTC for SEVIRI channel IR12.0 over land in EXP (black thin line) and in CTL (grey thin line). Daily time series of coefficients for variational bias correction is also presented (thick black line). Results are for the period from 1st-August to 30th-October 2009.

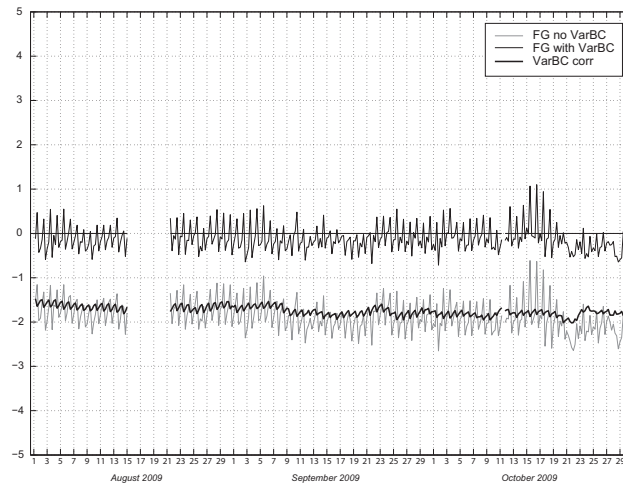


FIG. 5. Time series of First Guess departures for SEVIRI channel IR13.4 over land with bias correction (black thin line) and without bias correction (grey thin line). Time series of coefficients for variational bias correction is also presented (thick black line). Results are for the period from 1st-August to 30th-October 2009.

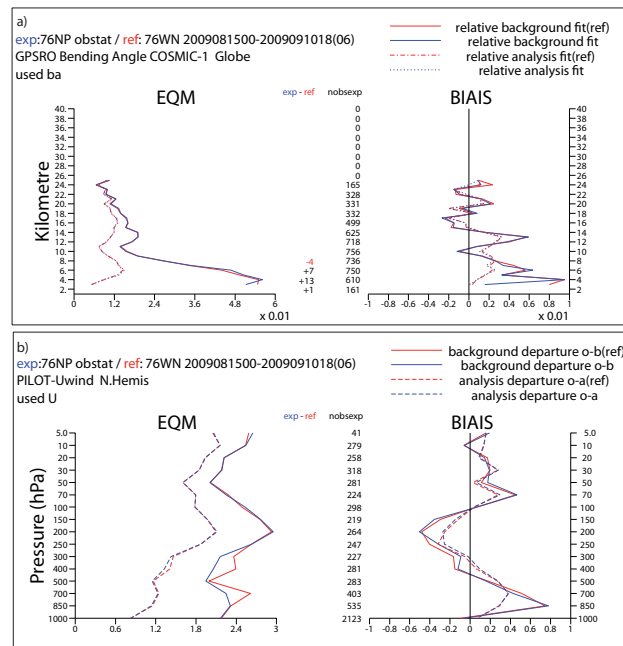


FIG. 6. Root Mean Square Errors for the First Guess (solid) and the analysis departures (dashed) for used a) GPS bending angle from COSMIC-1 observations and b) wind U profiles from PILOT instrument in EXP (black) and in CTL (red). The number of used observations in EXP is also shown as well as the difference EXP-CTL. Results are for the period from 15th-August to 10th-September 2009 over the ALADIN-France domain.

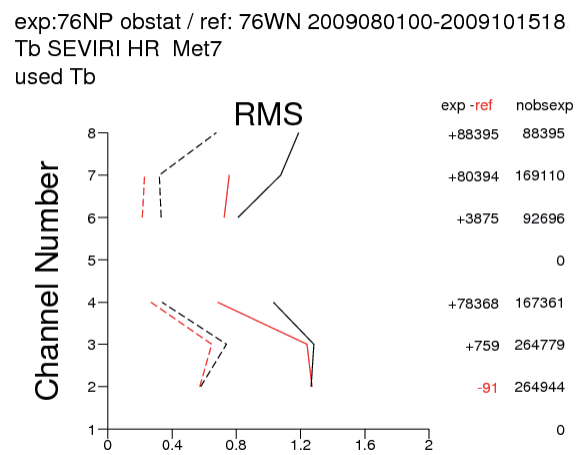


FIG. 7. Root Mean Square Errors for the First Guess (solid) and the analysis departures (dashed) for used SEVIRI observations in EXP (black) and in CTL (red). The number of used SEVIRI observations in EXP is also shown as well as the difference EXP-CTL. Results are for the period from 1st-August to 30th-October 2009 over the ALADIN-France domain.

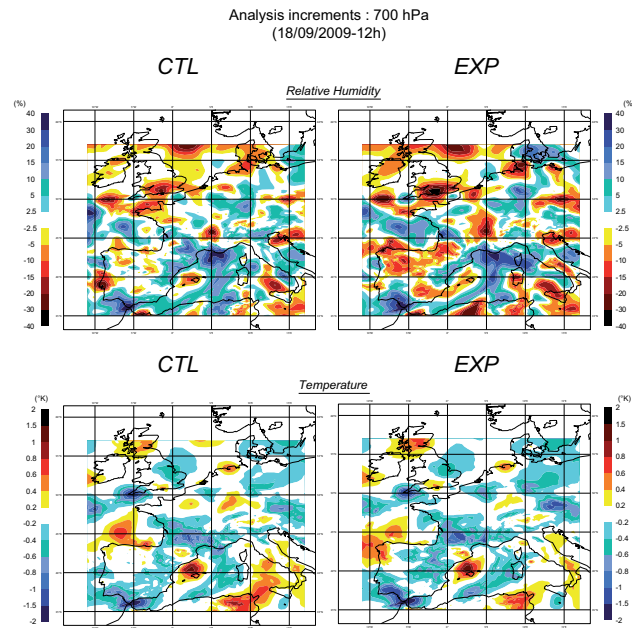


FIG. 8. Average increments in relative humidity and temperature from analysis at 12UTC on the 18th September 2009 in CTL and EXP. Blue (Red) colours refer to an increase (decrease) of relative humidity and a decrease (increase) of temperature in the analyse with regard to the background.

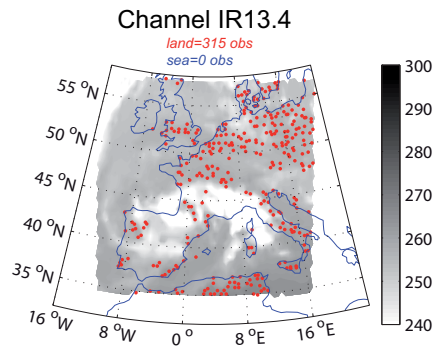


FIG. 9. Maps of assimilated SEVIRI channel IR13.4 over land for the analyse of 18th of September at 12UTC, superimposed to observed brightness temperature (in K).

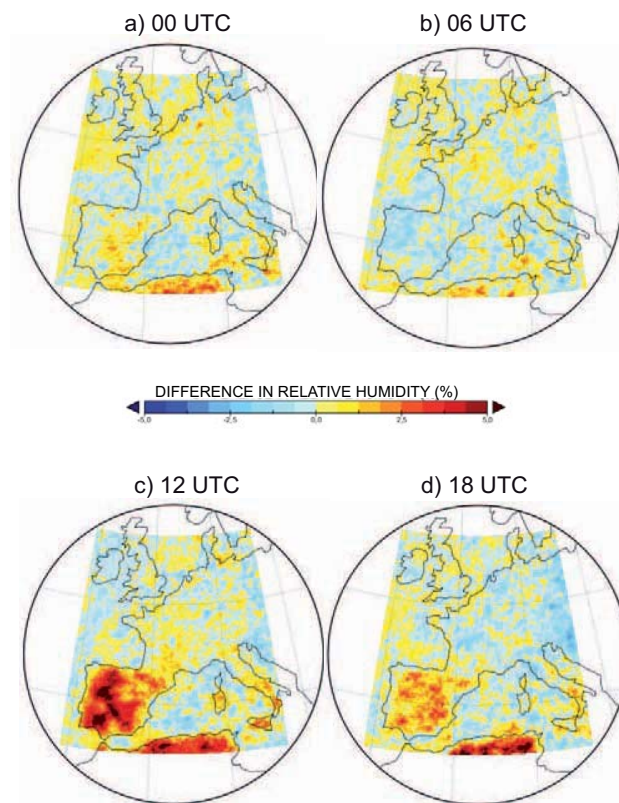


FIG. 10. Average differences (CTL minus EXP) in relative humidity at 800 hPa from analysis at a)00UTC, b)06UTC, c)12UTC and 18UTC over a period of 40 days. Red (Blue) colours refer to an decrease (increase) of humidity relative in EXP with regard to CTL.

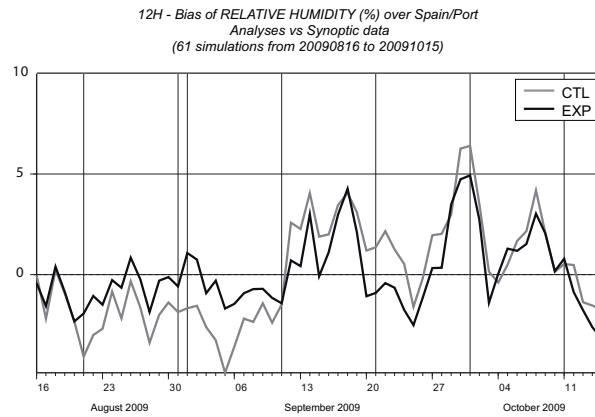


FIG. 11. Time series of moisture bias at 12UTC calculated for EXP (black line) and CTL (grey line) analyses against 2 meter temperature from more than 70 synoptic stations over Spain/Portugal. Results are for the period from 15-August to 15 October 2009

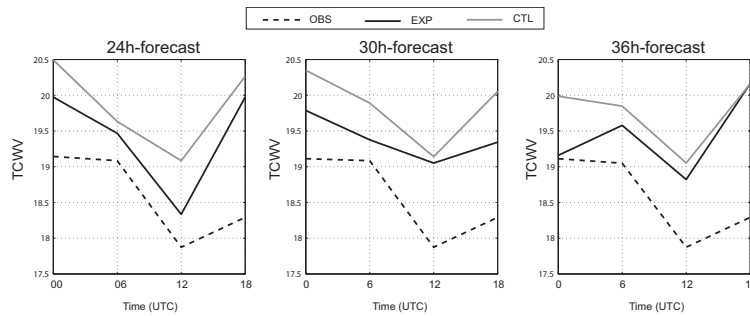


FIG. 12. Average values of TCWV from GPS (Villafranca)(dotted black line) and forecasts of TCWV in EXP (black thin line) and CTL (gray line) according to the assimilation cycle (0UTC-6UTC-12UTC-18UTC). Results are for the a) 24h b) 30h and c) 36h forecast ranges. TCWV values are averaged over 45 days (1 September to 15 October 2009)



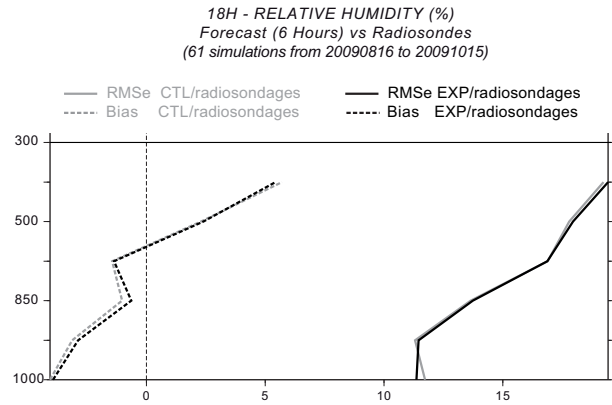


FIG. 13. Forecast scores of 6h-forecasted relative humidity based on the analyse at 12UTC over Aladin-France domain. Results are given in terms of RMS errors (solid lines) and of bias (dashed lines) calculated against radiosondes measurements for CTL (in grey) and EXP (in black).

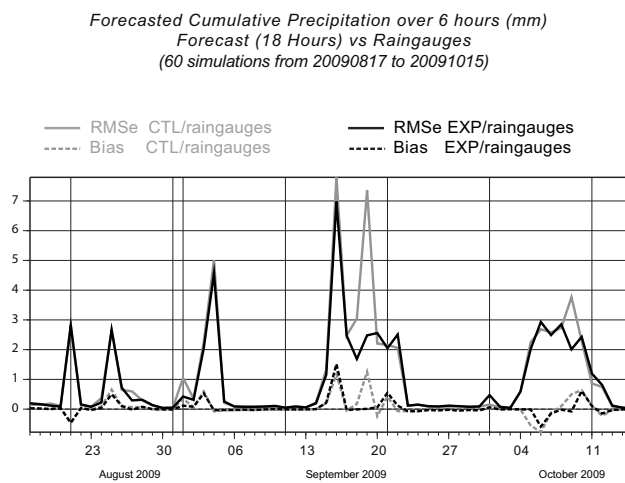


FIG. 14. daily scores of 18h-forecasted cumulative precipitations over 6 hours in CTL (in gray) and EXP (in black), the raingauges over France being the target estimates. Results are given in terms of RMS errors (solid lines) and of bias (dashed lines) for the period from 17th August to 15 October 2009.

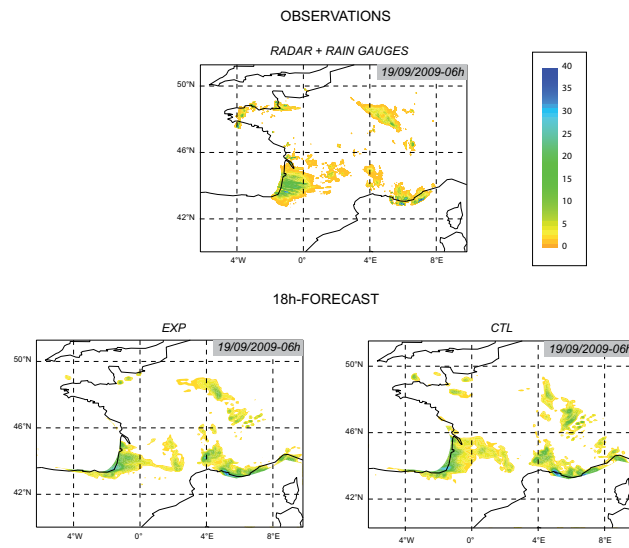


FIG. 15. Maps of 06 hour total rainfall using RADAR observations and rain gauges for the 19th of September (called ANTILOPE analyses) and 18h-forecast precipitation fields from EXP and from CTL valid on the 19/09/2009 at 06h.

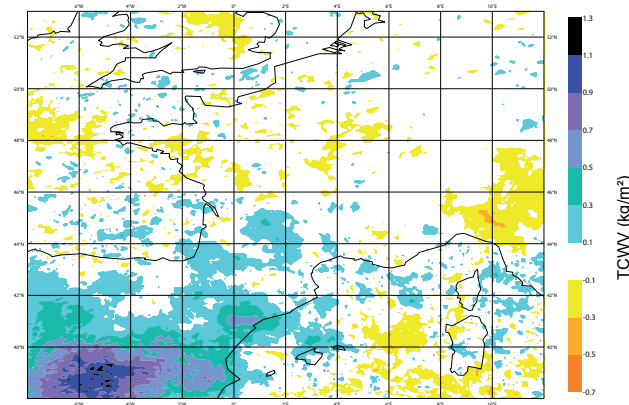


FIG. 16. Mean analysis difference in TCWV between EXP and CTL at a) 18h. TCWV maps are averaged over 35 days (15 December - 20 January 2010). Red (blue) colors means that EXP contribute to dry (wet) up the analysis with regard to the CTL.

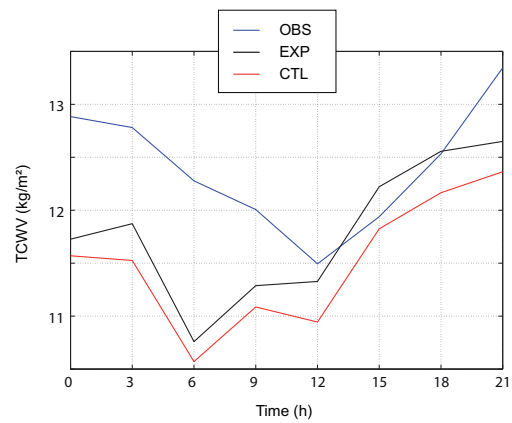


FIG. 17. Average values of TCWV from GPS (Villafranca)(blue line), EXP (black line) and CTL (red line) according to the assimilation cycle (0h-3h-6h-9h-12h-15h-18h-21h).TCWV values are averaged over 35 days (December 15 to January 20 of 2011)



# Conclusions et perspectives

---

## Résumé des objectifs et principaux résultats

Dans les modèles de prévision numérique du temps, les observations satellitaires sont devenues indispensables pour la production d'une analyse atmosphérique optimale. Or, malgré les performances et la maturité des systèmes d'assimilation actuels, ces observations demeurent fortement sous-exploitées au-dessus des surfaces continentales pour différentes raisons. En fournissant au système une modélisation de surface plus réaliste, les récents travaux de F. Karbou ont montré qu'il était possible de mieux assimiler les observations micro-ondes au dessus des continents. Ce travail représente le point de départ de tout mon travail de thèse.

J'ai d'abord cherché à vérifier la validité des hypothèses de surface pour le calcul de l'émissivité micro-onde au dessus d'une surface enneigée. En me plaçant dans le cadre du projet international CONCORDIASI, j'ai travaillé sur la région de l'Antarctique avec une année d'observations micro-ondes (2007). J'ai testé l'effet de plusieurs hypothèses de surface sur les émissivités micro-ondes et j'ai pu montrer que les différences pouvaient être significatives (jusqu'à  $\pm 3\%$  de différence d'émissivité ce qui représente une erreur de  $\pm 2\text{K}$  sur la simulation de température de brillance). Afin de sélectionner le schéma de surface le mieux adapté, j'ai effectué des simulations de température de brillance (Tbs) qui m'ont permis de conclure qu'une hypothèse de surface à mi-chemin entre l'hypothèse spéculaire et l'hypothèse lambertienne permet de réduire les erreurs de modélisation des Tbs pendant l'été de l'hémisphère sud. Pendant l'hiver, il serait plus judicieux d'utiliser une hypothèse de surface purement lambertienne.

Puis, pendant la première partie de la thèse, nous avons cherché à étendre l'assimilation des observations IR sur terre en suivant la méthode implémentée pour les micro-ondes. Dans l'état actuel des développements pour l'assimilation des observations IR, les simulations de température de brillance font usage d'une émissivité statique (égale à 0.98) et de la température de surface (Ts) issue de l'analyse de surface du modèle ALADIN. Ce schéma de surface est loin d'être optimal et implique qu'aucune observation IR sensible à la surface ne soit actuellement assimilée.

En choisissant d'exploiter les observations du radiomètre SEVIRI, nous avons pu bénéficier de la haute résolution spatio-temporelle des données pour évaluer le potentiel de la méthode d'estimation de l'émissivité/température de la surface à partir des Tbs observées et du modèle. Nous nous sommes placées dans le cadre de l'assimilation 3D-Var des modèles à aire limitée (modèle ALADIN en premier lieu, puis AROME) pour lesquels la distribution spatio-temporelle des mesures SEVIRI en fait un système d'observation majeur. Cela dit, dans l'IR, il faut savoir que la grande difficulté de la détermination de l'émissivité et de la température de surface

provient de la forte corrélation entre les sensibilités de la température de brillance observée aux variations de l'une ou de l'autre de ces variables. Cela suppose que si l'on cherche à restituer l'un des 2 paramètres, le second doit être bien connu et non biaisé.

Ainsi, l'une des premières questions que nous nous sommes posées fut : Vaut-il mieux (1) inverser une émissivité de surface en supposant que la Ts du modèle est réaliste ou (2) inverser une Ts mais avec quelle émissivité ?

Afin de répondre à cette interrogation, ces deux paramètres ont été restitués alternativement en utilisant plusieurs semaines d'observations SEVIRI pendant une période d'hiver et une période d'été. L'évaluation des restitutions a produit des résultats sans appel. Les valeurs d'émissivité calculées dans l'IR ne sont pas réalistes. Quelques tests préliminaires et la bibliographie nous ont permis de tirer une première conclusion : les Ts du modèle ALADIN sont biaisées et interdisent dès lors toute restitution d'émissivité dans l'IR (puisque la transmission est plus faible que dans les MO).

Notre intérêt s'est alors porté vers les restitutions de Ts. Pour chaque canal fenêtre de SEVIRI, un atlas d'émissivité IR (produit à partir des cartes d'émissivité du Land SAF), a été préalablement fourni au modèle de transfert radiatif. L'évaluation des Ts restituées par rapport à des estimations/observations indépendantes a montré des résultats tout à fait encourageants. Cela nous a aussi permis de constater que, dans le cadre de cette étude, l'utilisation d'une méthode mono-canal pouvait être au moins aussi performante que la méthode multi-canal (utilisée par le Land-SAF). Sur les simulations de transfert radiatif des canaux IR et vapeur d'eau SEVIRI, c'est l'utilisation conjointe de la Ts restituée au canal IR10.8 et des atlas d'émissivités qui a permis de réduire au mieux les erreurs par rapport aux observations, et ainsi d'augmenter le nombre d'observations potentiellement assimilables.

Après avoir sélectionné la configuration de surface optimale, nous avons cherché à évaluer l'effet de l'assimilation des observations IR SEVIRI dans les modèles à aire limitée, objectif ultime de la thèse. Quelques réglages préliminaires sur la correction de biais et les erreurs d'observations ont été nécessaires pour optimiser l'assimilation. Pour cela, des expériences de monitoring ont tourné sur plusieurs semaines afin de disposer de coefficients de correction de biais des observations SEVIRI qui seront par la suite assimilées sur terre. Le fait que les erreurs de représentativité soient plus prononcées sur terre (hétérogénéité des surfaces continentales) et que les échecs du filtrage nuageux soient plus fréquents, fait que les observations satellitaires sont de moins bonne qualité au dessus des continents. Il fut nécessaire d'effectuer quelques réglages des écart-types d'erreurs d'observations ( $\sigma_O$ ). En se basant sur les développements de T. Montmerle et en utilisant une méthode d'estimation indépendante ([Desroziers *et al.*, 2005]), nous avons estimé les  $\sigma_O$  à la hausse. L'étape de réglage des  $\sigma_O$  aurait mérité une analyse plus approfondie pour par exemple, caractériser les corrélations d'erreur d'observation qui bloquent actuellement l'assimilation à très haute densité. Mais, au vu du temps qui nous était imparti, seules quelques expériences tests ont été effectuées pour régler les expériences suivantes.

Suite à ces développements préliminaires, nous avons mené plusieurs expériences complètes où les observations SEVIRI ont été assimilées sur terre. A l'aide d'observations indépendantes,

nous avons pu montrer qu'elles permettaient d'effectuer une meilleure analyse de l'humidité atmosphérique. Les paramètres relatifs au cycle hydrologique (humidité relative, précipitations, contenu intégré en vapeur d'eau ...) semblent plus réalistes dans l'expérience qui assimile les observations SEVIRI sur terre.

Les études que nous avons menées lors de cette thèse ont donné lieu à 4 publications :

Guedj, S., F. Karbou, F. Rabier, A. Bouchard, *Toward a better modeling of surface emissivity to improve AMSU data assimilation over Antarctica*, IEEE Transactions on Geoscience and Remote sensing, Vol. 48, Issue 4, 1976-1985, 10.1109/TGRS.2009.2036254, 2010.

F. Rabier, A. Bouchard, E. Brun, A. Doerenbecher, S. Guedj, V. Guidard, F. Karbou, V. Peuch, L. El Amraoui, D. Puech, C. Genthon, G. Picard, M. Town, A. Hertzog, F. Vial, P. Coqueruez, S. A. Cohn, T. Hock, J. Fox, H. Cole, D. Parsons, J. Powers, K. Romberg, J. VanAndel, T. Deshler, J. Mercer, J. Haase, L. Avallone, L. Kalnajs, C.R. Mechoso, A. Tangborn, A. Pellegrini, Y. Frenot, J.-N. Thépaut, A. McNally, G. Balsamo and P. Steinle. *The Concordiasi Project in Antarctica. Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 91, no. 1, pages 69-86, 2010.

Guedj, S., F. Karbou, F. Rabier, *Land surface temperature estimation to improve the assimilation of SEVIRI radiances over land*, Journal of Geophysical Research, vol. 116, D14107, 18 pp., doi :10.1029/2011JD015776, 2011.

Guedj, S., F. Karbou, F. Rabier, A. Guidard and T. Montmerle, *Improved assimilation of observations from SEVIRI over land surfaces*, Monthly Weather Review, submitted.

Au total, plus de 150 expériences d'assimilation ont tourné pendant cette thèse. Les développements ont été effectués dans les modèles ARPEGE (région de l'Antarctique), ALADIN et AROME. À Météo-France, les modèles opérationnels évoluent rapidement et de nouvelles versions sont produites tous les 6 mois en moyenne. Ainsi, une partie importante de la thèse fut consacrée au codage de la configuration expérimentale de surface et à son portage vers les nouvelles versions opérationnelles.

## Perspectives d'une assimilation à très haute résolution

Ces développements ont été implémentés dans le cycle actuellement opérationnel du modèle AROME. La résolution spatiale est plus élevée (2.5 km pour AROME contre 7.5 km pour ALADIN) et les analyses atmosphériques sont produites toutes les 3h (au lieu de 6h pour ALADIN). Deux expériences ont été effectuées et comparées entre elles pour une période estivale (en cours de traitement) et une période hivernale. Une expérience de contrôle (CTL, équivalente de la version opérationnelle) est comparée à une seconde expérience qui diffère par l'assimilation des observations IR SEVIRI sur terre (EXP). A nouveau, les paramètres du cycle hydrologique sont les plus sensibles. Notez que contrairement à ALADIN, les données de réflectivité RADAR sont assimilées sur la France. Elles ont beaucoup de poids dans l'analyse et contraignent principale-

ment les champs d'humidité. Ici par exemple, l'étude des complémentarités de l'assimilation des réflectivités RADAR et des observations SEVIRI serait intéressante.

La figure 5.1 présente les scores de prévisions a) d'humidité à 12h et b) de la force du vent à 6h (série temporelle) au niveau 850 hPa par rapport aux observations de radiosondages correspondantes. Les biais et les erreurs quadratiques moyennes (EQM) sont calculés pour une expérience de contrôle (en rouge) et la configuration EXP (en bleu). Les résultats portent sur la période du 15 au 31 décembre 2010. On constate que les scores de prévision sont globalement meilleurs dans EXP que dans CTL. De plus, nous avons pu caractériser un apport en humidité conséquent sur la partie sud du domaine (Espagne et sud ouest de la France) pendant la période du 15 décembre au 20 janvier. Contrairement à l'assèchement décrit dans ALADIN pendant l'été, l'assimilation des observations SEVIRI sur terre dans AROME pendant l'hiver, suggère que le modèle ne produit pas suffisamment d'humidité. Les résultats préliminaires indiquent que les modifications de contenu intégré en vapeur d'eau sont cohérentes avec les données GPS de la station VillaFranca ([Guedj *et al.*, 2011b]). De nouvelles expériences d'assimilation sont actuellement en cours pour permettre une meilleure compréhension des différences obtenues entre les 2 modèles de prévision, les différences de saisons. Au CNRM, des travaux ont débuté pour tester également le potentiel de la méthode sur l'assimilation des observations IR du sondeur hyperspectral IASI (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer). À partir d'atlas d'émissivité, la thèse d'Anaïs Vincensini vise à restituer une température de surface pour permettre l'assimilation des canaux sensibles à la surface au sein du modèle ARPEGE. Nous avons également envisagé d'assimiler une température de surface restituée au sein même du schéma de surface. Cette dernière pourrait alors bénéficier à toutes les observations satellitaires sensibles à la surface (aussi bien dans les micro-ondes que dans l'infrarouge).

Malgré la mise en place d'une meilleure modélisation de la surface, la part des observations assimilées dans le modèle par rapport aux observations claires disponibles reste faible. Par exemple, la table 5.1 donne le pourcentage d'observations SEVIRI assimilées dans EXP et dans CTL rapporté au nombre d'observations claires disponibles sur le domaine AROME pendant 15 jours.

TAB. 5.1 – Pourcentage d'observations SEVIRI assimilées rapporté au nombre d'observations claires disponibles sur le domaine AROME pendant 15 jours. Les résultats sont pour une expérience de contrôle (configuration équivalente à celle du modèle opérationnel) et une expérience où les observations SEVIRI sont assimilées sur terre

	WV6.3	WV7.2	IR8.7	IR12.0	IR13.4
CTL	26.782	26.678	4.879	4.853	no
EXP	26.785	26.703	12.936	12.912	12.811

La faiblesse de ces chiffres est en partie liée à la présence de corrélations d'erreur significatives qui impose un échantillonnage de toutes les observations satellitaires du fait de leur faible



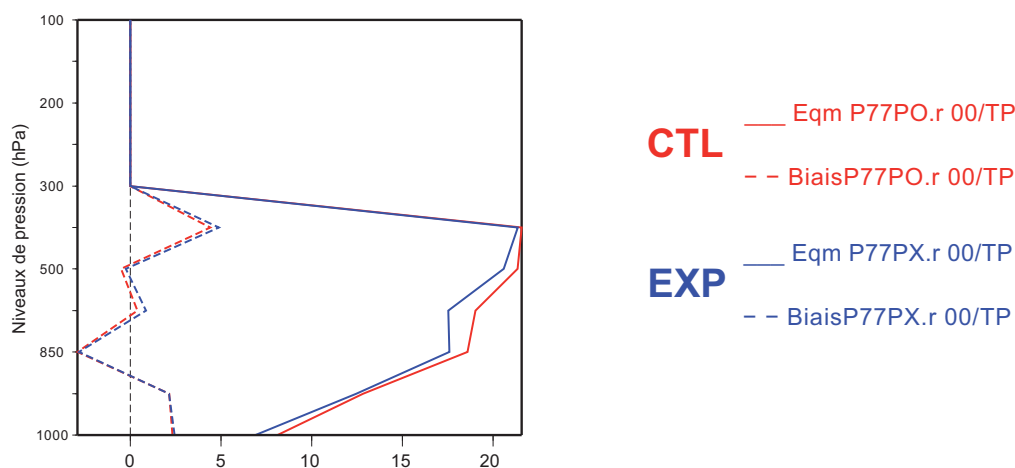
## Scores de prévisions AROME / Radiosondages

15 simulations contrôlées du 20101215 au 20101231

domaine : FRANXL0025

### a) HUMIDITE (%)

Echeance: 12 Heures



### b) FORCE DU VENT (m/s)

Echeance: 6 Heures & Niveau: 850 hPa

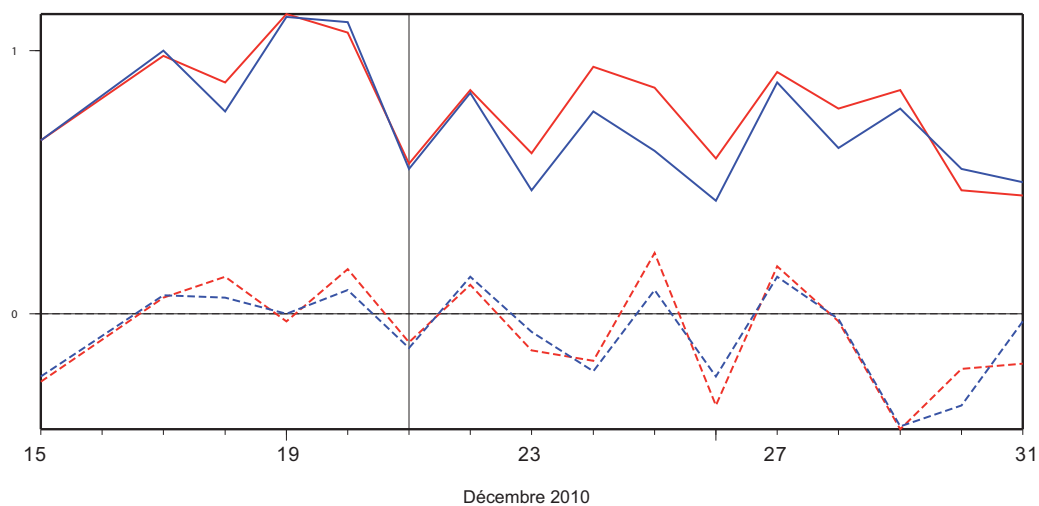


FIG. 5.1 – Scores de prévisions a) d’humidité à 12h et b) de la force du vent à 6h (série temporelle au niveau 850 hPa) par rapport aux observations de radiosondages correspondantes. Les biais et les erreurs quadratiques moyennes (EQM) sont calculés pour une expérience de contrôle (en rouge) et la configuration EXP (en bleu). Les résultats portent sur la période du 15 au 31 décembre 2010.

espacement spatial (et spectral dans le cas des sondeurs hyperspectraux). Par exemple, les données SEVIRI sont échantillonnées dans des boîtes géographiques de 70 km alors que les images sont produites avec une résolution de 3 km. Depuis peu, les données IASI sont échantillonnées spatialement sur 50 km pour la 1ère fois et 77 sur 8461 canaux sont assimilés dans le modèle opérationnel AROME ([Guidard *et al.*, 2011]). Alors que les nouveaux instruments de mesures génèrent des observations de plus en plus précises sur l’atmosphère, les systèmes d’assimilation peinent à en extraire toute l’information de manière optimale.

Actuellement, un des enjeux majeurs pour l’assimilation des radiances à très haute densité (spatiale et spectrale) est la présence de corrélations d’erreurs. Les résultats préliminaires que j’ai obtenus de l’assimilation des observations SEVIRI à très haute densité (40 km et 20 km) dans le modèle AROME ont montré de larges dégradations des scores de prévision pour la plupart des paramètres du modèle. En particulier, si les corrélations d’erreurs d’observation ne sont pas prises en compte dans les modèles de PNT, ils peuvent conduire à une analyse sous-optimale (en cas de fortes corrélations) et une dégradation du système ([Liu et Rabier, 2002]). Dans les récents travaux de [Bormann et Bauer, 2010], les erreurs d’observations et leurs corrélations ont été estimées à l’aide de 3 méthodes indépendantes. Pour les observations IASI, ils ont pu montrer que pour les canaux sensibles à la vapeur d’eau et/ou à la surface continentale, les corrélations spatiales et inter-canal étaient relativement fortes. Dans la plupart des centres de PNT, les erreurs d’observations sont volontairement gonflées pour tenir compte de telles corrélations d’erreurs d’observations. Il n’est cependant pas tout à fait équivalent de surestimer les erreurs d’observations ou d’introduire des corrélations d’erreurs d’observations dans l’analyse. En effet, les résultats d’une expérience indépendante de [Bormann et Bauer, 2010] dans laquelle seules les observations IASI sont assimilées et les corrélations d’erreurs sont spécifiées montrent des résultats divergents suivant les innovations. Dans certains cas, l’observation IASI induit un impact plus faible dans l’analyse et dans d’autres cas, les incréments d’analyse sont plus importants. En conclusion, s’il est maintenant avéré que la non prise en compte des corrélations d’erreurs d’observation mène à une analyse sous-optimale, nous ne savons pas encore dans quelle mesure la spécification des erreurs de corrélations est absolument nécessaire dans l’assimilation d’observations à très haute densité, ou si une approche plus pragmatique peut donner des résultats équivalents en moyenne.

Dans la continuité de ce travail de thèse qui visait à optimiser l’assimilation des radiances dans les modèles de PNT, nous allons ainsi chercher à mieux modéliser les corrélations d’erreurs d’observations. Le travail portera sur la troisième génération des satellites METEOSAT qui embarquera un sondeur IR hyperspectral (MTG-IRS) sur une plateforme géostationnaire. La plupart des activités seront conduites dans le contexte d’un projet OSSE (Observing System Simulated Experiments) avec des radiances simulées. La spécification des corrélations pourra être effectuée dans le cadre des systèmes d’assimilation 3D-VAR ALADIN, AROME opérationnels ou AROME-WMED (centré sur la zone Méditerranéenne) dans le cadre du projet international Hymex. Nous pourrions ainsi évaluer l’optimalité de l’apport de l’utilisation d’observations à haute résolution, avec plusieurs configurations de l’assimilation, dans un contexte idéalisé pour lequel nous pouvons quantifier précisément les erreurs et la qualité des analyses. Ceci nous permettra de tirer des enseignements pour les futures données de MTG-IRS, et au-delà pour les

autres données satellitaires à haute densité et fortes corrélations d'erreurs.



# Table des figures

1	Pointage des observations a) des stations synoptiques, b) satellitaires de l'instrument AMSU-A (Advance Microwave Sounding Unit) disponibles le 23 juin 2011 à 00UTC sur le domaine ARPEGE. Et pointage des observations sur le domaine ALADIN c) des stations synoptiques et d) des observations SEVIRI . . . . .	3
2	Cartes de la proportion d'observations SEVIRI claires par rapport aux observations SEVIRI disponibles sur le modèle ALADIN/France en août 2009. . . . .	4
1.1	Schéma de la trajectoire orbitale des satellites défilants . . . . .	8
1.2	Couverture globale opérée par les satellites à orbite géostationnaire (fond de carte mosaïque Envisat 2004, ESA) . . . . .	9
1.3	Schéma du transfert radiatif des différentes contributions au rayonnement mesuré au sommet de l'atmosphère . . . . .	11
1.4	a) Variations de la transmittance en fonction de la longueur d'onde et des composés gazeux de l'atmosphère. Un agrandissement est présenté pour le domaine de a) l'IR et b) des MO. Les figures s'inspirent du site <a href="http://e-cours.univ-paris1.fr">http://e-cours.univ-paris1.fr</a> . . . . .	13
1.5	Schéma de surface spéculaire et lambertienne . . . . .	15
1.6	Carte des angles d'incidences (en degrés) avec lesquels l'instrument SEVIRI observe la région de l'Europe. . . . .	16
1.7	Fonctions poids des canaux SEVIRI pour une atmosphère standard des moyennes latitudes en été ([Schmetz <i>et al.</i> , 2002]) . . . . .	17
1.8	Fonctions poids des canaux AMSU de a) surface, b) sondage de température et c) sondage d'humidité ([Karbou <i>et al.</i> , 2006]) . . . . .	18
1.9	Schéma de balayage transversal de l'instrument AMSU-A . . . . .	19
1.10	La chaîne de prévision numérique de Météo-France, <a href="http://meteofrance.com/">http://meteofrance.com/</a> . . . . .	26
1.11	Statistiques en termes de biais et d'écart-type sur les erreurs entre les observations et les simulations SEVIRI du canal IR8.7 en condition claires sur terre (en haut) et sur mer (en bas) pendant la période du 10 avril au 10 juin 2011. Les barres représentent le nombre d'observations assimilées (en orange) et rejetées (en bleu). . . . .	30
1.12	Variation des coefficients pour la correction de biais du canal SEVIRI IR13.4 au sein du modèle AROME. Les prédicteurs de masses d'air, de température de surface et de contenu intégré en vapeur d'eau sont présentés pour la période du 1er décembre au 25 décembre 2010 . . . . .	31
1.13	Carte de densité des observations assimilées du canal 7 AMSU-A sur une période de 2 mois selon a) la configuration du modèle opérationnel ARPEGE (Oper) et b) la configuration EXP-DYN qui utilise une nouvelle configuration de l'émissivité de surface ([Karbou <i>et al.</i> , 2006]). . . . .	33
2.1	Angle effectif en fonction de l'opacité au nadir d'après la méthode de [Mätzler, 1987]. . . . .	39
2.2	Cartes de l'opacité moyenne au nadir calculée aux canaux 3 (50 GHz) et 15 (89 GHz) d'AMSU-A au dessus de l'Antarctique. Les résultats sont pour le mois d'août 2007 . . . . .	40

2.3	Cartes moyennes mensuelles de l'émissivité de surface du canal 3 (50 GHz) d'AMSU-A avec une hypothèse de surface SPEC et LAMB pour les mois de janvier et août 2007 . . . . .	41
2.4	Courbes d'émissivités moyennes mensuelles du canal 3 d'AMSU-A avec une hypothèse de surface SPEC (en bleu) et LAMB (en noir) en fonction de la position du scan de l'instrument. La différence d'émissivité SPEC-LAMB (courbe rouge) et les écart-types (barres d'erreur) sont également présentés. Les résultats portent sur le mois d'août 2007. . . . .	42
2.5	Variation de l'émissivité SPEC AMSU-A du canal 89 GHz en fonction de la position du scan selon les satellites en juin 2007 et histogramme de distribution des observations AMSU-A de NOAA-15 en fonction de la position du scan. . . . .	43
2.6	Coefficients de corrélation entre les émissivités de surface calculées aux canaux fenêtres d'AMSU-A avec l'hypothèse d'une surface LAMB. Les coefficients de corrélation sont calculés pour les 12 mois de l'année 2007. . . . .	44
2.7	Courbes moyennes annuelles de température de surface (courbe tiretée verte) et des émissivités de surface calculées aux canaux fenêtres d'AMSU-A (canaux 1,2,3 et 15). Les résultats d'émissivités issus d'une modélisation de surface SPEC (gauche) et LAMB (droite) y sont représentés. . . . .	45
2.8	Courbes moyennes annuelles des émissivités de surface des canaux fenêtres d'AMSU-A calculées avec l'approximation SPEC et moyennées sur les zones 1 (gauche) et sur zone 2 (droite). Le nombre d'observations utilisées pour le calcul est également représenté (courbes en pointillé noir). Les zones sont localisées sur la carte associée. 46	
2.9	Courbes moyennes mensuelles des émissivités de surface des canaux fenêtres d'AMSU-A calculées avec l'approximation SPEC (en rouge) par rapport émissivités de surface des canaux fenêtres de SSM/I. Les courbes d'émissivités SSM/I obtenues à partir d'observations polarisées verticalement (courbe tiretée noire), horizontale (courbe fine noire) et mixte (courbe épaisse noire) sont présentées. Les résultats portent sur le mois de janvier (à gauche) et juillet 2007 (à droite) . . . . .	47
2.10	Cartes moyennes mensuelles de l'émissivité de surface du canal 1 (23 GHz) d'AMSU-A aux angles forts et de la moyenne des canaux 1 (19GHz-H) et 2 (19GHz-V) de SSM/I pour le mois d'octobre 2007 . . . . .	48
2.11	Histogrammes de fréquence des émissivités AMSU-A (en rouge) au canal 1 (23 GHz) et aux angles forts, comparés avec les émissivités SSM/I (en noir) aux canaux 1 et 2 en moyenne (19GHz-H et 19GHz-V) sur l'Antarctique. Les résultats portent sur les mois de janvier, avril, août et novembre 2007. . . . .	49
2.12	Moyennes mensuelles des émissivités AMSU-A (en rouge) aux canaux 1 (23 GHz), 2 (31 GHz) et 3 (89 GHz) et aux angles forts, comparés avec les émissivités SSM/I (en noir) aux canaux 1 et 2 en moyenne (19GHz-H et 19GHz-V), 3 et 4 en moyenne (37GHz-H et 37GHz-V) et 5 et 6 en moyenne (85GHz-H et 85GHz-V), sur l'Antarctique pour toute l'année 2007. Les barres d'erreurs correspondent à l'écart-type. . . . .	49

2.13	Histogrammes des innovations (observations - simulations) calculées pour une sélection des canaux de sondage de la température de AMSU-A pour le mois de janvier 2007 et suivant cinq hypothèses de surface (SPEC, LAMB, SLAMB, QLAMB et QSPEC). . . . .	51
2.14	Variations saisonnières des innovations pour les canaux de sondage de la température 4 et 5 de AMSU-A suivant trois hypothèses de surface (SPEC, LAMB et SLAMB). Les résultats portent sur l'année 2007. . . . .	52
3.1	Exemple d'une carte journalière d'émissivité produite par le Land-SAF le 24 août 2009 sur la région Europe . . . . .	87
3.2	Cartes moyennes d'émissivité au canal IR10.8 a) produite à partir des cartes du Land-SAF, b) restituée avec la Ts du modèle prévision, c) restituée avec la Ts du land-SAF sur la période du 1er août au 31 août 2009 sur le domaine ALADIN. . . . .	88
3.3	cartes des Ts moyennes a) du Land SAF, b) restituées au canal SEVIRI IR10.8 et c) produites par le modèle AROME à 0h et 12h. . . . .	92
3.4	a) Séries temporelles de Ts restituées, du Land-SAF, du modèle AROME et des T2M pour la période du 1er au 20 janvier 2011 sur une région de 1° x 1° au sud ouest de l'Espagne. b) Couverture relative journalière de la région par des observations SEVIRI claires. . . . .	93
3.5	Séries temporelles de Ts moyennes, par pas de 3h, restituées (en rouge), du Land-SAF (en vert), du modèle AROME (en noir) et du réseau de T2M (en bleu). Les résultats portent sur la période du 1er au 20 janvier 2011 et sur tout le domaine AROME. . . . .	94
3.6	Histogrammes de fréquence des innovations (observations-simulations) calculées aux canaux SEVIRI pour la période du 1er au 20 janvier 2011 et suivant une configuration de contrôle et une configuration expérimentale EXP10.8. Les résultats sont pour le domaine AROME . . . . .	96
3.7	Cartes des corrélations entre les températures de brillances observées et simulées de SEVIRI aux canaux IR8.7, IR12.0, IR13.4 et WV7.3. Les corrélations sont calculées pour les données comprises dans des boîtes de 0.5°x 0.5° pour la période du 1er au 20 janvier 2011 et pour le domaine AROME . . . . .	97
4.1	Innovations moyennes à 0h, 6h, 12h et 18h pour les canaux SEVIRI IR8.7, IR12.0 et IR13.4. Les résultats portent sur la période du 1er août au 30 octobre 2009. Les calculs sont effectués à partir de la configuration CTL. . . . .	119
4.2	Séries temporelles des coefficients des prédictors pour la correction de biais variationnelle des observations du canal IR8.7 de SEVIRI entre le 15 juin et le 30 juillet 2009 dans EXP-M. Les courbes sont pour les deux prédictors de masse d'air ainsi que le contenu intégré en vapeur d'eau et la température de surface. . . . .	120
4.3	Séries temporelles des coefficients des prédictors pour la correction de biais variationnelle des observations du canal IR12.0 de SEVIRI entre le 15 juin et le 30 juillet 2009 dans EXP-M. Les courbes sont pour les deux prédictors de masse d'air ainsi que le contenu intégré en vapeur d'eau et la température de surface. . . . .	121

- 4.4 Séries temporelles des coefficients des prédicteurs pour la correction de biais variationnelle des observations du canal IR13.4 de SEVIRI entre le 15 juin et le 30 juillet 2009 dans EXP-M. Les courbes sont pour les deux prédicteurs de masse d'air ainsi que le contenu intégré en vapeur d'eau et la température de surface. . . . . 122
- 4.5 Séries temporelles des innovations du canal IR8.7 corrigées par un VarBC cyclé sur 6h (en rouge) et cyclé sur 24h (en noir) pour la période du 15 juin au 30 juillet 2009. Les valeurs des corrections de biais effectuées par VarBC-24h (courbe bleue fine) et VarBC-6h (courbe bleue épaisse) sont également présentées. . . . . 123
- 4.6 Innovations moyennes à 0h, 6h, 12h et 18h du canal IR8.7 corrigées par un VarBC cyclé sur 6h (en rouge) et cyclé sur 24h (en noir) pour la période du 15 juin au 30 juillet 2009. . . . . 124
- 4.7 Biais et erreurs quadratiques moyennes (EQM) des écarts à l'ébauche (trait plein) et à l'analyse (trait pointillé) pour les températures de brillance SEVIRI dans EXP (en rouge) et EXP+filtre nuageux. Les résultats portent sur la période du 25 au 27 juillet 2009 . . . . . 125
- 4.8 Ecart-types d'erreurs a) d'observations SEVIRI et b) de l'ébauche spécifiés (courbe continue) et estimés (courbe pointillée) dans CTL (en rouge) et EXP (en noir). Les résultats portent sur la période du 1er au 10 septembre 2009 . . . . . 126
- 4.9 Cartes de la densité d'observations assimilées de SEVIRI aux canaux a) WV6.2, b) WV7.3 et c) IR10.8 sur le domaine ALADIN dans EXP et CTL. Les points d'observations sont comptabilisés dans des boîtes de 1.5° pour le mois d'août 2009. 128
- 4.10 Cartes de la densité d'observations assimilées de SEVIRI aux canaux a) IR8.7, b) IR12.0 et c) IR13.4 sur le domaine ALADIN dans EXP et CTL. Les points d'observations sont comptabilisés dans des boîtes de 1.5° pour le mois d'août 2009. 129
- 4.11 Biais et erreurs quadratiques moyennes (EQM) des écarts à l'ébauche (trait plein) et à l'analyse (trait pointillé) pour les observations GPS et les profils de vent-U PILOT dans CTL (en vert) et EXP (en noir). Les résultats portent sur la période du 15 août au 30 octobre 2009 . . . . . 130
- 4.12 Cartes des incréments moyens d'analyse d'humidité relative à 700 hPa dans a) CTL et b) EXP pour la période du 1er août au 30 octobre 2009 sur le domaine ALADIN. . . . . 131
- 4.13 a) scores de prévision (biais et EQM) calculés pour EXP (en bleu) et CTL (en rouge) a) par rapport aux mesures de précipitations cumulées sur 6h des stations synoptiques du réseau français RADOME, ainsi qu'entre les données de radiosondage et b) la température prévue à 24h d'échéance et c) la force du vent prévue à 12h d'échéance. Les prévisions sont calculées à partir des analyses réalisées à 12h sur la période du 1er août au 30 octobre 2009. . . . . 133
- 5.1 Scores de prévisions a) d'humidité à 12h et b) de la force du vent à 6h (série temporelle au niveau 850 hPa) par rapport aux observations de radiosondages correspondantes. Les biais et les erreurs quadratiques moyennes (EQM) sont calculés pour une expérience de contrôle (en rouge) et la configuration EXP (en bleu). Les résultats portent sur la période du 15 au 31 décembre 2010. . . . . 159



# Liste des tableaux

1.1	Caractéristiques des principaux satellites météorologiques géostationnaires actuellement opérationnels . . . . .	10
1.2	Caractéristiques des canaux de l'instrument SEVIRI . . . . .	17
1.3	Caractéristiques des canaux des instruments AMSU et SSM/I . . . . .	20
2.1	Moyennes et écart-types de l'opacité au nadir pour les mois de Janvier et Août 2007. Les calculs sont effectués aux fréquences des canaux fenêtre d'AMSU (23.8 GHz, 31.4 GHz, 50.3 GHz, 89 GHz) pour la région de l'Antarctique . . . . .	39
2.2	Définition des approximations pour le calcul de l'émissivité . . . . .	50
3.1	Configurations pour les simulations de températures de brillance de SEVIRI . . . . .	90
3.2	Variation relative du nombre d'observations SEVIRI potentiellement assimilables entre la configuration de contrôle (CTL) et 2 configurations expérimentales (EXP8.7 et EXP10.8). Les résultats portent sur la période du 15 juillet au 31 août 2009 sur le domaine ALADIN. Les données assimilables sont comptabilisées si les écarts entre les observations et les simulations sont inférieures à 1.2K. . . . .	90
3.3	Corrélations spatio-temporelles calculées entre les différentes Ts pour la période du 1er au 20 janvier 2011 sur le domaine AROME . . . . .	91
3.4	Biais calculés entre les différentes Ts pour la période du 1er au 20 janvier 2011 sur le domaine AROME . . . . .	91
3.5	RMSE calculés entre les différentes Ts pour la période du 1er au 20 janvier 2011 sur le domaine AROME . . . . .	94
5.1	Pourcentage d'observations SEVIRI assimilées rapporté au nombre d'observations claires disponibles sur le domaine AROME pendant 15 jours. Les résultats sont pour une expérience de contrôle (configuration équivalente à celle du modèle opérationnel) et une expérience où les observations SEVIRI sont assimilées sur terre . . . . .	158



# Bibliographie

- [Anderson *et al.*, 2000] Anderson, E., Fisher, M., Munro, R., et McNally, A. (2000). Diagnosis of background errors for radiances and other observable quantities in a variational data assimilation scheme, and the explanation of a case of poor convergence. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(565) :1455–1472. (Cité en page 32.)
- [Auligné *et al.*, 2007] Auligné, T., McNally, T., et Dee, D. (2007). Adaptive bias correction for satellite data in a numerical weather prediction system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133 :631–642. (Cité en pages 29 et 118.)
- [Aumann *et al.*, 2003] Aumann, H., Chahine, M., Gautier, C., Goldberg, M., Kalnay, E., McMillin, L., Revercomb, H., Rosenkranz, P., Smith, W., et Staelin, D. (2003). AIRS/AMSU/HSB on the Aqua mission : design, science objectives, data products, and processing systems. *IEEE Transaction on Geoscience and remote sensing*, 41. (Cité en page 16.)
- [Bateson *et al.*, 2000] Bateson, C., Asner, G., et Wessman, C. (2000). Endmember bundles : a new approach to incorporating endmember variability into spectral mixture analysis. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 38(2) :1083–1094. (Cité en page 86.)
- [Becker et Li, 1990] Becker, F. et Li, Z. (1990). Temperature-independent spectral indices in thermal infrared bands. *Remote Sensing of Environment*, 32(1) :17–33. (Cité en page 84.)
- [Berre, 2000] Berre, L. (2000). Estimation of synoptic and mesoscale forecast error covariances in a limited-area model. *Monthly Weather Review*, 128(3) :644–667. (Cité en page 32.)
- [Borbas et Ruston, 2010] Borbas, E. et Ruston, B. (2010). "The RTTOV UWIREMIS IR land surface emissivity module". NWPSAF Tech. Memo. AS09-04. (Cité en pages 5, 84, 85, 88 et 118.)
- [Bormann et Bauer, 2010] Bormann, N. et Bauer, P. (2010). Estimates of spatial and inter-channel observation-error characteristics for current sounder radiances for numerical weather prediction. i : Methods and application to atovs data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(649) :1036–1050. (Cité en pages 32, 125 et 160.)
- [Bormann *et al.*, 2003] Bormann, N., Saarinen, S., Kelly, G., et Thépaut, J. (2003). The spatial structure of observation errors in atmospheric motion vectors from geostationary satellite data. *Monthly weather review*, 131(4) :706–718. (Cité en page 32.)
- [Bouchard *et al.*, 2010] Bouchard, A., Rabier, F., Guidard, V., et Karbou, F. (2010). Enhancements of satellite data assimilation over antarctica. *Monthly Weather Review*, 138(6) :2149–2173. (Cité en page 53.)
- [Bouttier *et al.*, 1997] Bouttier, F., Derber, J., Fisher, M., et for Medium-Range Weather Forecasts, E. C. (1997). *The 1997 revision of the Jb term in 3D/4D-Var*. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. (Cité en page 32.)
- [Brousseau *et al.*, 2008] Brousseau, P., Bouttier, F., Hello, G., Seity, Y., Fischer, C., Berre, L., Montmerle, T., Auger, L., et Malardel, S. (2008). A prototype convective-scale data assimilation system for operation : the Arome-RUC. *HIRLAM Techn. Report*, 68 :23–30. (Cité en page 27.)

- [Brown *et al.*, 1999] Brown, O., Minnett, P., Evans, R., Kearns, E., Kilpatrick, K., Kumar, A., Sikorski, R., et Závody, A. (1999). Modis infrared sea surface temperature algorithm algorithm theoretical basis document version 2.0. *University of Miami, NAS5-31361*. (Cité en page 84.)
- [Caselles *et al.*, 1997] Caselles, V., Valor, E., Coll, C., et Rubio, E. (1997). Thermal band selection for the PRISM instrument 1. Analysis of emissivity-temperature separation algorithms. *Journal of geophysical research*, 102(D10) :11145–11. (Cité en page 86.)
- [Chen *et al.*, 2008] Chen, Y., Weng, F., et Derber, J. (2008). Land Surface Emissivity Comparisons for IASI Window Channels in the NCEP Global Data Assimilation System. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 1, page 0338. (Cité en page 85.)
- [Courtier *et al.*, 1998] Courtier, P., Andersson, E., Heckley, W., Vasiljevic, D., Hamrud, M., Hollingsworth, A., Rabier, F., Fisher, M., et Pailleux, J. (1998). The ecmwf implementation of three-dimensional variational assimilation (3d-var). i : Formulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 124(550) :1783–1807. (Cité en page 1.)
- [Courtier *et al.*, 1991] Courtier, P., Freydier, C., Geleyn, J., Rabier, F., et Rochas, M. (1991). The arpege project at météo-france, ecmwf workshop. *European Center for Medium-Range Weather Forecast, Reading, England*. (Cité en page 26.)
- [Deblonde et English, 2000] Deblonde, G. et English, S. (2000). Evaluation of the FASTEM-2 fast microwave oceanic surface emissivity model. In *Technical proceedings of the 11th international ATOVS study conference, Budapest, Hungary*, pages 20–26. (Cité en page 35.)
- [Derrien et LeGléau, 2005] Derrien, M. et LeGléau, H. (2005). "MSG/SEVIRI cloud mask and type from SAFNWC". *International Journal of Remote Sensing*, 26(21) :4707–4732. (Cité en pages 4, 28 et 88.)
- [Deschamps et Phulpin, 1980] Deschamps, P. et Phulpin, T. (1980). "Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channel 3.7, 11 and 12  $\mu\text{m}$ ". *Boundary Layer Meteorology*, 18(2) :131–143. (Cité en page 84.)
- [Desroziers *et al.*, 2005] Desroziers, G., Berre, L., Chapnik, B., et Poli, P. (2005). Diagnosis of observation, background and analysis-error statistics in observation space. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(613) :3385–3396. (Cité en pages 32, 124 et 156.)
- [English, 2008] English, S. (2008). The importance of accurate skin temperature in assimilating radiances from satellite sounding instruments. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 46(2) :403–408. (Cité en pages 5 et 33.)
- [Eyre, 1992] Eyre, J. (1992). *A bias correction scheme for simulated TOVS brightness temperatures*. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. (Cité en page 29.)
- [Fischer *et al.*, 2005] Fischer, C., Montmerle, T., Berre, L., Auger, L., et Stefanescu, S. (2005). An overview of the variational assimilation in the ALADIN/France numerical weather-prediction system wave-driven circulation of the mesosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131 :3477–3492. (Cité en pages 27 et 32.)
- [Fisher, 2003] Fisher, M. (2003). Background error covariance modelling. In *Seminar on Recent Development in Data Assimilation for Atmosphere and Ocean*, pages 45–63. (Cité en page 32.)
- [Freitas *et al.*, 2010] Freitas, S., Trigo, I., Bioucas-Dias, J., et Gottsche, F. (2010). Quantifying the uncertainty of land surface temperature retrievals from SEVIRI/Meteosat. *IEEE Transaction on Geoscience and remote sensing*, 48(1) :523–534. (Cité en page 84.)

- [García-Haro *et al.*, 2005] García-Haro, F., Sommer, S., et Kemper, T. (2005). A new tool for variable multiple endmember spectral mixture analysis (vmesma). *International Journal of Remote Sensing*, 26(10) :2135–2162. (Cité en page 86.)
- [Gerard *et al.*, 2011] Gerard, E., Karbou, F., et Rabier, F. (2011). Potential Use of Surface-Sensitive Microwave Observations Over Land in Numerical Weather Prediction. *IEEE Transaction on Geoscience and remote sensing*, 49(4) :1251–1262. (Cité en page 5.)
- [Gérard *et al.*, 2003] Gérard, E., Rabier, F., Lacroix, D., et Sahlaoui, Z. (2003). Use of atovs raw radiances in the operational assimilation system at météo-france. In *Proc. 13th Int. TOVS Study Conf*, pages 18–29. (Cité en page 5.)
- [Giard et Bazile, 2000] Giard, D. et Bazile, E. (2000). Implementation of a new assimilation scheme for soil and surface variables in a global nwp model. *Monthly weather review*, 128(4) :997–1015. (Cité en page 27.)
- [Giraldo *et al.*, 2009] Giraldo, M., Bosch, D., Madden, M., Usery, L., et Finn, M. (2009). Ground and surface temperature variability for remote sensing of soil moisture in a heterogeneous landscape. *Journal of Hydrology*, 368(1-4) :214–223. (Cité en page 83.)
- [Gobron *et al.*, 1997] Gobron, N., Pinty, B., Verstraete, M., et Govaerts, Y. (1997). A semi-discrete model for the scattering of light by vegetation. *Journal of Geophysical Research*, 102(D8) :9431–9446. (Cité en page 35.)
- [Goldberg *et al.*, 2001] Goldberg, M., Crosby, D., et Zhou, L. (2001). The limb adjustment of AMSU-A observations : Methodology and validation. *Journal of Applied Meteorology*, 40(1) :70–83. (Cité en page 43.)
- [Goldberg *et al.*, 2004] Goldberg, M., Qu, Y., McMillin, L., Wolf, W., Zhou, L., et Divakarla, M. (2004). AIRS Near-Real-Time Products and Algorithms in Support of Operational Numerical Weather Prediction. *IEEE Transaction on Geoscience and remote sensing*, 41(2) :379–389. (Cité en page 35.)
- [Grody, 1988] Grody, N. (1988). Surface identification using satellite microwave radiometers. *IEEE Transaction on Geoscience and remote sensing*, 26. (Cité en page 50.)
- [Guedj *et al.*, 2011a] Guedj, S., Karbou, F., et Rabier, F. (2011a). Land Surface Temperature estimation to improve the assimilation of SEVIRI radiances over land. *Journal of Geophysical Research*, 116(D14107) :18 pp. (Cité en pages 83, 88, 89, 90, 117 et 132.)
- [Guedj *et al.*, 2010] Guedj, S., Karbou, F., Rabier, F., et Bouchard, A. (2010). Toward a better modeling of surface emissivity to improve AMSU data assimilation over Antarctica. *IEEE Transaction on Geoscience and remote sensing*, 48(4) :1976–1985. (Cité en pages 38, 50 et 52.)
- [Guedj *et al.*, 2011b] Guedj, S., Karbou, F., Rabier, F., Guidard, V., et Montmerle, T. (2011b). Improved assimilation of observations from SEVIRI over land. Submitted. (Cité en pages 117, 127, 132 et 158.)
- [Guidard *et al.*, 2011] Guidard, V., Brousseau, P., Fourrié, N., et Rabier, F. (2011). Impact of IASI assimilation at global and convective scales and challenges for the assimilation of cloudy scenes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. In press. (Cité en page 160.)
- [Haggerty et Curry, 2001] Haggerty, J. et Curry, J. (2001). Variability of sea ice emissivity estimated from airborne passive microwave measurements during FIRE SHEBA. *Journal of Geophysical Research*, 106 :15. (Cité en page 37.)

- [Harris et Kelly, 2001] Harris, B. et Kelly, G. (2001). A satellite radiance-bias correction scheme for data assimilation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(574) :1453–1468. (Cité en page 29.)
- [Hewison, 2001] Hewison, T. (2001). Airborne measurements of forest and agricultural land surface emissivity at millimeter wavelengths. *IEEE Transaction on Geoscience and remote sensing*, 39(2) :393–400. (Cité en page 36.)
- [Hollingsworth et Lönnberg, 1986] Hollingsworth, A. et Lönnberg, P. (1986). The statistical structure of short-range forecast errors as determined from radiosonde data. part i : The wind field. *Tellus A*, 38(2) :111–136. (Cité en page 32.)
- [Hong *et al.*, 2010] Hong, S., Shin, I., et Ou, M. (2010). Comparison of the Infrared Surface Emissivity Model (ISEM) with a Physical Emissivity Model. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27(2) :345–352. (Cité en page 35.)
- [Hulley *et al.*, 2009] Hulley, G., Hook, S., Manning, E., Lee, S., et Fetzer, E. (2009). Validation of the Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) version 5 land surface emissivity product over the Namib and Kalahari deserts. *J. Geophys. Res.*, 114. (Cité en page 85.)
- [Jacquemoud et Baret, 1990] Jacquemoud, S. et Baret, F. (1990). PROSPECT : A model of leaf optical properties spectra. *Remote sensing of environment*, 34(2) :75–91. (Cité en page 35.)
- [Jiang et Li, 2008] Jiang, G. et Li, Z. (2008). Split-window algorithm for land surface temperature estimation from msg1-seviri data. *International Journal of Remote Sensing*, 29(20) :6067–6074. (Cité en page 84.)
- [Jiménez-Muñoz et Sobrino, 2006] Jiménez-Muñoz, J. et Sobrino, J. (2006). Error sources on the land surface temperature retrieved from thermal infrared single channel remote sensing data. *International Journal of Remote Sensing*, 27(5) :999–1014. (Cité en page 85.)
- [Kahle, 1987] Kahle, A. (1987). Surface emittance, temperature, and thermal inertia derived from Thermal Infrared Multispectral Scanner(TIMS) data for Death Valley, California. *Geophysics*, 52(7) :858–874. (Cité en page 86.)
- [Kahle et Alley, 1992] Kahle, A. et Alley, R. (1992). Separation of temperature and emittance in remotely sensed radiance measurements. *Remote Sensing of Environment*, 42(2) :107–111. (Cité en page 86.)
- [Kahle *et al.*, 1980] Kahle, A., Madura, D., et Soha, J. (1980). Middle infrared multispectral aircraft scanner data : Analysis for geological applications. *Applied Optics*, 19(14) :2279–2290. (Cité en page 86.)
- [Kaplan *et al.*, 1977] Kaplan, L., Chahine, M., Susskind, J., et Searl, J. (1977). Spectral band passes for a high precision satellite sounder. *Applied Optics*, 16(2) :322–325. (Cité en page 14.)
- [Karbou *et al.*, 2007] Karbou, F., Bormann, N., et Thépaut, J.-N. (2007). Towards the assimilation of satellite microwave observations over land : feasibility studies using SSMI/S, AMSU-A and AMSU-B. Technical report, ECMWF, NWPSAF. (Cité en page 5.)
- [Karbou *et al.*, 2006] Karbou, F., Gérard, E., et Rabier, F. (2006). Microwave land emissivity and skin temperature for AMSU-A and -B assimilation over land. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 620 :2333–2355. (Cité en pages 5, 18, 33, 34, 36, 53 et 163.)

- [Karbou *et al.*, 2010a] Karbou, F., Gérard, E., et Rabier, F. (2010a). Global 4DVAR Assimilation and Forecast Experiments Using AMSU Observations over Land. Part I : Impacts of Various Land Surface Emissivity Parameterizations. *Weather and Forecasting*, 25(1) :5–19. (Cité en pages 33 et 53.)
- [Karbou et Prigent, 2005] Karbou, F. et Prigent, C. (2005). Calculation of microwave land surface emissivity from satellite observations : validity of the specular approximation over snow-free surfaces? *IEEE Transaction on Geoscience and remote sensing*, 2(3) :311–314. (Cité en page 38.)
- [Karbou *et al.*, 2005] Karbou, F., Prigent, C., Eymard, L., et Pardo, J. (2005). Microwave land emissivity calculations using amsu-a and amsu-b measurements. *IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing*, 43 :948–959. (Cité en page 36.)
- [Karbou *et al.*, 2010b] Karbou, F., Rabier, F., Lafore, J., Redelsperger, J., et Bock, O. (2010b). Global 4DVAR Assimilation and Forecast Experiments Using AMSU Observations over Land. Part II : Impacts of Assimilating Surface-Sensitive Channels on the African Monsoon during AMMA. *Weather and Forecasting*, 25(1) :20–36. (Cité en page 53.)
- [Kelly, 2008] Kelly, G. (2008). Preparations and experiments to assimilate satellite image data into high resolution NWP. Technical Report 522, Met Office Meteorology Research and Development. (Cité en pages 5 et 16.)
- [Klinker *et al.*, 2000] Klinker, E., Rabier, F., Kelly, G., et Mahfouf, J. (2000). The ecmwf operational implementation of four-dimensional variational assimilation. iii : Experimental results and diagnostics with operational configuration. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(564) :1191–1215. (Cité en page 2.)
- [Knuteson *et al.*, 2004] Knuteson, R., Best, F., DeSlover, D., Osborne, B., Revercomb, H., et Smith, W. (2004). "Infrared land surface remote sensing using high spectral resolution aircraft observations". *Advanced spece Research*, 33 :1114–1119. (Cité en page 36.)
- [Kopken *et al.*, 2004] Kopken, C., Kelly, G., et Thépaut, J.-N. (2004). Assimilation of Meteosat radiance data within the 4D-VAR system at ECMWF : Assimilation experiment and forecast impact. 130. (Cité en page 16.)
- [Lambin et Ehrlich, 1997] Lambin, E. et Ehrlich, D. (1997). Land-cover changes in sub-saharan africa (1982-1991) : application of a change index based on remotely sensed surface temperature and vegetation indices at a continental scale. *Remote Sensing of Environment*, 61(2) :181–200. (Cité en page 83.)
- [Le Borgne *et al.*, 2010] Le Borgne, P., Roquet, H., et Merchant, C. (2010). Estimation of sea surface temperature from the spinning enhanced visible and infrared imager, improved using numerical weather prediction. *Remote Sensing of Environment*. (Cité en page 84.)
- [Li *et al.*, 2007] Li, J., Li, J., Weisz, E., et Zhou, D. (2007). Physical retrieval of surface emissivity spectrum from hyperspectral infrared radiances. *Geophysical Research Letters*, 34(16) :L16812. (Cité en page 85.)
- [Li *et al.*, 2010] Li, Z., Li, J., Jin, X., Schmit, T., Borbas, E., et Goldberg, M. (2010). An objective methodology for infrared land surface emissivity evaluation. *Journal of Geophysical Research*, 115(D22) :D22308. (Cité en page 118.)

- [Li *et al.*, 2009] Li, Z., Tang, R., Wan, Z., Bi, Y., Zhou, C., Tang, B., Yan, G., et Zhang, X. (2009). A review of current methodologies for regional evapotranspiration estimation from remotely sensed data. *Sensors*, 9(5) :3801–3853. (Cité en page 83.)
- [Liu, 2002] Liu, Z. (2002). *Influence de la résolution d'observations sur l'assimilation de données*. PhD thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse III. (Cité en page 32.)
- [Liu et Rabier, 2002] Liu, Z. et Rabier, F. (2002). The interaction between model resolution, observation resolution and observation density in data assimilation : A one-dimensional study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(582) :1367–1386. (Cité en pages 32, 125 et 160.)
- [Lorenc, 1981] Lorenc, A. (1981). A global three-dimensional multivariate statistical interpolation scheme. *Monthly Weather Review*, 109 :701–721. (Cité en page 1.)
- [Mahfouf *et al.*, 2009] Mahfouf, J., Bergaoui, K., Draper, C., Bouyssel, F., Taillefer, F., et Taseva, L. (2009). A comparison of two off-line soil analysis schemes for assimilation of screen level observations. *Journal of Geophysical Research*, 114(D8) :D08105. (Cité en pages 84 et 89.)
- [Mahfouf et Rabier, 2000] Mahfouf, J. et Rabier, F. (2000). The ecmwf operational implementation of four-dimensional variational assimilation. ii : Experimental results with improved physics. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(564) :1171–1190. (Cité en page 2.)
- [Masuda *et al.*, 1988] Masuda, K., Takashima, T., et Takayama, Y. (1988). Emissivity of pure and sea waters for the model sea surface in the infrared window regions. *Remote Sensing of Environment*, 24(2) :313–329. (Cité en page 35.)
- [Mathew, 2007] Mathew, N. (PhD, 2007). Retrieval of surface emissivity of sea ice and temperature profiles over sea ice from passive microwave radiometers. Master's thesis. (Cité en page 37.)
- [Matricardi *et al.*, 2004] Matricardi, M., Chevallier, F., Kelly, G., et Thépaut, J. N. (2004). An improved general fast radiative transfer model for the assimilation of radiance observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130. (Cité en page 25.)
- [Mätzler, 1987] Mätzler, C. (1987). Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover. *Remote Sensing Revue*, 2. (Cité en pages 38, 39 et 163.)
- [Mätzler, 1990] Mätzler, C. (1990). Seasonal evolution of microwave radiation from an oat field. *Remote Sensing of Environment*, 31(3) :161–173. (Cité en page 36.)
- [Matzler, 2005] Matzler, C. (2005). On the determination of surface emissivity from satellite observations. *IEEE Geoscience and remote sensing letters*, 2(2) :160–163. (Cité en pages 36, 38 et 42.)
- [Mätzler et Rosenkranz, 2007] Mätzler, C. et Rosenkranz, P. W. (2007). Dependence of microwave brightness temperature on bistatic surface scattering : Model functions and application to AMSU-A. *IEEE Transaction on Geoscience and remote sensing*, 45(7). (Cité en pages 36 et 40.)
- [McMillin, 1975] McMillin, L. (1975). "Estimation of sea surface temperature from two infrared window measurements with different absorption". *Journal of Geophysical Research*, 80 :5113–5117. (Cité en page 84.)



- [Merchant *et al.*, 2008] Merchant, C., Le Borgne, P., Marsouin, A., et Roquet, H. (2008). Optimal estimation of sea surface temperature from split-window observations. *Remote Sensing of Environment*, 112(5) :2469–2484. (Cité en page 84.)
- [Montmerle *et al.*, 2007] Montmerle, T., Rabier, F., et Fisher, C. (2007). Relative impact of polar-orbiting and geostationary satellite radiances in the Aladin/France numerical weather prediction system. 133. (Cité en pages 5 et 16.)
- [Morland *et al.*, 2001] Morland, J., Grimes, D., et Hewison, T. (2001). Satellite observations of the microwave emissivity of a semi-arid land surface. *Remote sensing of environment*, 77(2) :149–164. (Cité en page 36.)
- [Noilhan et Mahfouf, 1996] Noilhan, J. et Mahfouf, J. (1996). The isba land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change*, 13(1-4) :145–159. (Cité en page 27.)
- [Parrish et Derber, 1992] Parrish, D. et Derber, J. (1992). The national meteorological center's spectral statistical-interpolation analysis system. *Monthly Weather Review*, 120(8) :1747–1763. (Cité en page 1.)
- [Peres et DaCamara, 2004a] Peres, L. et DaCamara, C. (2004a). Inverse problems theory and application : analysis of the two-temperature method for land-surface temperature and emissivity estimation. *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE*, 1(3) :206–210. (Cité en page 86.)
- [Peres et DaCamara, 2004b] Peres, L. et DaCamara, C. (2004b). Land surface temperature and emissivity estimation based on the two-temperature method : Sensitivity analysis using simulated MSG/SEVIRI data. *Remote sensing of environment*, 91(3-4) :377–389. (Cité en page 86.)
- [Peres et DaCamara, 2005] Peres, L. et DaCamara, C. (2005). Emissivity maps to retrieve land-surface temperature from MSG/SEVIRI. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 43(8) :1834–1844. (Cité en page 86.)
- [Pinker *et al.*, 2009] Pinker, R., Sun, D., Hung, M.-P., et Li, C. (2009). "Evaluation of satellite estimates of land surface temperature from GOES over United States". *Applied Meteorology and Climatology*, 48(1) :167–180. (Cité en page 84.)
- [Price, 1984] Price, J. (1984). "Land surface temperature measurements from the split window channel of the NOAA-7 Advanced Very High Resolution Radiometer". *Journal of Geophysical Research*, 89(D5) :7231–7237. (Cité en page 84.)
- [Price, 1990] Price, J. (1990). Using spatial context in satellite data to infer regional scale evapotranspiration. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 28(5) :940–948. (Cité en page 83.)
- [Prigent et Abba, 1990] Prigent, C. et Abba, P. (1990). Sea surface equivalent brightness temperature at millimeter wavelength. *Ann. Geophys*, 8 :627–634. (Cité en page 35.)
- [Qin *et al.*, 2001] Qin, Z., Karnieli, A., et Berliner, P. (2001). A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from landsat tm data and its application to the israel-egypt border region. *International Journal of Remote Sensing*, 22(18) :3719–3746. (Cité en page 85.)

- [Rabier *et al.*, 2010] Rabier, F., Bouchard, A., Brun, E., Doerenbecher, A., Guedj, S., Guidard, V., Karbou, F., Peuch, V., El Amraoui, L., Puech, D., Genthon, C., Picard, G., Town, M., Hertzog, A., Vial, F., Cocquerez, P., Cohn, S. A., Hock, T., Fox, J., Cole, H., Parsons, D., Powers, J., Romberg, K., VanAndel, J., Deshler, T., Mercer, J., Haase, J., Avallone, L., Kalnajs, L., Mechoso, C., Tangborn, A., Pellegrini, A., Frenot, Y., Thépaut, J.-N., McNally, A., Balsamo, G., et Steinle, P. (2010). The concordiasi project in antarctica. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(1) :69–86. (Cité en pages 37 et 53.)
- [Rabier *et al.*, 2000] Rabier, F., Jarvinen, H., Klinker, E., Mahfouf, J. F., et A. Simmons, . (2000). The ECMWF operational implementation of four dimensional variational assimilation. I : Experimental results with simplified physics. 126. (Cité en pages 2 et 27.)
- [Rabier *et al.*, 1998] Rabier, F., McNally, A., Andersson, E., Courtier, P., Und n, P., Eyre, J., Hollingsworth, A., et Bouttier, F. (1998). The ecmwf implementation of three-dimensional variational assimilation (3d-var). ii : Structure functions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 124(550) :1809–1829. (Cité en page 1.)
- [Rosenkranz et Staelin, 1972] Rosenkranz, P. et Staelin, D. (1972). Microwave emissivity of ocean foam and its effect on nadiral radiometric measurements. *Journal of Geophysical Research*, 77(33) :6528–6538. (Cité en page 35.)
- [Salisbury *et al.*, 1994] Salisbury, J., Wald, A., et D’Aria, D. (1994). Thermal-infrared remote sensing and Kirchhoff’s law. I- Laboratory measurements. *Journal of Geophysical Research*, 99(11) :897–11. (Cité en page 86.)
- [Saunders *et al.*, 2006] Saunders, R., Matricardi, M., Brunel, P., English, S., Bauer, P., O’Keefe, U., Francis, P., et Rayer, P. (2006). RTTOV-8 science and validation report. Technical report, EUMETSAT/ECMWF Program Document ID NWPSAF-MO-TV-007. (Cité en page 25.)
- [Schmetz *et al.*, 2002] Schmetz, J., Pili, P., Tjemkes, S., Just, D., Kerkmann, J., Rota, S., et Ratier, A. (2002). An Introduction to Meteosat Second Generation (MSG). *Bulletin of American Meteorological Society*, 83. (Cité en pages 15, 17 et 163.)
- [Seemann *et al.*, 2008] Seemann, S., Borbas, E., Knuteson, R., Stephenson, G., et Huang, H.-L. (2008). Development of a global infrared emissivity database for application to clear sky sounding retrievals from multi-spectral satellite radiances measurements. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47 :108–123. (Cité en pages 36 et 85.)
- [Sellers *et al.*, 1988] Sellers, P., Hall, F., Asrar, G., Strebel, D., et Murphy", R. (1988). "The first ISLSCP field experiment". *Bulletin of American Meteorological Society*, 69(1) :22–27. (Cité en pages 83 et 85.)
- [Serafini, 1987] Serafini, Y. (1987). Estimation of the evapotranspiration using surface and satellite data. *International journal of remote sensing*, 8(10) :1547–1562. (Cité en page 83.)
- [Sherlock et Saunders, 1999] Sherlock, V. et Saunders, R. (1999). ISEM-6 : Infrared surface emissivity model for RTTOV-6. *NWP-SAF report*. (Cité en page 35.)
- [Snyder *et al.*, 1998] Snyder, W., Wan, Z., Zhang, Y., et Feng, Y. (1998). Classification-based emissivity for land surface temperature measurement from space. *International Journal of Remote Sensing*, 19(14) :2753–2774. (Cité en page 86.)

- [Sobrino *et al.*, 2004] Sobrino, J., Jimenez-Munoz, J., El-Kharraz, J., Gomez, M., Romaguera, M., et Soria, G. (2004). "Single-channel and two-channel methods for land surface temperature retrieval from DAIS data and its application to the Barrax site". *IJRS*, 25(1) :215–230. (Cité en pages 84 et 85.)
- [Sobrino *et al.*, 2003] Sobrino, J., Jimenez-Munoz, J., et Paolini, L. (2003). "Land surface temperature retrievals from LANSAT TM5". *Remote Sensing of Environment*, 90(4) :434–440. (Cité en page 84.)
- [Sobrino *et al.*, 1996] Sobrino, J., Li, J., Stoll, M., et Becker, F. (1996). "Multi-channel and multi-angle algorithms for estimation sea and land surface temperature with ATSR". *International Journal of Remote Sensing*, 17(11) :2089–2114. (Cité en page 84.)
- [Sobrino et Raissouni, 2000] Sobrino, J. et Raissouni, N. (2000). Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring : application to Morocco. *International Journal of Remote Sensing*, 21(2) :353–366. (Cité en page 86.)
- [Sobrino *et al.*, 2001] Sobrino, J., Raissouni, N., et Li, Z. (2001). A comparative study of land surface emissivity retrieval from NOAA data. *Remote Sensing of Environment*, 75(2) :256–266. (Cité en page 86.)
- [Stengel *et al.*, 2009] Stengel, M., Unden, P., Linskog, M., Dahlgren, P., Gustafsson, N., et Bennartz, R. (2009). Assimilation of SEVIRI infrared radiances with HIRLAM 4D-Var. 135(645). (Cité en pages 16 et 118.)
- [Stengel *et al.*, 2010] Stengel, M., Unden, P., Linskog, M., Gustafsson, N., et Bennartz, R. (2010). An extended observation operator in HIRLAM 4D-VAR for the assimilation of cloud-affected satellite radiances. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(649) :1064–1074. (Cité en page 16.)
- [Szczech-Gajewska et Rabier, 2003] Szczech-Gajewska, M. et Rabier, F. (2003). Spectral surface emissivity for use in assimilation of IR radiance data over land. *ITSC13 proceedings*. (Cité en page 85.)
- [Taillefer, 2002] Taillefer, F. (2002). CANARI (Code d'Analyse Nécessaire a ARPEGE pour ses Rejets et son Initialisation) : Technical documentation. Technical Report 428, METEO-FRANCE/CNRM/GMAP. available at <http://www.cnrm.meteo.fr/gmapdoc/spip.php?article3>. (Cité en page 27.)
- [Trigo *et al.*, 2008a] Trigo, I., Monteiro, I., Olesen, F., et Kabsch, E. (2008a). "An assessment of remotely sensed land surface temperature". *Journal of Geophysical Research*, 113(D17) :D1718. DOI :10.1029/2008JD010035. (Cité en pages 86 et 89.)
- [Trigo *et al.*, 2008b] Trigo, I., Peres, L., DaCamara, C., et Freitas, S. (2008b). Thermal land surface emissivity retrieved from SEVIRI/Meteosat. *IEEE Transaction on Geoscience and remote sensing*, 46(2) :307–315. (Cité en pages 36 et 86.)
- [Trigo et Viterbo, 2003] Trigo, I. et Viterbo, P. (2003). Clear-sky window channel radiances : A comparison between observations and the ecmwf model. *Journal of Applied Meteorology*, 42(10) :1463–1479. (Cité en pages 5, 84 et 88.)
- [Van-De-Grien et Owe, 1993] Van-De-Grien, A. et Owe, M. (1993). "On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surface". *International Journal of Remote Sensing*, 14(6) :2449–2460. (Cité en page 86.)

- [Vincent *et al.*, 1976] Vincent, R., Rowan, L., Gillespie, R., et Knapp, C. (1976). Thermal-infrared spectra and chemical analyses of twenty-six igneous rock samples. *Remote Sensing of Environment*, 4 :199–209. (Cité en page 86.)
- [Vogel *et al.*, 2011] Vogel, R., Liu, Q., Han, Y., et Weng, F. (2011). Evaluating a satellite-derived global infrared land surface emissivity data set for use in radiative transfer modeling. *J. Geophys. Res.*, 116. (Cité en pages 5, 84 et 88.)
- [Wan et Dozier, 1996] Wan, Z. et Dozier, J. (1996). "A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space". *IEEE Transaction on Geoscience and remote sensing*, 34 :892–905. (Cité en page 84.)
- [Wan *et al.*, 2004] Wan, Z., Wang, P., et Li, X. (2004). Using modis land surface temperature and normalized difference vegetation index products for monitoring drought in the southern great plains, usa. *International Journal of Remote Sensing*, 25(1) :61–72. (Cité en page 83.)
- [Watson, 1992] Watson, K. (1992). Spectral ratio method for measuring emissivity. *Remote Sensing of Environment*, 42(2) :113–116. (Cité en page 86.)
- [Weng, 2009] Weng, F. (2009). Advances in radiative transfer modeling in support of satellite data assimilation. In *Hyperspectral Imaging and Sensing of the Environment*. Optical Society of America. (Cité en page 25.)
- [Weng *et al.*, 2005] Weng, F., Han, Y., van Delst, P., Liu, Q., et Yan, B. (2005). Jcsda community radiative transfer model (crtm). In *Proc. 14th TOVS Conf.* (Cité en page 25.)
- [Weng *et al.*, 2001] Weng, F., Yan, B., et Grody, N. (2001). A microwave land emissivity model. *Journal of geophysical research*, 106(D17) :20115–20. (Cité en pages 35 et 50.)
- [Zhou *et al.*, 2008] Zhou, L., Goldberg, M., Barnet, C., Cheng, C., Sun, F., Wolf, W., King, T., Liu, X., Sun, H., et Divalarla, M. (2008). Regression of Surface Spectral Emissivity from Hyperspectral Instruments. *IEEE Transaction on Geoscience and remote sensing*, 46(2) :328–333. (Cité en page 36.)