Détermination du chauffage radiatif des aérosols désertiques au dessus de l'Afrique de l'Ouest et de leur impact sur la dynamique atmosphérique à l'aide d'observations satellitaires au cours de la campagne AMMA

Cyndie Lemaître

▶ **To cite this version:**

Cyndie Lemaître. Détermination du chauffage radiatif des aérosols désertiques au dessus de l'Afrique de l'Ouest et de leur impact sur la dynamique atmosphérique à l'aide d'observations satellitaires au cours de la campagne AMMA. Physique [physics]. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2010. Français. NNT : . tel-00585550

HAL Id: tel-00585550

https://theses.hal.science/tel-00585550

Submitted on 13 Apr 2011

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

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

UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE - PARIS VI

École Doctorale Sciences de l'Environnement en Ile de France (EDSE)
UFR des Sciences de l'Environnement

Détermination du chauffage radiatif des aérosols désertiques au dessus de l'Afrique de l'Ouest et de leur impact sur la dynamique atmosphérique à l'aide d'observations satellitaires au cours de la campagne AMMA

THÈSE

Préparée pour l'obtention du grade de

Docteur de l'université Paris VI

(spécialité Science de l'Environnement)

par

Cyndie LEMAÎTRE

Composition du jury

Rapporteurs :	Mr Gérard BROGNIEZ (Professeur, LOA) Mr Jean-Pierre CHABOUREAU (Physicien, LA)
Examinateurs :	Mme Paola FORMENTI (Chargée de Recherche CNRS, LISA) Mr Patrick CHAZETTE (Directeur de recherche CEA, LSCE) Mme Odile HEMBISE FANTON D'ANDON (Directrice ACRI-ST) Mr François RAVETTA (Professeur Paris VI, LATMOS)
Directeurs de thèse :	Mr Cyrille FLAMANT (Directeur de recherche CNRS, LATMOS) Mr Jacques PELON (Directeur de recherche CNRS, LATMOS)

Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales — UMR 8190

Mis en page avec la classe thloria.

Remerciements

Cette thèse a été réalisée dans le cadre d'une bourse co-financée CNES/ACRI encadrée par le LATMOS (Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales), unité mixte CNRS/UVSQ/UPMC.

Mes remerciements s'adressent d'abord à l'ancien directeur du SA (Service d'Aéronomie), M. Alain Hauchecorne et à la directrice actuelle du LATMOS, Mme Danièle Hauser, pour m'avoir accueillie dans leur laboratoire et permis de bénéficier d'excellentes conditions de travail.

Mes remerciements vont également à mon directeur de thèse Cyrille Flamant et à mon co-directeur Jacques Pelon pour avoir accepté de diriger mon travail durant ces trois années et m'avoir fait profiter de leurs compétences et de leurs expériences en recherche. L'ensemble des critiques, des encouragements, de la confiance qu'ils m'ont témoigné et de leur bonne humeur ont été essentiels pour la réalisation de ce travail.

Je souhaite remercier tout particulièrement Diana Bou Karam et Jean-Christophe Raut pour leur soutien, leur aide et leur collaboration dans ce travail de thèse. Leur forte implication dans la préparation des conférences et dans la rédaction des articles fut plus que bénéfique.

Je voudrais également remercier toutes les personnes et les institutions qui ont permis la réalisation de ce travail, Didier Renaut au CNES et Odile Hembise Fanton d'Andon à l'ACRI.

Merci également à Juan Cuesta, Damien Josset et Christophe Lavaysse pour leur aide et les réponses très utiles et constructives qu'ils ont pu donner à mes nombreuses questions.

Je tiens à remercier chaleureusement l'ensemble des membres du jury pour leurs commentaires, remarques et critiques :
Gérard Brogniez, professeur à l'Université de Lille et Jean-Pierre Chaboureau, Physicien au Laboratoire d'Aérologie pour avoir accepté d'être rapporteurs de mon travail. Leurs remarques et discussions scientifiques m'ont été très profitables. Leurs suggestions et précieux conseils m'ont permis d'enrichir le manuscrit ;
Paola Formenti et Patrick Chazette qui ont accepté d'être examinateurs dans le jury de la thèse et qui ont également été très présents au cours de ces trois années de recherche ;
François Ravetta, professeur à l'Université de Paris VI, qui a accepté de présider le jury.

Un merci tout spécial à mes compagnons du LATMOS : Matthieu Pommier, compagnon des heures passées à Jussieu ; Mathieu Papazzoni, mon super collègue de bureau à Guyancourt ; Thomas Deleporte, Pascal Genau et Thomas Noël, toujours très patient et prêt à apporter leur aide ; Sarah Kacimi, une belle personnalité ; Brigitte Moreau, disponible et toujours de bonne humeur ; Nicolas Viltard, et ses nombreux conseils précieux et sa grande disponibilité.

Je tiens à remercier toute l'équipe du LATMOS pour leur gentillesse et l'environnement convivial qu'ils m'ont fourni chaque jour : Christophe Merlet, Pierre-Emmanuel kirstetter, Georges Scialom, Alain Protat, Hélène Brogniez, Sandrine Baudrand, Audrey Gaudel.

Enfin, je remercie mes proches et mes amis qui m'ont donné les forces, l'aide, la confiance et l'amitié nécessaire pour pouvoir faire face à ce grand défi : Sylvie Martin, Mélinda Goundouin, Marion Fraisse, les amies fidèles ; et les membres de ma famille, pour leur indéfectible soutien, tous mes amis, pour ces inoubliables moments de détente, et

enfin mes compagnes de galère (mes choupinettes qui se reconnaîtront) qui ont toujours su trouver les mots justes dans les moments de doute et ont toujours été présentes dans les pleurs et les rires.

Enfin, les derniers mercis, mais pas les moindres, iront à mes parents, mon petit frère Damien, Mickaël et mon petit bout Luka. Papa, maman, comment écrire tout l'amour, toute la reconnaissance que j'ai pour vous ? Lire la fierté dans vos yeux est ma plus belle récompense. Mon petit frère, tu es irremplaçable dans mon coeur, je t'aime très fort. Mon chéri, merci pour tout, pour Luka, pour ton amour et pour ta patience. Merci à mon petit garçon, pour son sourire et sa présence.

Ce que j'ai fait a été possible grâce à votre soutien à tous, votre humour, votre tendresse et votre confiance.

Table des matières

Table des figures **ix**

Introduction Générale **3**

1 Les enjeux scientifiques de ce travail . . . 3
2 L'importance des aérosols désertiques . . . 4
3 Etude de l'effet radiatif des aérosols désertiques . . . 6
3.1 L'effet direct des aérosols désertiques . . . 6
3.2 L'effet semi-direct des aérosols désertiques . . . 7
3.3 L'effet indirect des aérosols . . . 7
3.4 L'impact des aérosols sur la dynamique atmosphérique . . . 8
4 Les objectifs de cette thèse . . . 8
5 Plan de la thèse . . . 10

Chapitre 1 La mousson Ouest Africaine et les aérosols désertiques **13**

1.1 Introduction . . . 14
1.2 La mousson Ouest Africaine . . . 14
1.2.1 Le contexte météorologique . . . 14
1.2.2 Description générale . . . 17
1.2.3 Les flux dans les basses couches . . . 18
1.2.4 Les jets d'altitude . . . 18
1.2.5 Les zones de convection . . . 19
1.3 Les aérosols désertiques en Afrique au nord de l'équateur . . . 21
1.3.1 Source de production . . . 21
1.3.2 Cycle des poussières . . . 21
1.3.3 Variabilité temporelle des émissions . . . 23
1.4 Impact radiatif des aérosols désertiques et interactions aérosols-dynamique atmosphérique . . . 27

1.4.1 L'effet direct des aérosols désertiques 27
1.4.2 Interactions aérosols et dynamique atmosphérique 27
1.5 Conclusion 29

Chapitre 2 Moyens de détection des aérosols désertiques et de modélisation de leur influence sur la dynamique atmosphérique 31

2.1 Introduction 33
2.2 Les observations au sol 34
2.2.1 Les stations synoptiques -SYNOP 34
2.2.2 Les sites d'étude du bilan radiatif mis en place pour AMMA 34
2.2.3 Le réseau AERONET/PHOTONS 34
2.3 Les observations aéroportées 36
2.3.1 Le Falcon 20 36
2.3.2 L'ATR 42 38
2.4 Les observations spatiales 40
2.4.1 SEVIRI 41
2.4.2 CALIOP et IIR 43
2.4.3 MODIS 45
2.4.4 OMI 46
2.5 Les fonctions de transfert des radiomètres satellitaires et aéroportés 46
2.6 Le Modèle de transfert radiatif « STREAMER » 47
2.6.1 Les flux radiatifs 49
2.6.2 Les radiances 49
2.6.3 L'absorption des gaz 50
2.6.4 Les profils standards 50
2.6.5 Les aérosols 51
2.6.6 Les propriétés des nuages 52
2.6.7 La réflectivité de surface 52
2.6.8 Les flux solaires 53
2.6.9 Comparaison avec d'autres modèles 53
2.7 Le modèle non-hydrostatique Méso-NH 54
2.7.1 Description générale 54
2.7.2 Le module DEAD 55
2.7.3 Le module ORILAM 55
2.7.4 Le code de transfert radiatif 56

2.8 Conclusion 56

Chapitre 3 Chauffage radiatif des aérosols au-dessus de l'Afrique de l'Ouest 57

3.1 Introduction 58
3.2 Le cas d'étude 58
3.3 Évaluation du modèle STREAMER 60
3.3.1 Comparaison des coefficients de diffusion obtenus avec LEANDRE 2 et AVIRAD 60
3.3.2 Comparaison des données lidars aéroporté et spatial 61
3.3.3 Comparaison des propriétés optiques des aérosols incorporées dans STREAMER aux données AVIRAD 63
3.3.4 Comparaison des flux radiatifs 65
3.3.5 Comparaison des données d'albédo 67
3.4 L'impact des aérosols désertiques sur les flux de courtes longueurs d'onde et de grandes longueurs d'onde 68
3.5 Forçage radiatif associé au transport de poussières 74
3.5.1 Les résultats : « Article : Radiative Heating rates profiles associates with a springtime case of Bodélé and Sudan transport over West Africa » 74
3.5.2 Etude complémentaire sur l'importance de l'infrarouge 95
3.6 Conclusion 97

Chapitre 4 La détection des aérosols désertiques dans l'infrarouge 99

4.1 Introduction 100
4.2 Comparaison des données obtenues avec les radiomètres aéroportés et les radiomètres imageur satellitaires 101
4.2.1 Comparaison des données du radiomètre CLIMAT à bord de l'ATR et du radiomètre CLIMAT à bord du F20 101
4.2.2 Comparaison des données du radiomètre CLIMAT à bord du F20 et du radiomètre imageur infrarouge à bord de CALIPSO 104
4.2.3 Comparaison des données du radiomètre imageur infrarouge à bord de CALIPSO et à bord de MSG 105
4.3 Signature infrarouge des aérosols désertiques 108
4.3.1 Signature infrarouge des aérosols au-dessus de l'océan Atlantique . 108

4.3.2 Signature infrarouge des aérosols au-dessus du continent 111
4.3.3 Comparaison des panaches d'aérosols obtenus avec la méthode développée et les observations MODIS 116
4.4 Conclusion 118

Chapitre 5 Impact des aérosols désertiques sur la dynamique de l'atmosphère 121
5.1 Introduction 122
5.2 L'impact radiatif des aérosols désertiques sur l'ouest de l'Afrique 123
5.3 L'impact du chauffage sur le vent thermique 124
5.4 Situation météorologique du cas d'étude 126
5.5 Évaluation des simulations numériques 130
5.5.1 Description de la simulation 131
5.5.2 La distribution en taille des particules en volume et nombre 131
5.5.3 Données dynamiques et thermodynamiques en surface 132
5.5.4 Distribution spatio-temporelle des aérosols désertiques 135
5.5.5 Confrontation avec les données de flux radiatif en surface 139
5.5.6 Confrontation aux observations aéroportées 140
5.5.7 Impact radiatif des aérosols 141
5.6 Impact de l'aérosol sur la dynamique atmosphérique 142
5.6.1 Impact radiatif des aérosols au cours de la journée 143
5.6.2 Conceptualisation de l'impact dynamique sur l'AEJ 145
5.6.3 Impact des aérosols sur l'intensité de l'AEJ 148
5.6.4 Impact des aérosols sur l'intensité de la dépression thermique saharienne 154
5.6.5 Le rôle des nuages 157
5.7 Conclusion 157

Chapitre 6 Conclusions et Perspectives 159
6.1 Synthèse 160
6.2 Perspectives 162

Bibliographie 165

Annexe A Le projet AMMA 183
A.1 Les motivations d'AMMA 183

A.2 Les objectifs d'AMMA 186
A.3 Les stratégies d'étude scientifique 187
A.4 Les périodes d'observations AMMA 189
A.4.1 Période d'observations à long terme (LOP) 190
A.4.2 Période d'observations renforcées (EOP) 191
A.4.3 Période d'observations spéciales (SOP) 191

Annexe B Principe de fonctionnement du lidar et équations régissant le signal lidar. 195
B.1 Fonctionnement du Lidar 195
B.2 L'équation Lidar 199

Annexe C Etablissement de l'équation du transfert radiatif 203

Annexe D Le code de transfert radiatif STREAMER 207
D.1 Les profils standards incorporés dans STREAMER 207
D.2 Les modèles d'aérosols incorporés dans STREAMER 208
D.3 Les propriétés des nuages 209
D.4 La pondération des bandes de STREAMER 211

Annexe E Etude complémentaire sur la détection des aérosols dans l'infrarouge 213
E.1 Présentation des résultats de BTD_{10-12} pour les traces CALIPSO au dessus de l'océan Atlantique 213
E.2 Présentation des résultats de BTD_{10-12} pour les traces CALIPSO au dessus de la région de Bodélé 218

Table des figures

1 Principales zones sources déduites des données du satellite TOMS. 5

1.1 Flux solaire absorbé, Flux émis et Flux radiatif net de la terre. 15
1.2 Schéma de la circulation atmosphérique méridienne. 16
1.3 Structure méridienne de la circulation de la mousson en été 17
1.4 Evolution de la zone de convergence intertropicale et champs pluviométrique moyens. 20
1.5 Les quatres principales sources d'aérosols désertiques en Afrique. 22

2.1 Instrument utilisé dans le cadre du programme AERONET. 35
2.2 Le Falcon 20 français en phase de décollage pendant la SOP 2 (Niamey-Juin 2006). 37
2.3 L'ATR 42 au sol avant décollage à Niamey (SOP 2-juillet 2006). 39
2.4 Veine AVIRAD de prélèvement 39
2.5 L'aqua-Train 40
2.6 Les douze canaux spectraux de SEVIRI dont huit identiques à METEOSAT (satellite géostationnaire) et de AVHRR (à bord du satellite NOAA) 41
2.7 Instruments à bord de CALIPSO (à droite) et CALIPSO en cours de préparation avant son lancement à Vandenberg 44
2.8 Fonction de transfert de l'IIR (bleu), CLIMAT (noir) et SEVIRI (rouge). . 47
2.9 Profils verticaux des aérosols dans STREAMER. 51
2.10 Modèles d'albédo de surface présent dans STREAMER. 53

3.1 AOD MODIS du 13 (a) et 14 Juin (b) 2006 avec les traces CALIPSO correspondantes (lignes noires). 59
3.2 Trace du Falcon 20, de l'ATR et de CALIPSO pour les journées du 13 et 14 Juin 2006 60
3.3 Coefficient de diffusion de LEANDRE 2 à 730 nm et de AVIRAD à 700 nm. 61
3.4 Profil de rétrodiffusion pour le lidar LEANDRE (en pointillé) et pour CALIOP (en trait plein) à 10 °N (a) et 14 °N (b). 62
3.5 Comparaison du coefficient d'extinction du 14 juin à 12 °N provenant des données LEANDRE 2 (courbe noire en pointillé) et de CALIOP (courbe noire trait plein). 62

3.6 Dépendance spectrale de l'albédo de simple diffusion, du paramètre d'asymétrie, du coefficient d'extinction normalisé à 550 nm et de l'indice de réfraction pour les deux modèles incorporés dans STREAMER 64
3.7 Flux SW diffus montant à (a) Agoufou, (b) Wankama et (c) Nalohou. Flux SW total descendant à (d) Agoufou, (e) Wankama et (f) Nalohou. Flux LW total montant à (g) Agoufou, (h) Wankama et (i) Nalohou. Flux LW total descendant à (i) Agoufou, (j) Wankama et (k) Nalohou. Les courbes noires indiquent les sorties du modèle, les symboles rouges représentent les données de fluxmètres à bord du Falcon 20 (à 7 km agl), et les symboles verts celles des stations de surface. 66
3.8 Flux SW montant à (a) Agoufou et (b) Wankama. Les lignes en pointillés indiquent les profils de flux calculés avec l'albédo de surface caractéristique du sol près des stations de mesure de flux. Les lignes pleines donnent les profils de flux calculés pour l'albédo de surface caractéristique du sol sous le Falcon 20 à la latitude de la station. Les symboles rouges représentent les données de fluxmètres à bord du Falcon 20 (à 7 km agl), et les symboles verts celles des stations de surface. 67
3.9 Albédos obtenus à partir des mesures des pyanomètres du Falcon 20 (ligne bleue), calculés dans STREAMER (symboles noirs) et obtenus par MODIS (ligne rouge). 68
3.10 Flux LW montant (a) à 10 °N et à (b) 13 °N, respectivement. 69
3.11 Flux LW descendant (a) à 10 °N et à (b) 13 °N, respectivement. 69
3.12 Flux diffus SW montant (a) à 10 °N et à (b) 13 °N, respectivement. 70
3.13 Flux diffus SW descendant (a) à 10 °N et à (b) 13 °N, respectivement. . . . 70
3.14 Flux direct SW descendant (a) à 10 °N et à (b) 13 °N, respectivement. . . . 71
3.15 Flux SW net (a) à 10 °N et à (b) 13 °N, respectivement. 71
3.16 Flux total (LW+SW) net descendant (a) à 10 °N et à (b) 13 °N, respectivement. 72
3.17 Flux LW montant (b), descendant (b), diffus SW montant (c), descendant (d), direct SW descendant (e), total SW descendant (f) et flux net (g) moyen le long du transect. 73
3.18 Contribution de l'infrarouge à 10°N et 13 °N 96

4.1 Signal rétrodiffusé du lidar LEANDRE 2 (a), comparaison des $BTDs_{10-12\mu m}$ mesurées par CLIMAT à bord du F20 (en rouge) et à bord de l'ATR (en noir) (b), et la différence correspondante (c) pour le 14 juin. 102
4.2 Différence simulées par STREAMER de la $BTDs_{10-12\mu m}$ mesurée par CLIMAT à bord du F20 et à bord de l'ATR pour le 14 juin. 103
4.3 Variation de la droite de régression selon la température de la surface (285K, 300K, 315K). Les trois courbes de régression (courbe bleue, violette claire, violette foncée) sont obtenues à l'aide du modèle FASRAD ; Dubuisson *et al.*, 2003. La courbe noire est obtenue à l'aide des données de l'IIR. Source : Pelon, Faivre, Dubuisson. 103

4.4 Comparaison des températures de brillance obtenues avec l'IIR (en rouge) et CLIMAT (en noir) pour le 14 juin (a) et la différence entre les températures de brillance entre l'IIR et CLIMAT (en noir) pour le 14 juin (b). La ligne en pointillé rouge indique une température de brillance égale à zéro. . 104
4.5 Signal rétrodiffusé du Lidar LEANDRE II (a) et CALIOP (b) du 14 juin . 105
4.6 Comparaison des températures de brillances mesurées par l'IIR (en rouge) et SEVIRI (en noir) pour le 14 juin et les différences entre les températures de brillance de l'IIR et SEVIRI pour le 14 juin. 106
4.7 Signal rétrodiffusé obtenu par CALIOP (a) et comparaison des différences de température de brillance entre canaux obtenues avec l'IIR (en rouge) et SEVIRI (en noir) (b) le 14 juin 2006 entre 0 et 30 °N. 106
4.8 Carte colorée des données SEVIRI (a) et de la différence de température de brillance entre 10 et 12 μm (b) le 14 juin 2006 à 1200 UTC. La trace CALIPSO du 14 juin à 1320 UTC est également indiquée (ligne jaune ou verte). 107
4.9 Contenu intégré de la vapeur d'eau déduit des observations MODIS sur AQUA pour la journée du 1er janvier 2007 et trace CALIPSO sur laquelle les données IIR sont analysées (trait pointillé noir). 108
4.10 Relation entre le contenu intégré en vapeur d'eau et BTD_{10-12} pour l'ensemble des traces CALIPSO au-dessus de l'océan atlantique et la différence de température de brillance. La ligne rouge indique la droite de régression à travers le nuage de points (a) et droite de régression obtenue pour les mois de janvier-février-mars (noir), avril-mai-juin (rouge), juillet-août-septembre (vert), octobre-novembre-décembre (bleu) pour l'année 2007 (b). 109
4.11 Coefficient de rétrodiffusion total atténué obtenu avec le lidar CALIOP pour la journée du (a) 1^{er} janvier 2007 et (c) 13 août 2007. La BTD_{10-12} correspondante obtenue avec l'IIR le (b) 1^{er} janvier 2007 et (d) le 13 août 2007. La BTD corrigée apparaît en rouge, et la BTD non corrigée apparaît en noire. Source des figures représentant le signal lidar : Juan Cuesta . . . 110
4.12 Contenu intégré en vapeur d'eau et trace CALIPSO étudiée pour le 13 juin (a), 14 juin (b). 111
4.13 Coefficient de rétrodiffusion total atténué obtenu avec le lidar CALIOP (a,c) et la différence de température de brillance BTD_{10-12} correspondante obtenue avec l'IIR (b,d) pour la journée du 13 juin et 14 juin 2006 (en rouge la BTD_{10-12} corrigée, en noir la BTD_{10-12} non corrigée). Source des figures représentant le signal rétrodiffusé lidar : Juan Cuesta. 112
4.14 Le contenu en vapeur d'eau (a) et la BTD_{10-12} obtenue pour SEVIRI (en rouge) et l'IIR (en noir) avant (b) et après (c) la méthode de pseudo-correction de la vapeur d'eau pour le 14 juin 2006. 113
4.15 Carte de BTD_{10-12} non corrigée (a,c,e) et « corrigée » de l'effet de la vapeur d'eau,(b,d,f) du 9, 10, et 11 juin 2006 à midi. 114
4.16 Carte de BTD_{10-12} non corrigée (a,c,e) et « corrigée » de l'effet de la vapeur d'eau,(b,d,f) du 12, 13 et 14 juin 2006 à midi. 115
4.17 Carte de BTD_{10-12} « corrigée » de l'effet de la vapeur d'eau (a,b,c,d,e) et des AOD MODIS (f,g,h,i,j) du 9, 10, 11, 12, et 13 juin 2006 à midi. 118

5.1 Impact régional des aérosols désertiques de jour (a) et l'épaisseur optique moyenne correspondante (b) pour la semaine du 9 au 15 juin 2006. 123
5.2 Impact régional des aérosols désertiques de nuit. 124
5.3 Impact du réchauffement sur le vent thermique. 125
5.4 Position de la dépression thermique (« low-level atmospheric thickness ») le 9 juin (a), 10 juin (b), 11 juin (c), 12 juin(d), 13 juin (e) et 14 juin (f) 2006. Figure fournie par Christophe Lavaysse. 127
5.5 Champs d'humidité en surface à 06h pour le 9 juin (a), 10 juin (b), 11 juin (c), 12 juin (d), 13 juin (e) et 14 juin (f) 2006. 128
5.6 Champs de force des vents à 4km à 12h pour le 9 juin (a), 10 juin (b), 11 juin (c), 12 juin (d), 13 juin (e) et 14 juin (f) 2006. 129
5.7 Champs d'épaisseur optique des vents à 12h pour le 9 juin (a), 10 juin (b), 11 juin (c), 12 juin (d), 13 juin (e) et 14 juin (f) 2006. 130
5.8 Distribution en taille des particules en volume (a) et en nombre (b) donné par Alfaro & Gomes (2001) (ligne bleue), les observations de l'ATR (ligne rouge) et la nouvelle distribution proposée par Crumeyrolle *et al.* (2010) (ligne noire). 132
5.9 Humidité, visibilité, épaisseur optique des aérosols, vent et température (à 10 mètres au-dessus du sol) observés (en noir) et simulés (vert : simulation sans aérosols, rouge : simulation avec aérosols) pour (a) Gao, (b) Hombori, (c) Tombouctou, (d) Wadi, (e) Obari et (f) Bohicon. 134
5.10 AOD simulés (courbe noir), AOD obtenus avec les mesures de photomètres (étoiles noires) et AOD MODIS (étoiles rouges) pour Cinzana, Tamanrasset, Ouagadougou (a) et Maine-Soroa, Banizoumbou, Djougou, et Ilorin (b). 136
5.11 Champs d'AOD obtenus vers 1200-1300 TU avec Méso-NH (a,c,e,g) et MODIS (b,d,f,h) le 10, 11, 12, et 13 juin 2006. 137
5.12 Carte de BTD_{10-12} « corrigée » (a,b,c,d) et des AOD simulés par Méso-NH (e,f,g,h) du 10, 11, 12, et 13 juin 2006 vers 1200-1300 TU. 139
5.13 Flux observés (symboles noirs) et simulés (ligne rouge : DUST ; ligne verte : NoDUST) pour Agoufou (a), Nalohou (b) et Wankama (c). 140
5.14 Coefficients de rétrodiffusion particulaire (a) restitués à partir des mesures LEANDRE 2 le long du transect effectué par le Falcon 20 et (b) issus de la simulation DUST à 730 nm le long d'un transect à 1.5°E. 141
5.15 Chauffage radiatif obtenu à partir des données LEANDRE et du code de transfert radiatif STREAMER pour le 13 juin (a) et simulé par Méso-NH (b) pour le 13 juin. 142
5.16 Chauffage radiatif simulé avec Méso-NH (différence entre simulations DUST et NoDUST) à 0600 TU (a,b,c), et 1200 TU (d,e,f) pour la journée du 13 juin pour les courtes longueurs d'onde, les grandes longueurs d'onde et l'ensemble du spectre respectivement. 144
5.17 Hovmoeller du chauffage radiatif (différence entre simulations DUST et NoDUST) dans les courtes et grandes longueurs d'onde (a,c) et sur l'ensemble du spectre avec la concentration en aérosol correspondante (b,d) en fonction de la latitude à 2km (a,b) et 4km d'altitude (c,d). 145

5.18 Schéma représentatif de la présence de l'AEJ en fonction des gradients verticaux de vent (a), et schéma représentatif de l'AEJ, de la dépression thermique chaude et la mousson (b). 146
5.19 Schéma représentatif de la situation favorable à l'intensification de l'AEJ dans le cas d'un réchauffement par les aérosols. 147
5.20 Schéma représentatif de la situation favorable à l'intensification de l'AEJ dans le cas d'un refroidissement par les aérosols. 147
5.21 Champs d'épaisseur optique des aérosols (a) et coupe verticale de la concentration en aérosol le 12 juin à minuit. 148
5.22 Champs de température pour les simulations avec aérosols (a,c,e) et sans aérosols (b,d,f) pour le 12 juin à minuit à 2, 3 et 4 km d'altitude. 149
5.23 Champs de vent (module) pour la simulation avec aérosols (a) et sans aérosols (b) pour le 12 juin à minuit à 4km. 150
5.24 Champs de direction des vents pour la simulation avec aérosols (a) et sans aérosols (b) pour le 12 juin à minuit à 4km. 150
5.25 Champs d'épaisseur optique des aérosols (a) et coupe verticale de la concentration en aérosol le 12 juin à minuit. 151
5.26 Champs de température pour les simulations avec aérosols (a,c,e) et sans aérosols (b,d,f) pour le 13 juin à midi à 2, 3 et 4 km. 152
5.27 Champs de vent (module) pour la simulation avec aérosols (a) et sans aérosols (b) pour le 13 juin à midi à 4km. 153
5.28 Champs de direction des vents pour la simulation avec aérosols (a) et sans aérosols (b) pour le 13 juin à midi à 4km. 153
5.29 Champs de géopotentielles du 12 juin à minuit pour la simulation avec aérosols (a) et sans aérosols (b) 154
5.30 Champs de vent (module) (a,b) et direction des vents (c,d) pour la simulation avec aérosols et sans aérosols pour le 12 juin à minuit à 1km. 155
5.31 Champs de géopotentielles le 13 juin à midi pour la simulation avec aérosols (a) et sans aérosols (b). 155
5.32 Champs de module de vent (a,b) et direction des vents (c,d) pour la simulation avec aérosols et sans aérosols pour le 13 juin à midi à 1km. 156
5.33 Concentration en aérosols en g/m2 et la fraction nuageuse à 1km (a) et 2km (b) d'altitude. 157

A.1 Evolution de l'indice pluviométrique sahélien calculé à partir de la grille pluviométrique. 184
A.2 Les échelles d'intérêts de la mousson africaine. 189
A.3 Les périodes d'observations AMMA. 190
A.4 Carte représentant les différents sites d'observations de la campagne AMMA. 192
A.5 Les sous périodes SOP. 193

B.1 Schéma du LIDAR 196

C.1 Modèle d'atmosphère plan parallèle 204

D.1 Profils standards de pression (a), de température (b), de vapeur d'eau (c) et d'ozone (d) présent dans le code de transfert radiatif STREAMER. . . . 208
D.2 Les profils standards de coefficient d'extinction normalisé à 550nm (a), du paramètre d'asymétrie (b) et de l'albédo de simple diffusion présent dans STREAMER. 209
D.3 Coefficient d'extinction, Albédo de simple diffusion et paramètre d'asymétrie pour les particules de glace et d'eau des nuages incorporés dans le modèle STREAMER. 210
D.4 Fonction de réponse d'AVHRR pour les bandes de longueur d'onde de STREAMER. 211

E.1 Coefficient de rétrodiffusion total atténué obtenu avec le lidar CALIOP (a,c) et la différence de température de brillance BTD_{10-12} correspondante obtenue avec l'IIR (b,d) pour la journée du 2 et 18 février 2007. 214
E.2 Coefficient de rétrodiffusion total atténué obtenu avec le lidar CALIOP (a,c) et la différence de température de brillance BTD_{10-12} correspondante obtenue avec l'IIR (b,d) pour la journée du 6 et 22 mars 2007. 214
E.3 Coefficient de rétrodiffusion total atténué obtenu avec le lidar CALIOP (a,c) et la différence de température de brillance BTD_{10-12} correspondante obtenue avec l'IIR (b,d) pour la journée du 7 et 23 avril 2007. 215
E.4 Coefficient de rétrodiffusion total atténué obtenu avec le lidar CALIOP (a,c) et la différence de température de brillance BTD_{10-12} correspondante obtenue avec l'IIR (b,d) pour la journée du 10 et 26 juin 2007. 215
E.5 Contenu intégré en vapeur d'eau du 26 juin 2007. 216
E.6 Coefficient de rétrodiffusion total atténué obtenu avec le lidar CALIOP (a,c) et la différence de température de brillance BTD_{10-12} correspondante obtenue avec l'IIR (b,d) pour la journée du 28 juillet et 29 août 2007. . . . 216
E.7 Coefficient de rétrodiffusion total atténué obtenu avec le lidar CALIOP (a,c) et la différence de température de brillance BTD_{10-12} correspondante obtenue avec l'IIR (b,d) pour la journée du 14 et 30 septembre 2007. . . . 217
E.8 Coefficient de rétrodiffusion total atténué obtenu avec le lidar CALIOP (a,c) et la différence de température de brillance BTD_{10-12} correspondante obtenue avec l'IIR (b,d) pour la journée du 1er et 17 Novembre 2007. . . . 217
E.9 Coefficient de rétrodiffusion total atténué obtenu avec le lidar CALIOP (a,c) et la différence de température de brillance BTD_{10-12} correspondante obtenue avec l'IIR (b,d) pour les journées du 29 juin et 1er juillet 2006. . . 218

Résumé

Les travaux présentés visent à améliorer nos connaissances sur les propriétés radiatives des aérosols désertiques aussi bien dans les courtes longueurs d'onde (SW) que dans les grandes longueurs d'onde (LW) ainsi que sur leur forçage sur la dynamique atmosphérique. Cette caractérisation est essentielle en particulier dans la région de l'Afrique du nord, qui est la plus grande source d'aérosols minéraux. Cette étude est basée sur une complémentarité entre les plateformes de mesure in situ au sol ou aéroportées et les observations de télédétection au sol, aéroportées ou spatiales. Ces travaux se réalisent dans le cadre de la campagne de mesures AMMA qui a eu lieu en 2006, au cours d'un épisode particulièrement intense de soulèvement de poussières à l'est du continent et de transport vers l'ouest pendant une semaine. L'analyse met en évidence l'importance des aérosols désertiques sur le bilan radiatif au-dessus de l'Afrique de l'Ouest à l'échelle régionale (impact non négligeable dans le SW mais aussi dans le LW), de jour comme de nuit avec des chauffages compris entre 1.5K jour^{-1} et 4K jour^{-1} en moyenne de jour dans la couche d'aérosols. A la mi-journée, les taux de chauffage peuvent atteindre localement 8K jour^{-1} dans les parties les plus épaisses optiquement des panaches d'aérosols de poussières désertiques. De nuit, on observe un refroidissement de l'ordre de 0.5 K jour^{-1} à 1K jour^{-1} dans la couche de poussières et un réchauffement à la surface. Ce chauffage n'est pas sans impact sur la dynamique atmosphérique en Afrique de l'ouest du fait de son in-homogénéité spatiale et de sa variabilité temporelle. Il conduit à des modifications non seulement sur la température et l'humidité, mais également sur la force et la direction du vent. Ces modifications engendrent des changements significatifs sur le système de la mousson, comme nous avons pu le montrer à partir de simulations numériques effectuées à l'aide d'un modèle de méso-échelle. Plus précisément, la présence d'aérosols désertiques entre 1 et 4 km d'altitude est à l'origine d'un chauffage radiatif non négligeable possédant un cycle diurne à l'origine de modifications des gradients de température non seulement verticaux mais également horizontaux. Le panache d'aérosols ainsi observé au nord du Jet d'Est Africain (AEJ, African Easterly Jet) se montre propice à une augmentation des gradients verticaux de vent à l'origine de l'intensification de l'AEJ. La présence de ce panache produit également un renforcement de la structure périodique en vent. Plus bas en altitude, la dépression thermique et les vents associés sont intensifiés, du fait également, de la modification des gradients de température associés à la présence du panache d'aérosols. Le dernier volet de ces travaux porte sur la détection de ces aérosols dans l'infra-rouge au dessus du continent Africain à des fins de suivi et de prévision en utilisant les températures de brillance satellitaires. La méthode proposée de « pseudo-correction » de la vapeur d'eau sur les différences de température de brillance (BTD_{10-12} micromètres), permet une différenciation optimale des aérosols et des nuages au-dessus du continent. La méthode mise au point est particulièrement efficace au sud de 14°N (région Soudanienne où le couvert végétal est non négligeable), i.e. une partie du continent Africain au-dessus de laquelle très peu d'informations sont fournies par les radiomètres classiquement utilisés pour la détection

des poussières.

Mots-clés: lidar, CALIPSO, synergie instrumentale, forçage radiatif de l'aérosol, impact dynamique, Meso-NH, AMMA

Abstract

The work carried out in this study is devoted to a better understanding of radiative properties for dust in the shortwave (SW) and in the longwave (LW), and also the consequence of this radiative forcing on the atmospheric dynamics. Such a characterization is indeed essential in particular over North of Africa, the main source of mineral aerosols. Our study is based on a synergy between different platforms : in situ ground-based or airborne measurements, together with remote sensing observations. This study takes place in the AMMA campaign realized during 2006. The analysis highlights the importance of dust on radiative balance over West Africa on regional scale (radiative impact significant in SW but also in LW), during daytime and the night with heating rate between 1.5 $\mathrm{K\,day^{-1}}$ and 4 $\mathrm{K\,day^{-1}}$, on average in dust plume. At midtime, heating rate can reach 8 $\mathrm{K\,day^{-1}}$, in optically thickest part of the plume. During the nighttime, cooling is observed as the result of the longwave forcing in the dust layer between 0.5 and 1 $\mathrm{K\,day^{-1}}$, while warming is observed below the dust layer, in the monsoon layer. The consequence of this heating on the dynamic of this region is also important because of its space and temporal variability. It leads to modifications not only on the temperature, and moisture, but also on wind speed and direction. These modifications generate significant changes on the monsoon system, as we can show with numerical simulation using a meso-scale model. More precisely, the presence of dust between 1 and 4 km causes radiative forcing inducing vertical and horizontal temperature gradient. The localization of dust observed north of African Easterly Jet (AEJ) leads to an increase of the vertical wind gradient associated to an AEJ intensification. At low altitude, the heat low and associated wind are also intensified. The last part of this work concerns dust detection in infra-red over West Africa (for forecast objectives for instance) using brightness temperature provided by satellite observations. The proposed « pseudo-correction » method of the water vapor effect on brightness temperature differences from various channel ($\mathrm{BTD}_{10-12\mu m}$) allows an optimal differentiation of dust, and clouds over land. This method is effective south of 14 $^{\circ}$N (Sudan region where vegetation is present), i.e. over African region where few information are provided by classical radiometer used for dust detection.

Keywords: lidar, CALIPSO, experimental synergy, aerosol radiative forcing, dynamical impact, Meso-NH, AMMA

Introduction Générale

1 Les enjeux scientifiques de ce travail

Le bilan scientifique dressé par les experts du GIEC (IPCC, 2007) indique qu'une quantité croissante d'indices témoigne d'un réchauffement de la planète et de modifications du système climatique. La température globale moyenne de la surface de la planète a augmenté de 0.7 °C au cours du siècle passé. Ce réchauffement apparaît comme la conséquence de l'augmentation de la concentration atmosphérique des gaz à effet de serre. Les prévisions actuelles de ce changement par les modèles climatiques bien que confirmant cette tendance sont limitées en partie par la présence en suspension dans l'atmosphère de particules solides d'origine naturelle ou anthropique que sont les aérosols. Tandis que les gaz à effet de serre réduisent l'émission thermique vers l'espace, et donc réchauffent la surface, les aérosols reflètent ou absorbent en effet le rayonnement solaire (effet direct ; Charlson *et al.* (1992)) et modifient les propriétés des nuages (effet indirect ; Twomey *et al.* (1984)). Contrairement aux gaz à effet de serre, les aérosols exerceraient un refroidissement sur le climat bien que cet effet soit encore mal connu (Charlson *et al.*, 1992, Kiehl & Briegleb, 1993).

La quantification du forçage radiatif par l'aérosol est en effet plus complexe que celui dû aux gaz à effet de serre car la concentration en particules en masse et en nombre est extrêmement variable dans le temps et l'espace. De même, les aérosols ont une influence à la fois régionale et globale, d'où le besoin d'une caractérisation complète aux différentes échelles à partir des observations par télédétection et in situ des sources et du transport des aérosols en provenance des régions urbaines polluées, des feux de forêts et des déserts (Kaufman *et al.*, 2002).

De plus, les gaz à effet de serre sont en effet chimiquement bien identifiés alors que les aérosols sont des systèmes complexes avec, comme indiqué précédemment, des variations rapides dans le temps et l'espace. En effet, d'une part leur temps de résidence est faible, la répartition de leurs sources et puits n'est pas uniforme, l'intensité des émissions n'est pas constante mais plutôt sporadique, d'autre part les aérosols et les poussières minérales ont des caractéristiques complexes ainsi que des caractéristiques physiques et chimiques distinctes, et des propriétés radiatives et optiques qui vont influer sur l'interaction avec le rayonnement (Haywood *et al.*, 2005).

Il a été développé dans le passé différentes techniques pour prendre en compte dans

les modèles de climat l'effet direct de ces aérosols troposphériques sur les radiations solaires. Le refroidissement de la surface de 2 à 3 °C (Coakley *et al.*, 1983) ainsi obtenu est comparable en intensité mais de signe opposé au changement de température due aux concentrations atmosphérique en N_2O et CH_4 et au doublement de CO_2 (Ramanathan, 1981).

Les incertitudes les plus élevées correspondent à l'estimation du forçage radiatif par la poussière minérale et celui de l'effet indirect des aérosols troposphériques en tant que noyaux de condensation nuageuse et noyaux glaçogènes. Dans le premier cas, même le signe du forçage est incertain. Dans le deuxième cas, seule l'incertitude sur l'augmentation de la concentration en aérosols, qui induit une augmentation de la concentration en noyaux de condensation nuageuse (CCN) et du nombre de gouttelettes d'eau nuageuse, avec une diminution de la taille des gouttelettes et une augmentation de l'albédo des nuages, a pu être quantifiée.

De plus, le forçage des aérosols ne dépend pas seulement de la localisation de la concentration des aérosols mais également de l'albédo de surface et de l'angle zénithal solaire. De même, les propriétés optiques telle que la taille des particules de poussière des aérosols sont des paramètres clefs dans la détermination du forçage radiatif des aérosols dans les courtes longueurs d'onde (Pierangelo *et al.*, 2005).

La modélisation permet l'étude des cycles de l'aérosol désertique par une description des processus mis en oeuvre. Ainsi, il est possible d'obtenir l'impact radiatif de la poussière et sa distribution verticale, mais aussi l'impact de ces derniers sur la dynamique atmosphérique. Cependant, il est nécessaire de valider ces modèles à l'aide d'observations.

2 L'importance des aérosols désertiques

Les aérosols sont généralement décrits comme des particules solides ou liquides en suspension dans l'air, n'incluant pas les gouttelettes d'eau nuageuse, les cristaux de glace et les brouillards. Ils comprennent en particulier la fumée, les poussières, les sulfates, les nitrates, les composés organiques et les particules de carbone. Leur taille peut varier entre 0,001 et 100 μm (Lodge, 1991). Il est estimé qu'en moyenne globale plusieurs millions de tonnes d'aérosols sont émis chaque jour et par plusieurs types de sources, ce qui conduit à une grande diversité des propriétés des aérosols atmosphériques.

Les incertitudes liées aux aérosols désertiques sont très importantes du fait d'une durée de vie très courte, de quelques heures à quelques jours, et d'une nature très variable selon la source de production. Ces aérosols variant ainsi rapidement dans le temps et dans l'espace, leur répartition horizontale et dans la colonne d'air est très hétérogène. De ce fait, l'aérosol désertique a un impact encore mal connu sur le bilan radiatif du système Terre/Atmosphère via ses interactions avec les rayonnements solaire et tellurique. Ainsi, il est nécessaire de mieux quantifier les incertitudes liées aux aérosols et de les réduire en améliorant la qualité des observations. Ceci permettrait à plus long terme une meilleure

représentation des poussières désertiques dans les modèles numériques.

Les aérosols désertiques sont l'objet central de notre étude. Ils peuvent former des couches de grande épaisseur optique qui peuvent se maintenir sur plusieurs jours et avoir donc un impact radiatif important ; il s'agit des aérosols minéraux qui sont soulevés par les vents dans les régions arides. C'est ce type d'aérosols, appelé le plus souvent aérosol désertique et jouant un rôle très important à l'échelle régionale, qui est étudié dans la suite et dont l'impact radiatif sera évalué.

Les aérosols désertiques proviennent essentiellement des régions arides et semi-arides du globe étant donné que la couverture végétale et l'humidité des sols s'opposent à la mobilisation des poussières minérales. Ces zones arides et semi-arides se trouvent localisées de part et d'autre de l'équateur plus particulièrement dans les régions de subsidence de la circulation de Hadley. Elles concernent l'Afrique du Nord et de l'Ouest, la partie ouest de l'Afrique du Sud, l'Asie centrale, l'Asie du Sud Ouest, le moyen Orient, l'Australie ainsi que dans les régions Ouest des Etats-Unis et de l'Amérique du sud comme présenté sur la figure 1. .

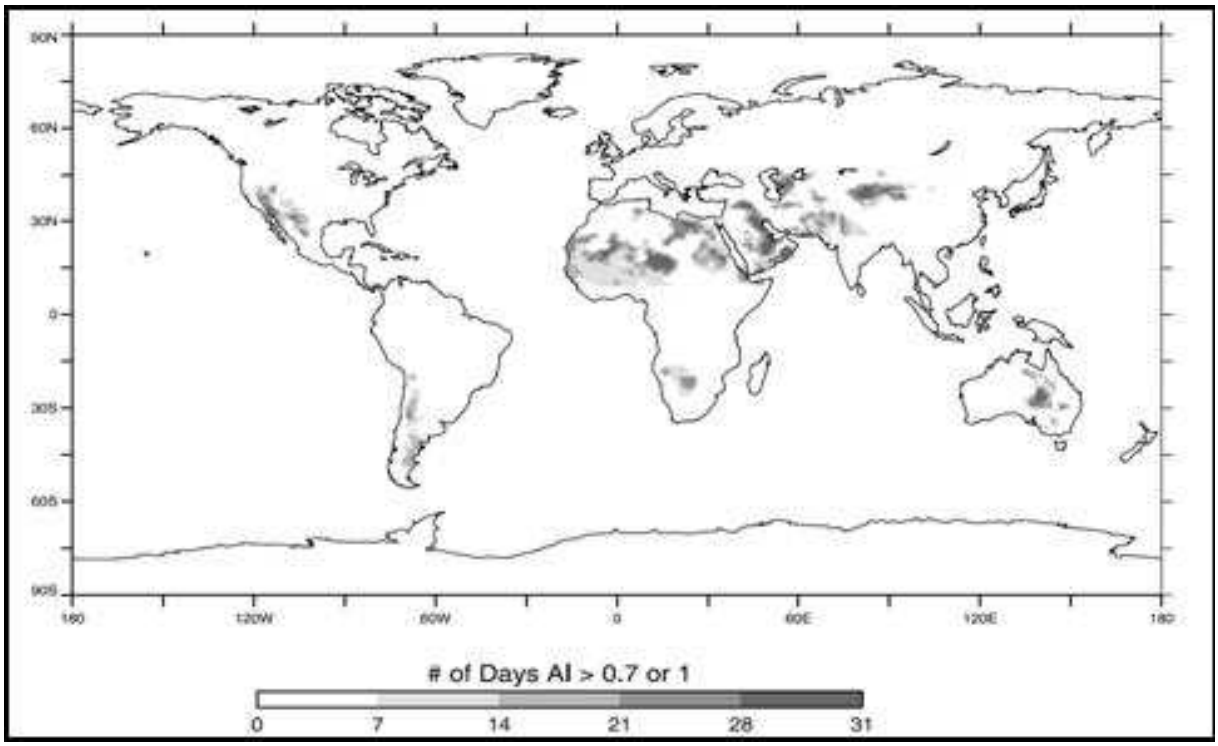


FIG. 1 – Principales zones sources déduites des données du satellite TOMS.

Ces aérosols représentent, en termes d'émission, une fraction importante des aérosols d'origine naturelle (50% selon Andreae (1995) et 37% selon Ramanathan *et al.* (2001a)).

[0] `http://www.arb.ca.gov/research/ict/pm.htm`

Ils sont également selon plusieurs études (estimations D'Almeida (1986), Tegen (1994) et Tegen *et al.* (2004)) la première source en masse d'aérosols présente dans l'atmosphère. Des émissions de l'ordre de 1000 Tg à 3000 Tg par an, soit 40% des émissions annuelles totales des aérosols (Andreae, 1995 ; Ramanathan *et al.*, 2001a) sont estimées.

3 Etude de l'effet radiatif des aérosols désertiques

Les aérosols atmosphériques désertiques ont une importance cruciale sur le bilan radiatif de la terre à cause de leur capacité à augmenter la diffusion et l'absorption des radiations solaires et leur impact sur la microphysique des nuages. Un paramètre clef pour l'estimation de l'impact radiatif direct des aérosols est l'albédo de simple diffusion (SSA=Single Scattering Albedo) quantifiant le rapport entre la diffusion et l'extinction (somme de la diffusion et de l'absorption).

3.1 L'effet direct des aérosols désertiques

Certaines études suggèrent que les poussières d'aérosols désertiques exercent un effet radiatif direct important en local et global (voir par exemple Haywood *et al.* (2003)). Par leur effet de diffusion, ils provoquent le refroidissement de la surface. L'efficacité de cet effet est liée aux caractéristiques optiques des aérosols, ces caractéristiques elles-mêmes imposées par la nature et les propriétés microphysiques des aérosols. Ainsi pour le rayonnement solaire, la diffusion est l'effet majeur. La rétrodiffusion du rayonnement vers l'espace induit une diminution nette de l'énergie incidente à la surface en moyenne globale et conduit à un forçage radiatif négatif qui se traduit par un refroidissement à la surface de la Terre d'environ 25 à 50 % (IPCC, 2007 ; Kiehl & Briegleb, 1993). Ceci ne prend pas en compte le cas d'aérosols absorbants (ou de surface réfléchissante/brillante) pour lequel la diffusion est un processus qui dépend des capacités d'absorption de l'aérosol mais aussi de l'albédo planétaire (fraction de rayonnement solaire directement renvoyé vers l'espace par réflexion ou par diffusion par la surface de la Terre ou par l'atmosphère via les nuages, les molécules gazeuses et les particules). Pour Léon *et al.* (2002) le forçage radiatif des aérosols en haut de l'atmosphère est de -17 ($\pm$) $\mathrm{W\,m^{-2}}$. Le forçage à la surface est de 2.5 à 4.5 plus fort que celui en haut de l'atmosphère.

Les aérosols désertiques présentent également des propriétés absorbantes pour le rayonnement tellurique, provoquant ainsi un réchauffement de l'atmosphère dans les grandes longueurs d'onde. Le processus d'absorption a tendance à diminuer l'albédo, contrairement au phénomène de réflexion car l'absorption permet à une plus grande partie du rayonnement solaire d'atteindre la surface terrestre. Dans le cas d'aérosols absorbants avec une réflectivité de surface importante (au-dessus des surfaces désertiques notamment), l'effet d'absorption peut dominer l'effet de réflexion et le forçage radiatif induit est alors positif (Haywood & Boucher, 2000). L'effet radiatif dans l'infrarouge thermique est moindre mais non négligeable.

L'épaisseur optique d'une couche d'aérosols diminue avec l'augmentation de la longueur d'onde. Ainsi une couche d'aérosols a tendance à être transparente aux longueurs d'onde thermique (0.2 à 4 μm). Par conséquent, l'effet radiatif principal de la couche d'aérosols est confiné dans les longueurs d'onde solaire (4 à 500 μm) selon Harshvardhan & King (1993).

Au-dessus des océans, en condition de ciel clair, les poussières conduisent à un refroidissement de l'ordre de -60 $\mathrm{W\,m^{-2}}$ (Haywood *et al.*, 2001). Au-dessus des continents, leur forçage radiatif est comme indiqué précédemment positif ou négatif selon la valeur de l'albédo de surface et de simple diffusion des aérosols (Hansen *et al.*, 1997, Tegen & Lacis, 1996).

3.2 L'effet semi-direct des aérosols désertiques

L'effet semi-direct provoque un réchauffement au niveau des couches atmosphériques où se localisent ces aérosols ce qui modifie le profil de température et d'humidité et impacte donc l'équilibre vertical de la basse et moyenne troposphère (Léon *et al.*, 2002). Cet échauffement peut ainsi être à l'origine de l'évaporation des nuages éventuellement présents. Selon Hansen *et al.* (1997), une inhibition de la formation des nuages peut exister dans le cas où l'absorption se produit dans les zones d'air clair (initialement sans nuage). Cet effet est à l'origine d'un forçage positif par une diminution de l'albédo planétaire. Ce forçage positif pourrait ne pas être négligeable et même compenser de 60% l'effet direct des aérosols (Ramanathan *et al.*, 2001b).

3.3 L'effet indirect des aérosols

L'effet indirect des aérosols désertiques a également fait l'objet de recherches approfondies ces dernières années (voir par exemple Mahowald & Kiehl (2003), Chen *et al.* (1998), Pruppacher & Klett (1997)) mais ne sera pas traité dans le cadre de cette thèse. Une description succincte en est donc proposée. Les aérosols peuvent influencer le bilan radiatif en agissant en tant que noyaux de condensation nuageuse et noyaux glaçogènes. Des études récentes ont montré que les aérosols peuvent causer une altération sur le bilan d'eau de l'atmosphère et de la surface, et donc moduler le cycle hydrologique (Hansen *et al.*, 2000 ; Ramanathan *et al.*, 2001a).

Le premier effet indirect est l'augmentation de la concentration en aérosols qui induit une augmentation de la concentration en CCN et du nombre de gouttelettes d'eau nuageuse, avec une diminution de la taille des gouttelettes et une augmentation de l'albédo des nuages. Le deuxième effet indirect se manifeste sous forme d'un changement dans l'efficacité de précipitation des nuages pollués et donc une modification de leur durée de vie, de leur contenu en eau et de leur altitude.

La quantification de ces effets indirects est donc difficile car elle demande une modélisation précise de l'influence des aérosols dans le cycle de vie des nuages (IPCC, 2007).

3.4 L'impact des aérosols sur la dynamique atmosphérique

D'après ces études, le forçage radiatif des aérosols désertiques apparaît important. Dans ce contexte, se pose la question de l'impact de ce forçage sur la dynamique atmosphérique. Une étude réalisée par Lau *et al.* (2006) suggère que la mise en place (onset) de la mousson Indienne résulte de l'accélération du chauffage de la haute troposphère en Avril-Mai induit par l'absorption des aérosols, principalement les poussières désertiques et les carbones suies au-dessus du Plateau du Tibet (côte nord et sud du Plateau Tibétain). En effet, l'air réchauffé dans les basses couches s'élève par convection sèche, créant ainsi une anomalie positive de température dans la moyenne et haute troposphère. Les mouvements ascendants agissent alors comme « une pompe à chaleur » qui advecte l'air humide chaud au-dessous, intensifie la convection par modification de la structure verticale de l'atmosphère en température et augmentation de l'énergie potentielle convective disponible, et augmente les précipitations de la mousson indienne. C'est dans ce contexte que cette étude s'intéresse au forçage radiatif des aérosols ainsi que leur impact sur la dynamique atmosphérique. Le même type de mécanisme a été proposé par Wu & Zhang (1998) ou encore Li & Yanai (1996).

Une étude de Xiao *et al.* (1997) met en évidence un lien étroit entre l'émission d'aérosols désertiques provenant des déserts Chinois et des variations sur la circulation atmosphérique. Les changements agissant sur les sources d'aérosols asiatiques semblent être synchronisés avec des évènements climatiques dans la région nord Atlantique. Par exemple, l'augmentation des aérosols provenant des déserts du nord du continent correspond au transport d'air froid provenant du nord. Ce déplacement d'aérosols est synchronisé avec des évènements climatiques dans la région nord Atlantique, une indication que les changements de flux d'aérosols provenant des régions sources de l'Asie sont liés à des variations de la circulation atmosphérique à grande échelle.

4 Les objectifs de cette thèse

Les travaux que j'ai menés durant ma thèse ont pour objectif scientifique, d'une part une meilleure caractérisation de l'effet direct des aérosols désertiques au-dessus de l'Afrique de l'Ouest, c'est à dire de l'impact radiatif des aérosols sur l'ensemble du spectre. Comme exposé précédemment, l'ensemble des études détermine le forçage radiatif intégré sur la colonne atmosphérique, au sol ou au sommet de l'atmosphère. Je me suis donc intéressée à la distribution verticale de ce forçage radiatif, aspect primordial dans l'estimation de l'effet semi-direct et de l'impact sur la dynamique atmosphérique. Ce travail a été conduit selon deux étapes : (i) en couplant des observations de télédétection active et passive à l'observation in situ, et (ii) l'utilisation d'un code de transfert radiatif modifié selon les besoins de l'étude.

D'autre part, l'effet de ce forçage induit par les aérosols désertiques sur la dynamique atmosphérique est étudié. Plus précisément, le but est d'estimer les interactions existantes

entre l'impact radiatif déterminé dans un premier temps et la dynamique atmosphérique de la mousson ouest africaine. Pour ce faire, un modèle à méso-échelle est utilisé afin d'évaluer les modifications induites par la présence d'aérosols sur les éléments clés de la mousson ouest africaine (pour cela une paire de simulation pour laquelle les aérosols désertiques sont « activés » en mode pronostique et une simulation pour laquelle les aérosols ne sont pas « activés ») .

Le dernier objectif de ces travaux est l'étude de la caractérisation de la charge en aérosol au-dessus du continent Africain à l'aide de mesures passives (radiomètres), qui est jusqu'à aujourd'hui assez compliquée. En effet, par exemple, l'étude de Engelstaedter & Washington (2007) utilisant OMI montre que le cycle annuel des aérosols désertiques est concentré dans les régions situées au nord de la zone de convergence intertropicale. Ces résultats peuvent cependant être contestés par le fait qu'en dessous de cette latitude, la présence d'important contenu en vapeur d'eau peut masquer la contribution des aérosols dans les données satellitaires. Une correction du contenu en vapeur d'eau sur l'ensemble des instruments passifs semble nécessaire afin d'évaluer la charge en aérosols sur l'ensemble de cette région. Les données de vapeur d'eau et de température de brillance sont utilisées dans le cadre de cette étude. Cette caractérisation permet également d'évaluer la pertinence du modèle à méso-échelle utilisé dans l'étude de la dynamique atmosphérique.

Cette étude a pour cadre un épisode important de transport de poussières observées au-dessus du Bénin et du Niger en provenance de la dépression de Bodélé et de l'ouest du Soudan entre le 9 Juin et le 15 Juin 2006. Les observations aéroportées et au sol utilisées dans cette étude ont été acquises dans le cadre du programme AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine).

Pour réaliser l'ensemble de ces travaux, je me suis intéressée plus particulièrement à la composante « spatiale » de la stratégie d'observation du programme AMMA et plus particulièrement aux observations de l'AQUA-Train (CALIPSO -CALIOP-IIR-WFC, MODIS). Plus précisément, les données du lidar CALIOP et de l'imageur infrarouge à bord de CALIPSO sont utilisées dans le cadre de l'étude radiative et de suivi du cycle des aérosols désertiques. En ce qui concerne le satellite MODIS, les données concernant les propriétés optiques et radiatives des nuages, l'épaisseur optique des aérosols, et le contenu en vapeur d'eau sont utilisés.

Ces travaux vont montrer que les aérosols désertiques dans cette région sont à l'origine d'un échauffement non négligeable de jour sur l'ensemble de la colonne atmosphérique, et d'un refroidissement dans la couche d'aérosols associé à un échauffement à la surface de nuit. Ces taux d'échauffement sont estimés en $\mathrm{K\,jour^{-1}}$ pour l'ensemble du spectre électromagnétique. Cette étude a permis de cartographier le chauffage radiatif des aérosols au-dessus de l'Afrique de l'Ouest.

L'utilisation du modèle Méso-NH va mettre en évidence que ce chauffage radiatif joue un impact sur la dynamique atmosphérique avec une modification des champs de vent, de température et d'humidité non seulement à la surface mais également en altitude. L'en-

semble de ces modifications affecte finalement le Jet d'Est Africain situé à une altitude proche de la couche de poussière mais également les flux de basse couche (en particulier l'harmattan et le flux de mousson).

Pour finir, ces travaux sont à l'origine d'une méthode permettant de différencier les aérosols désertiques des nuages grâce aux observations infrarouge. Ils montrent qu'il est possible de détecter et de distinguer sur l'océan et une partie du continent, les aérosols et les nuages à partir de la différence de température de brillance dans les canaux 10 et 12 microns. Cette distinction nécessite cependant de bien corriger cette différence de la contribution de la vapeur d'eau et de prendre en compte l'effet de l'émissivité de surface.

5 Plan de la thèse

Dans la suite de ce mémoire, le contexte général de cette étude dans le cadre du projet AMMA, i.e. la mousson d'Afrique de l'Ouest et le rôle des aérosols désertiques au-dessus du continent Africain sont présentés chapitre 1.

Le chapitre 2 présente la stratégie suivie pour déterminer l'impact radiatif des aérosols lors de la campagne AMMA sur l'ouest de l'Afrique et l'impact des aérosols sur la dynamique atmosphérique.

Le chapitre 3 présente l'évaluation des produits CALIPSO ainsi que celle du code de transfert radiatif. Il décrit également la stratégie suivie pour déterminer l'impact radiatif des aérosols lors de la campagne AMMA sur l'ouest de l'Afrique. Il discute de l'influence des poussières désertiques sur les longueurs d'onde visible et infra rouge et l'importance des longueurs d'onde infra rouge dans l'estimation du chauffage radiatif. Dans ce cadre, sont incorporés deux modèles de poussières désertiques avec des propriétés optiques et radiatives différentes dans le code de transfert radiatif. Ces poussières contrôlent le rayonnement de façon non négligeable dans les petites et les grandes longueurs d'onde. Des chauffages compris entre 1.5 $\mathrm{K\,jour^{-1}}$ et 4 $\mathrm{K\,jour^{-1}}$ selon l'altitude et la latitude et pouvant atteindre localement 8 $\mathrm{K\,jour^{-1}}$ sont ainsi observés. Ces aérosols peuvent donc contrôler les gradients méridiens de température selon leur localisation par rapport au flux de mousson et à l'harmattan. Ainsi dans le cas d'étude considéré, un réchauffement important dû à la présence d'aérosol dans la couche de mousson est observé.

Afin de déterminer l'impact des aérosols désertiques sur la dynamique atmosphérique, il est utilisé un modèle dynamique, pour lequel il est nécessaire de valider la représentation du cycle de vie des aérosols. Pour ce faire, une comparaison de la localisation, de l'extension du panache de poussières est nécessaire. On dispose des données MODIS et des photomètres. Avec ces données, on ne dispose pas d'une couverture globale de l'Afrique avec une mesure instantanée et une cadence temporelle rapprochée. Les mesures du satellite METEOSAT permettent d'obtenir ce genre d'information dans les canaux 10 et 12 μm. Cependant l'information obtenue contient à la fois la contribution des nuages, de la vapeur d'eau et des aérosols. Pour pouvoir extraire les aérosols de ces images, il est néces-

saire de bien séparer ces contributions ce qui a motivé le travail dans ce chapitre 4. Cette nouvelle technique développée permet finalement la détection des aérosols et des nuages à l'aide d'observations infrarouge à bord de la plateforme Météosat à l'aide de mesures réalisées par l'Imageur Infra-Rouge à bord de CALIPSO en complément des informations du lidar CALIOP.

Le chapitre 5 présente l'implication du forçage radiatif des aérosols mis en évidence dans ces travaux sur la dynamique atmosphérique pour un évènement de poussière désertiques observé au-dessus de l'Afrique de l'ouest entre le 9 et le 15 Juin 2006. Cette étude repose sur l'utilisation d'un modèle à 3D (Méso-NH). Tout d'abord, une évaluation du modèle est faite à l'aide des observations à notre disposition (données au sol, aéroportées, satellitaires) afin d'estimer la pertinence de ce dernier. Puis l'impact du forçage radiatif sur le Jet d'Est Africain, du fait de la localisation verticale des poussières est étudié. Les modifications causées par les aérosols sont liées à des modifications thermiques à l'origine d'une intensification du Jet d'Est Africain et du flux d'Harmattan.

Chapitre 1

La mousson Ouest Africaine et les aérosols désertiques

Sommaire

1.1 Introduction 14

1.2 La mousson Ouest Africaine 14

1.2.1 Le contexte météorologique 14

1.2.2 Description générale 17

1.2.3 Les flux dans les basses couches 18

1.2.4 Les jets d'altitude 18

1.2.5 Les zones de convection 19

1.3 Les aérosols désertiques en Afrique au nord de l'équateur . . 21

1.3.1 Source de production 21

1.3.2 Cycle des poussières 21

1.3.3 Variabilité temporelle des émissions 23

1.4 Impact radiatif des aérosols désertiques et interactions aérosols-dynamique atmosphérique 27

1.4.1 L'effet direct des aérosols désertiques 27

1.4.2 Interactions aérosols et dynamique atmosphérique 27

1.5 Conclusion 29

1.1 Introduction

En Afrique de l'Ouest, les précipitations sont en général très irrégulières, en particulier dans la partie nord, sur la région sahélienne. Le changement radical observé dans les années 70 et 80 par rapport aux années 50 et 60 a conduit à l'apparition de nombreuses famines au Sahel. Ces famines résultent de sécheresses intenses associées à des périodes de déficits pluviométriques importants (Ali *et al.*, 2006). Le déficit moyen des années 1970 et 1980 par rapport aux années 1950 et 1960 est d'environ 180 mm. Ce déficit a des conséquences dévastatrices sur les populations et l'économie du Sahel du fait de la diminution de la capacité de cette région à nourrir le bétail, de la disparition de certaines cultures ou de la fermeture d'usines de production hydroélectrique.

Ceci a amené de nombreux chercheurs (par exemple Lamb (1983), Lamb & Peppler (1992), Fontaine & Janicot (1996)), dès les années 80, à rechercher les mécanismes possibles et plausibles à l'origine de ces conditions météorologiques/climatiques nouvelles. Ceux-ci se sont naturellement intéressés à la Mousson de l'Afrique de l'Ouest (MAO), principal vecteur d'humidité dans les basses couches atmosphériques depuis l'Océan Atlantique vers le centre du continent. Cependant, bien que les connaissances sur la MAO aient progressées au cours des années 1980-1990, les raisons des variabilités intra-saisonnière et décennale du climat en Afrique de l'Ouest n'ont pu être complètement élucidées par manque d'observations concernant les interactions entre la MAO et son environnement à l'échelle continentale (e.g. la surface, la chimie atmosphérique, etc..).
Ce constat a conduit, dès les années 2000, la communauté internationale à réfléchir à la mise en place d'un dispositif expérimental adéquat qui permette de documenter la MAO et son environnement à différentes échelles de temps et d'espace. Cette réflexion s'est concrétisée à partir de 2005 sous la forme d'un projet coopératif ambitieux, le projet AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine, Redelsperger *et al.*, 2006).

Dans la suite de ce chapitre sont synthétisées les connaissances actuelles sur le système de mousson qui gouverne les conditions météorologiques et climatiques de cette région. Le projet AMMA, sur lequel s'appuie ce travail de thèse et les principaux objectifs qui ont structuré ce projet sont présentés en Annexe A.

1.2 La mousson Ouest Africaine

1.2.1 Le contexte météorologique

Les circulations atmosphériques résultent en premier lieu du bilan radiatif déficitaire aux pôles et excédentaire près de l'équateur (Figure 1.1). En effet, les régions polaires reçoivent moins d'énergie solaire que les régions équatoriales et émettent moins (Lindsey, 2009).

Elles résultent d'autre part d'un bilan radiatif excédentaire dans les basses couches de l'atmosphère et déficitaires dans les hautes couches. Le flux radiatif émis vers l'espace

[0] `http://www.uved.fr/fileadmin/user_upload/changements-globaux/site/html/2-climat_1-breon_4-sp-breon_4.html`

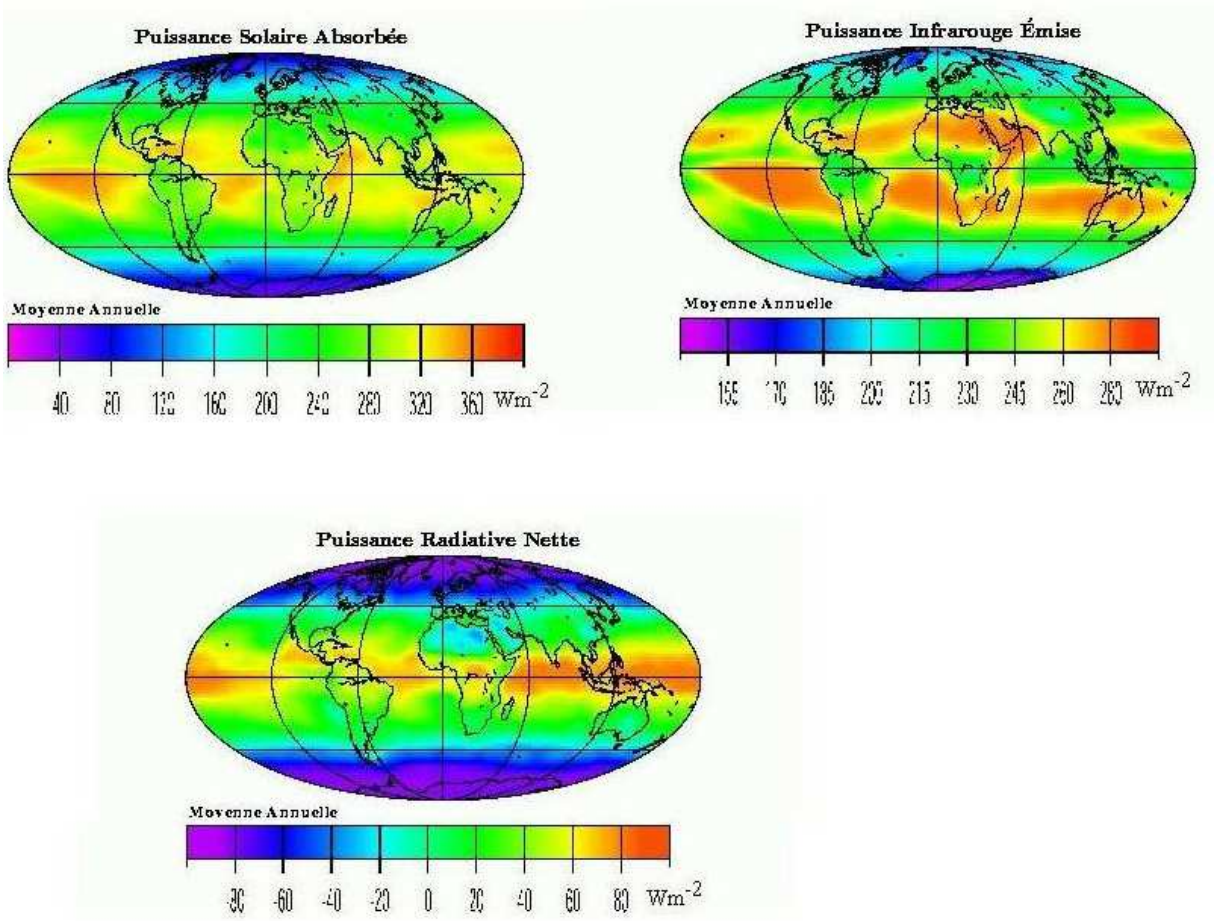


FIG. 1.1 – Flux solaire absorbé, Flux émis et Flux radiatif net de la terre.

provient en effet essentiellement des hautes couches de l'atmosphère, d'où une atmosphère chauffée dans les basses couches et refroidie par le haut.

En conséquence, ces deux bilans conduisent à un déséquilibre thermique sur la verticale et sur l'horizontale à l'origine de la mise en circulation du fluide atmosphérique. Une circulation méridienne verticale, la « cellule de Hadley » (Figure 1.2, Wauthy (1983)), se met ainsi en place afin de réduire ces gradients thermiques. La convergence en surface dans la zone équatoriale qui résulte de cette cellule et le profil vertical de température potentiellement instable favorise la formation de zones de convection profonde qui transportent l'énergie excédentaire des basses couches vers la haute tropopause. Cette région est appelée Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT).

Dans les régions d'ascendance de la ZCIT, l'air devient moins humide par condensation de la vapeur d'eau et gagne de l'énergie sous forme d'énergie potentielle et par libération de chaleur latente. Ce sont alors les branches horizontales supérieures de la cellule de

[0]http://www.futura-sciences.com/fr/doc/t/climatologie/d/le-gulf-stream-peut-il-sarreter_637/c3/221/p3/

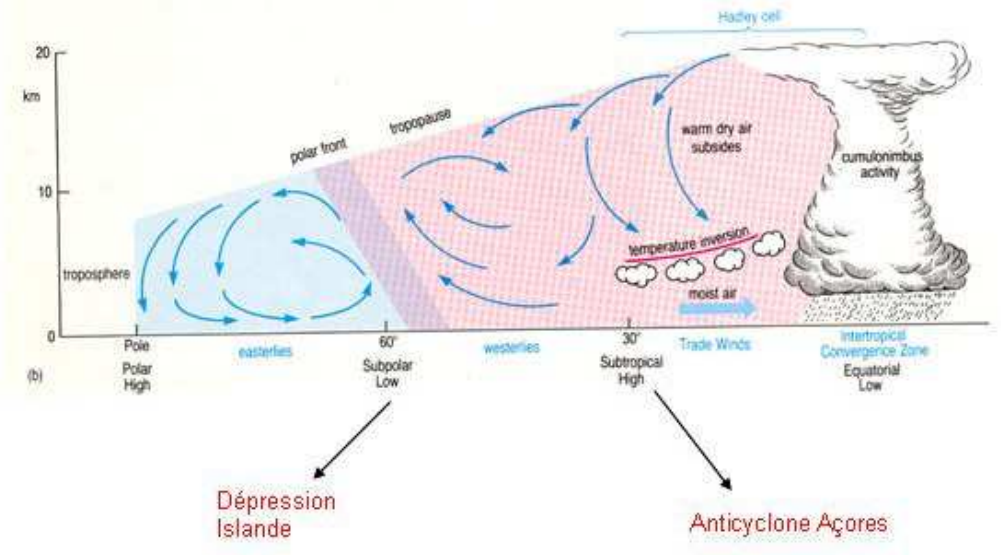


FIG. 1.2 – Schéma de la circulation atmosphérique méridienne.

Hadley qui transportent l'énergie des tropiques vers les moyennes latitudes. Ce transport horizontal a lieu jusqu'à environ 30 °N de latitude, là où s'équilibrent la force de gradient de pression et la force centrifuge liée à la rotation de la terre. A cette altitude et latitude est observé un jet d'ouest intense appelé JOST (Jet d'Ouest Sub-Tropical) qui doit son origine à la conservation du moment cinétique. Une subsidence se met en place (au-dessus de la zone saharienne pour l'Afrique de l'Ouest) afin d'évacuer l'air accumulé à ce niveau provoquant ainsi un réchauffement et un assèchement des particules d'air par compression adiabatique.

La circulation atmosphérique dans la région tropicale n'est pas limitée à cette seule circulation de Hadley. Il existe également une forte variabilité zonale et temporelle de la température atmosphérique due aux forts gradients zonaux de température de la surface (par exemple entre l'océan et le continent) et de chauffage diabatique qui sont à l'origine des circulations de Walker. Les fortes ascendances sont dans ce cas localisées aux niveaux des maxima de relâchement de chaleur latente avec des branches zonales dans les basses couches pilotées par les gradients zonaux de pression. La circulation divergente en altitude alimente une circulation transverse zonale qui renforce les vents d'est et alimente le jet d'est tropical situé au niveau de la tropopause. Des zones de subsidence sont présentes de part et d'autre de la zone de convection profonde. Cette circulation peut s'intensifier jusqu'à dominer localement la circulation de Hadley.

La ZCIT situé à 5 °S se déplace progressivement vers 5 °N au printemps pour donner la première saison des pluies sur la côte puis migre vers 10 °N en juillet et août. La période de mousson au Sahel est associée au déplacement vers le nord de la ZCIT sur le continent africain.

1.2.2 Description générale

Le système de MAO s'organise autour d'éléments clés de la circulation zonale comme le Jet d'Est Africain (AEJ) et le Jet d'Est Tropical (TEJ) et, dans les basses couches, autour de flux méridien opposés : le flux d'harmattan (de nord-est, chaud et sec) et le flux de mousson (de sud-ouest, chargé en humidité et relativement plus frais). Elle s'organise également autour des deux principales structures convectives que sont la ZCIT (qui correspond selon une coupe méridienne au maximum de température potentielle équivalente où se réalise la convection humide) et la dépression thermique Saharienne (qui correspond selon une coupe méridienne également au maximum de température potentielle dans les basses couches associée au maximum d'ensoleillement et où se réalise la convection sèche). La structure méridienne de la circulation atmosphérique associée au système de MAO en été est schématisée sur la figure 1.3.

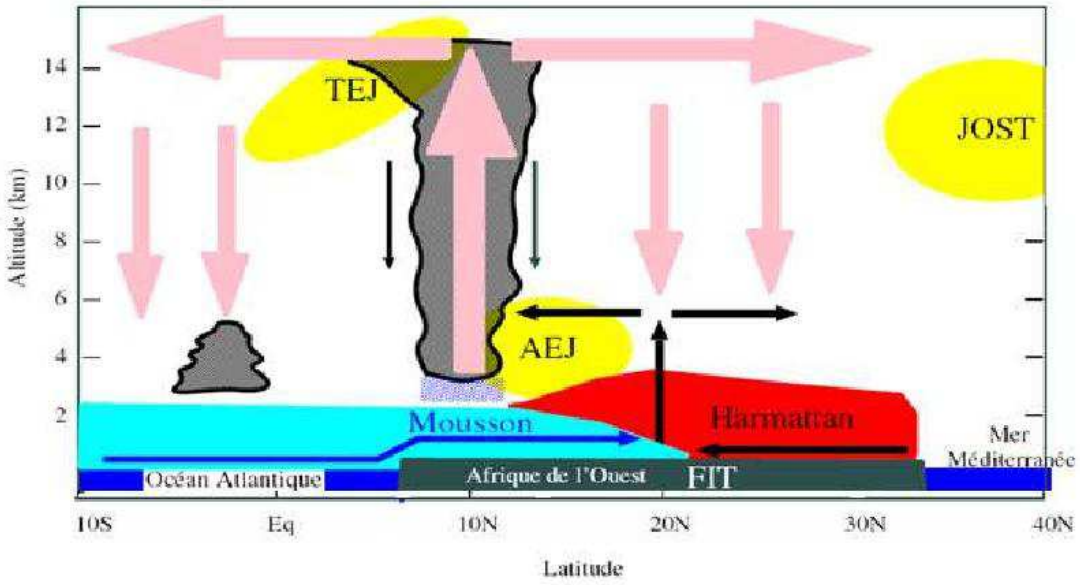


FIG. 1.3 – Structure méridienne de la circulation de la mousson en été (source : Peyrille (2006))

La mousson est caractérisée par des systèmes pluviogènes divers, isolés, organisés en amas ou structurés en lignes (appelés « lignes de grains ») qui se propagent rapidement d'est en ouest et donnent lieu à de violentes pluies. Ces derniers systèmes peuvent s'étendre sur plus de 1000 km selon un axe nord-sud et plusieurs centaines de kilomètres selon un axe est-ouest avec une zone active (en termes de vent ascendant et de pluie) ne dépassant pas une trentaine de kilomètres et situés à l'avant. Les masses d'air chaudes et souvent très humides, que les alizés transportent, se trouvent soulevées et transportées verticalement au sein de ces systèmes convectifs qui forment la façade ascendante des cellules de Hadley (Peyrille, 2006).

1.2.3 Les flux dans les basses couches

Les deux flux de mousson et d'harmattan présents dans les basses couches varient selon les conditions de surface c'est-à-dire la température à la surface de l'océan, la température du sol ou le type de sol rencontré.

Le Flux de Mousson caractérisé par des vents de sud-ouest (dirigé de l'océan Atlantique vers le continent) est issu, comme indiqué précédemment, du gradient thermique qui existe entre les deux hémisphères. Les alizés de l'hémisphère sud chargés d'humidité sur l'océan et suffisamment renforcés pour traverser l'équateur sont déviés vers l'est par la force de Coriolis et amènent sur le continent l'humidité nécessaire à la formation de zones de convection nuageuse.

L'harmattan chaud et sec caractérisé par des vents de nord-est en provenance du Sahara correspond aux alizés de l'hémisphère nord d'origine continentale. Il est associé une grande partie de l'année à la présence de l'anticyclone de Libye, et est modulé par la circulation cyclonique associée à la dépression thermique saharienne localisée au niveau du Sahara au début de l'été.

Le Front Inter-Tropical (FIT, Hastenrath, 1988) est une région de convergence de basse couche à l'interface entre les flux de mousson et d'harmattan. Le FIT est positionné au nord de la ZCIT, sa position moyenne se situant autour de 15°N en juillet. Cependant celle-ci est fortement modulée suivant la longitude en fonction de l'intensité de la dépression thermique Saharienne. Le FIT est généralement positionné plus au nord sur le flanc est de la dépression thermique Saharienne (où il peut atteindre le Hoggar), et plus au sud sur le flanc ouest de celle-ci.

1.2.4 Les jets d'altitude

Les conditions aérologiques en Afrique de l'Ouest se caractérisent par des vents en altitude sujets à de forts changements saisonniers. Au cours de l'hiver boréal, la troposphère de l'Afrique de l'Ouest présente deux zones dynamiquement importantes : le flux d'alizés de la surface à 700 hPa, des vents d'ouest au-dessus avec le JOST vers 200 hPa. En été, cette circulation d'ouest-est rejetée beaucoup plus au nord et n'intéresse que sporadiquement les régions de l'Afrique de l'Ouest. Les vents d'Est prédominent alors au-dessus du flux de mousson avec une organisation en deux structures : l'AEJ et le TEJ qui sont décrits brièvement dans la suite.

L'AEJ est un jet de moyenne troposphère localisé au-dessus de la zone sahélienne qui peut d'étendre sur le Sahara et le Golfe de Guinée. Il est observé dans la moyenne troposphère, entre 700 et 500 hPa, avec une intensité fluctuante (entre 10 et 20 $m.s^{-1}$ en moyenne) et une forte variabilité en latitude. Il est formé en réponse au gradient méridien de température (Thorncroft & Blackburn, 1999) et d'humidité (Cook, 1999) dans la zone sahélienne et doit son origine à l'équilibre du vent thermique. Ce courant jet s'étend depuis la Mer Rouge jusqu'à l'Atlantique, avec un axe moyen centré vers 15 °N au mois d'août qui subit un déplacement méridien saisonnier analogue à celui du FIT. En été, sa structure zonale est perturbée par les Ondes d'Est et des Lignes de Grains (Kiladis *et al.*, 2006). Des instabilités se formant au sein de l'AEJ donnent naissance aux ondes d'Est, ondes synoptiques de périodicité 3-5 jours et de longueur d'onde 3000 km (Kiladis *et al.*, 2006 ;

Leroux *et al.*, 2010). Elles se présentent sous forme d'ondulations méridiennes du champ de vent, se déplaçant d'est en ouest dans la moyenne troposphère entre juin et octobre. Il s'agit de phénomènes cruciaux de la météorologie de l'Afrique de l'Ouest dans la mesure où ils modulent l'activité des systèmes précipitants par l'alternance de conditions favorables ou défavorables au déclenchement des mouvements convectifs qu'ils induisent.

Le TEJ est un jet de haute troposphère localisé vers 10 °N. Il est alimenté par la mousson indienne via la cellule de Walker qui permet au TEJ de se maintenir plus à l'ouest du sous-continent Indien. Il se renforce sur l'Afrique sous l'action de la forte divergence de masse présente au sommet de la zone de convection (ZCIT).

1.2.5 Les zones de convection

Comme indiqué précédemment, deux structures convectives principales entrent en jeu dans le fonctionnement de la MAO : la ZCIT (convection humide) et la dépression thermique saharienne (convection sèche).

La météorologie en Afrique de l'Ouest est rythmée par le balancement méridien de la ZCIT qui suit le mouvement zénithal du Soleil avec un retard d'environ six semaines. Figure 1.4 sont illustrés ce déplacement méridien moyen de la ZCIT pour les années 1968 à 1990 ainsi que les moyennes de pluies correspondantes.

On observe que pendant la période mi mai – fin juin, la position de la ZCIT est stable autour de 5 °N. La venue de la ZCIT au-dessus du continent qui s'effectue juste avant cette période est caractérisée par l'arrivée des pluies sur le Sahel (Sultan & Janicot, 2000). En juillet, la ZCIT se déplace plus au nord pour atteindre une deuxième position d'équilibre autour de 10 °N, où elle reste jusqu'à la fin du mois d'août. Cette deuxième position correspond à la saison humide en Afrique soudano-sahélienne. Sultan & Janicot (2003), Ramel *et al.* (2006) et Sijikumar *et al.* (2006) ont suggéré que la dépression thermique Saharienne jouait un rôle important dans la migration de la ZCIT vers le nord, et l'apparition des pluies au Sahel (communément appelée "onset"), bien que les mécanismes mis en évidence dans ces études soient différents.

La dépression thermique Saharienne est une dépression résultant des températures élevées des basses couches de l'atmosphère provoquées par un réchauffement intense de la surface terrestre au-dessus du Sahara en été. Elle est située au nord du FIT et caractérisée par une convection sèche intense en réponse au fort chauffage radiatif net au niveau du sol par émission infrarouge. Elle a une position relativement stable au cours de l'été, à l'ouest du Massif du Hoggar (Lavaysse *et al.*, 2009), bien qu'exhibant une forte variabilité, à l'échelle synoptique en relation avec les ondes d'est et les courants de densité issus de systèmes convectifs (Flamant *et al.*, 2009b ; Couvreux *et al.*, 2010 ; Lavaysse *et al.*, 2010a) et à l'échelle intra-saisonnière en relation avec les circulations de moyennes latitudes (Lavaysse *et al.*, 2010b ; Chauvin *et al.*, 2010). En surface, la circulation cyclonique associée à la dépression thermique Saharienne module les vents de mousson et d'harmattan, particulièrement dans la région du FIT. Lorsqu'elle est bien creusée le flux de mousson est particulièrement intense le long de son flanc et peut atteindre le massif du Hoggar, créant des conditions favorables à l'apparition de la pluie au coeur du Sahara (Cuesta *et al.*, 2010). Sur la base de 18 ans d'observations spatiales et de simulations

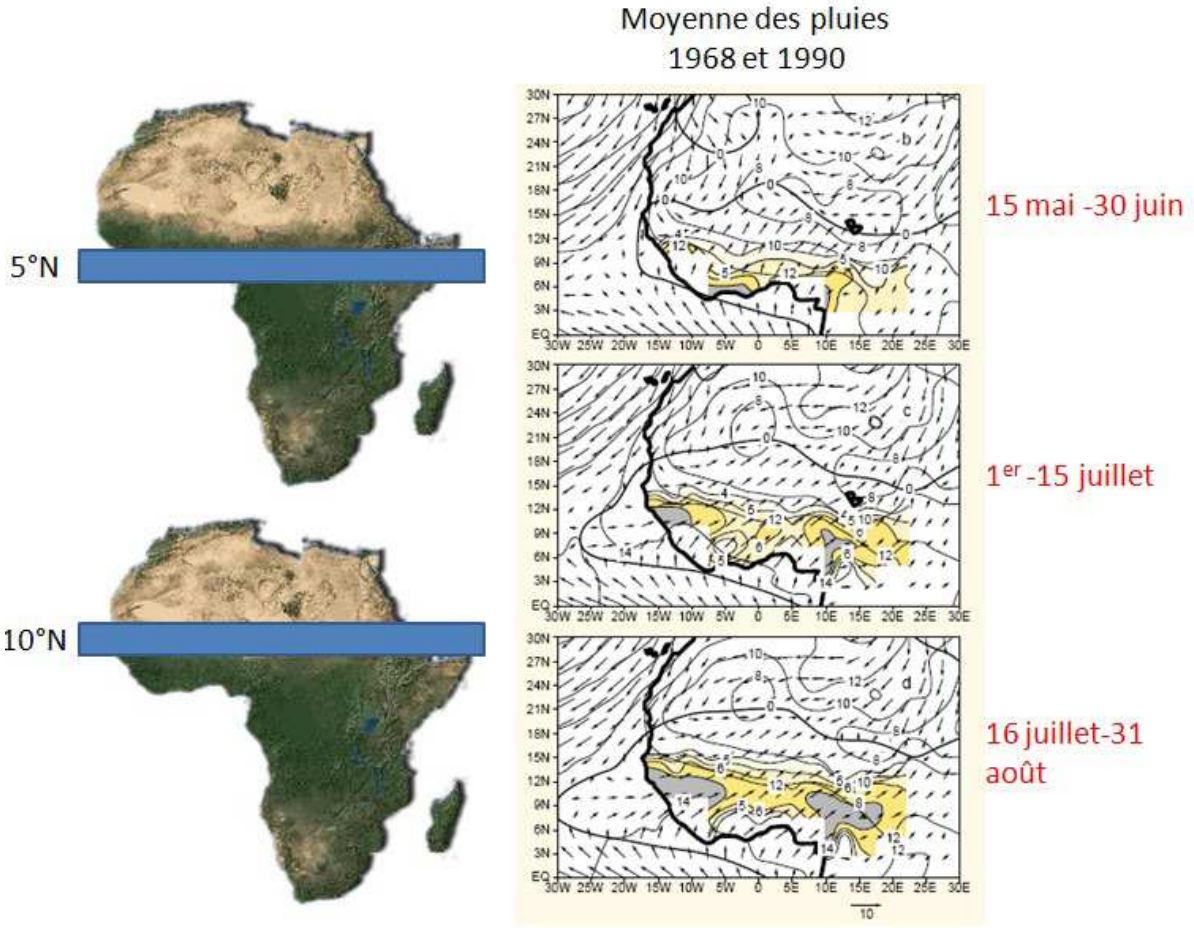


FIG. 1.4 – Evolution de la zone de convergence intertropicale et champs pluviométrique moyens entre le 15 mai et 30 juin, entre le 1er juillet et 15 juillet, et entre le 16 juillet et 31 août. (source : Sultan & Janicot (2004)

numériques, Lavaysse *et al.* (2010b) ont également montré que les phases de renforcement de la dépression thermique Saharienne étaient favorables à l'apparition de la convection au-dessus du Sahel central. L'extension verticale de cette dépression est limitée par la subsidence de grande échelle de la cellule de Hadley qui renforce la divergence au sommet de la dépression thermique et contribue à inhiber la convection nuageuse en asséchant l'air et en stabilisant l'atmosphère. Néanmoins, le sommet de la couche limite Saharienne peut atteindre des altitudes de 5-6 km (Gamo, 1996, Flamant *et al.*, 2007 ; Messager *et al.*, 2010). Par ailleurs, la divergence au sommet de la dépression thermique Saharienne, et la circulation anticyclonique qui en découle, contribuent à renforcer l'AEJ situé un peu plus au sud.

1.3 Les aérosols désertiques en Afrique au nord de l'équateur

Ce sont les aérosols désertiques situés en Afrique et jouant un rôle très important à l'échelle régionale, qui sont étudiés dans la suite et dont l'impact radiatif sera évalué. C'est pourquoi nous en donnerons ici une description extensive. Leur source de production, leur cycle de vie et leur impact radiatif sur l'environnement seront l'objet de cette description.

1.3.1 Source de production

En ce qui concerne les zones de production, la zone saharienne est responsable de l'émission de plus de 700 Tg/an en moyenne (Schütz, 1981 ; D'Almeida, 1987 ; Swap *et al.*, 1992) dont 88% sont expulsés vers l'océan Atlantique. Cependant les émissions annuelles de poussières au-dessus du Sahara peuvent varier de 130 à 1600 Tg (Goudie & Middleton, 2001 ; Engelstaedter *et al.*, 2006). Les zones d'émission sont plutôt localisées à proximité de relief du fait de la présence de sédiments dans ces régions et de l'occurrence fréquente de vents de surface associés aux jets de basses couches.

D'après une étude réalisée par Prospero *et al.* (2002), les principales sources durant l'été sont en moyenne entre 18 °N et 25 °N et plus particulièrement, le sud-ouest du Sahara (Afrique de l'Ouest), en Mauritanie, au Mali et au sud de l'Algérie. A l'Est, la dépression de Bodélé (situé au Tchad) est également une des sources les plus active de poussières désertiques au-dessus du continent Africain, comme a pu le mettre en évidence Prospero *et al.* (2002). Brooks & Legrand (2000) ont également mis en évidence des zones sources au-dessus du désert Libyen et du désert Nubien. Ces différentes sources sont représentées sur la figure 1.5.

La charge en aérosols au-dessus du continent Africain peut également être fortement affectée par le transport de poussières en provenance des régions désertiques à l'est : la péninsule Arabique, le Moyen Orient, l'Asie du sud-ouest et même la Chine.

1.3.2 Cycle des poussières

Le cycle de vie des aérosols désertiques se déroule en trois phases distinctes, au cours desquelles les aérosols désertiques sont en interaction avec leur environnement. Ces trois phases sont le soulèvement depuis les zones sources, le transport dans l'atmosphère et le dépôt (sec ou humide). Sous l'action du vent, les particules présentes dans les sédiments exposés (les aérosols désertiques proprement dit) sont soulevées et forment des nuages de poussières qui couvrent des surfaces de plusieurs millions de kilomètres carrés. En fonction de leurs tailles, ces aérosols se déposent soit dans les régions de génération (pour les plus gros), soit durant leur transport qui peut se réaliser sur plusieurs milliers de kilomètres (pour les plus petits). Du fait de leur durée de vie assez courte et des nombreuses localisations géographiques des sources, les aérosols désertiques sont distribués sur l'Afrique de l'Ouest de façon très hétérogène.

[0] `http://web.kma.go.kr/eng/weather/asiandust/sahara.jsp`

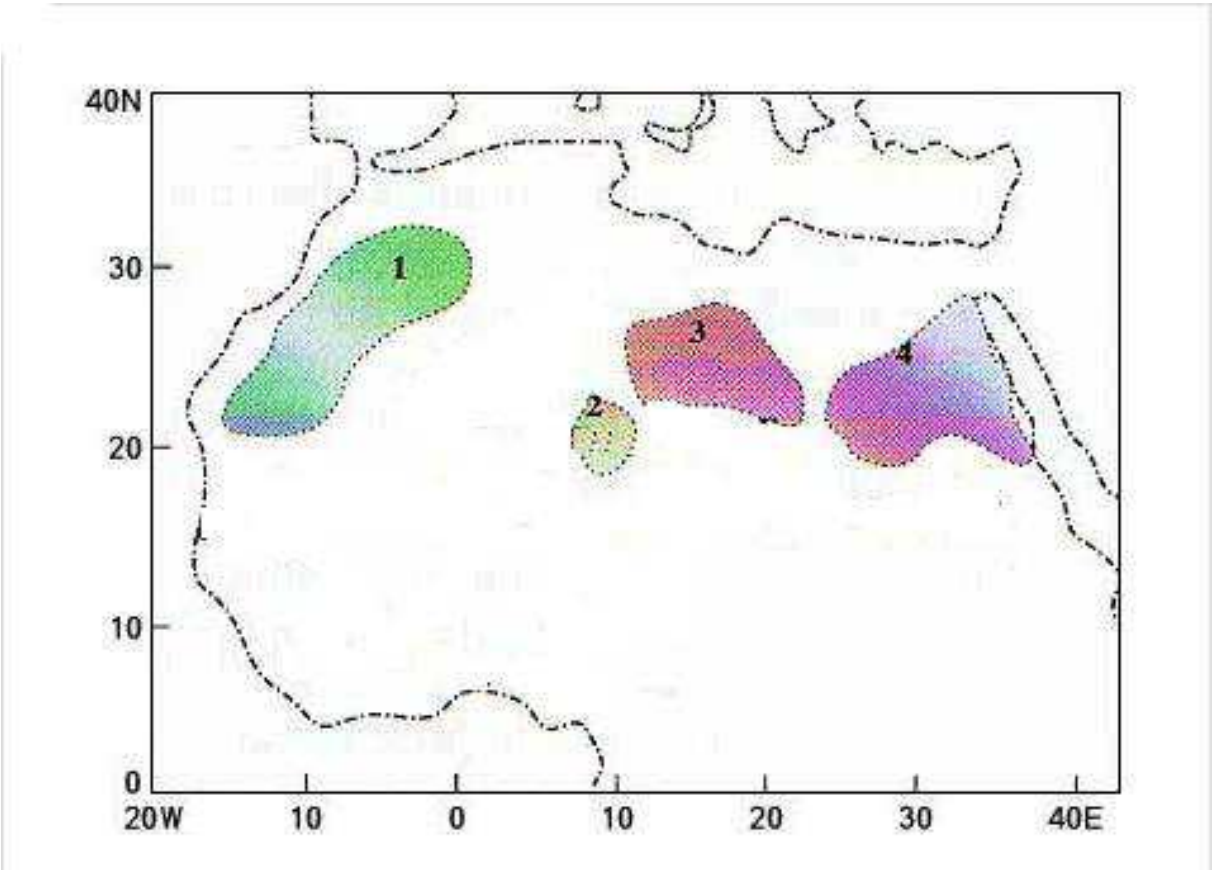


FIG. 1.5 – Quatre principales sources d'aérosols désertiques en Afrique : 1 -l'Afrique de l'Ouest, 2- La dépression de Bodélé, 3- Le désert Libyen, 4- Le désert Nubien.

Le soulèvement n'a lieu que lorsque certaines conditions sont remplies. Ces conditions sont les suivantes :

- Il ne faut pas d'obstacle qui pourrait inhiber le soulèvement des particules comme par exemple un couvert végétal en surface, ou une humidité des sols trop importante ;
- il faut être dans un environnement propice à la présence de particules (générées par l'érosion éolienne ou hydrique et par les actions thermiques) susceptibles d'être déplacées par le vent en quantité importante ;
- il faut un apport d'énergie éolienne en surface suffisant pour vaincre les forces de cohésion interparticulaires. La présence de déserts de sable à proximité de zones sources est également favorable aux soulèvements de poussières.

Dans le cas où ces trois conditions sont remplies, les grosses particules, c'est-à-dire celles qui ont un rayon compris entre 50 micromètres et quelques centaines de micromètres, peuvent être soulevées par les vents de surface. Ce processus ne se produit que pour des vitesses de vent supérieures à une vitesse appelée « seuil d'érosion ». Cette vitesse dépend des caractéristiques de surface et du type de sol rencontré. Sous l'effet de leur poids, ces particules soulevées finissent par retomber, et leur énergie cinétique contribue au

processus de fragmentation des particules et d'agrégats en éléments plus fins qui pourront être également transportés (Gillette *et al.*, 1977).

Ce processus de soulèvement contrôle ainsi à la fois la quantité d'aérosol qui va être émise dans l'atmosphère et les caractéristiques chimiques des particules. En effet, la composition minéralogique des aérosols désertiques sera proche de celle du matériau d'origine. Dans ce cas, les aérosols désertiques présenteront une teneur élevée en silicium, aluminium, calcium et fer (Sokolik & Toon, 1999).

Le transport des particules dépend des conditions météorologiques et nécessite un flux horizontal non négligeable et ce dès le début du processus de soulèvement.

Deux types de situation peuvent se présenter :

- Si ce flux présente un caractère laminaire, les particules forment une couche de poussières localisée près de la surface.
- Si par contre les particules sont soumises à l'action de mécanismes turbulents, alors les particules fines ont la possibilité d'être distribuées sur des épaisseurs importantes, comme par exemple au-dessus des déserts où les poussières peuvent atteindre des altitudes de 6 à 7 km, et ainsi être reprises dans la circulation atmosphérique moyenne à ces altitudes là. Les mécanismes turbulents peuvent être d'origine thermique (mouvements convectifs) ou d'origine dynamique (instabilités liées aux conditions météorologiques ou influences orographiques).

Le dépôt, phase d'achèvement du cycle de l'aérosol désertique s'effectue au niveau des continents ou des surfaces océaniques, en condition d'atmosphère sèche ou humide.

Le dépôt sec se réalise sous l'action de la gravitation ou par un impact sur les reliefs. Le dépôt humide résulte du lessivage par les pluies ou encore de la formation de gouttelettes d'eau. Les particules de tailles comprises entre 0.1 μm et quelques micromètres ont des vitesses de sédimentation très faibles et par conséquent sont principalement déposées par dépôt humide. Les grosses particules (diamètre supérieur à 20 μm) se déposent rapidement après leur soulèvement, donc près des sources. Les particules qui sont donc majoritairement transportées sont les particules dont la taille est inférieure à 20 μm (Duce, 1995).

Il est encore aujourd'hui difficile de déterminer avec précision les zones puits. Ceci résulte principalement de la très grande variabilité d'échelles de temps et de distance associée au transport des poussières qui conduit au dépôt sur des aires très vastes. Cette variabilité est fonction des caractéristiques des particules (de leur dimension, de leur nature physico-chimique), des conditions atmosphériques, de la situation météorologique et de l'environnement orographique. Il est néanmoins possible de définir les régions de dépôt préférentielles pour les grosses particules, régions proches des zones sources de poussières, et pour le dépôt humide qui se réalise dans les zones de mousson au sud du Front Intertropical (Duce, 1986).

1.3.3 Variabilité temporelle des émissions

Des études récentes se sont intéressées à la variabilité interannuelle et décennale des émissions de la poussière africaine. Elles s'appuient sur la comparaison entre l'épaisseur

optique de TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) et les mesures de photomètres (Moulin & Chiapello, 2004, Cuesta *et al.*, 2008. Elles indiquent que ces variabilités résultent de la dépendance à la vitesse du vent et aux états de surface des régions d'émissions d'aérosols. Le cycle annuel des poussières apparaît contrôlé principalement par les changements de vents de surface (Engelstaedter *et al.*, 2006).

Ces émissions sont ainsi étroitement liées aux variations des régimes de vents qui dépendent de l'énergie solaire. Il en découle un cycle diurne, annuel et interannuel de ces émissions.

Le cycle diurne de ces émissions, est encore peu documenté car hormis celles issues de satellites géostationnaires (Schepanski *et al.*, 2009), les observations satellitaires ne permettent pas d'obtenir des données suffisamment fréquentes à l'échelle de la journée. Par ailleurs, les mesures de visibilité effectuées en surface par les observateurs météo sont peu denses et mettent en évidence un minimum de visibilité entre 0900 et 1500 TU (associé au transport ou à la production locale) et un maximum entre 2100 et 0300 TU (Ozer, 2001, Knippertz, 2008). Une étude de Mbourou *et al.* (1997), basée sur des mesures de visibilité en surface, montre que selon les stations d'observations, le cycle diurne des aérosols varie. Pour les stations sahéliennes de Tombouctou, au nord du Mali, Agadez, au nord du Niger (Ozer, 2001), et Faya-Largeau (Bertrand *et al.*, 1979), la différence entre les valeurs maximales d'occurence de poussières désertiques durant la journée et les minimums durant la nuit est très prononcée. Le maximum d'émission est observé entre 12 heures et 15 heures à Tombouctou et entre 9 heures et 12 heures à Agadez. Concernant les stations situées dans les zones sources du Sahara, les maximums sont aussi observés autour de midi, entre la fin de matinée et le milieu d'après midi, mais le cycle diurne est plus court que celui des stations du Sahel.

D'après Mbourou *et al.* (1997), le maximum à midi peut être expliqué par le fait que, à la tombée de la nuit, la stabilité atmosphérique causée par le refroidissement de la surface, favorise le dépôt de poussières à la surface et augmente donc la visibilité la nuit. Le matin, l'inversion de température nocturne disparaît et les couches atmosphériques de surface deviennent instables, la turbulence et la vitesse des vents augmentent. Dans l'après midi, l'augmentation de la hauteur de la couche de mélange et la réduction des vents à la surface expliquent la diminution de l'occurrence des aérosols désertiques. Cette hypothèse est en accord avec les études de Todd *et al.* (n.d.) et Knippertz (2008) liant la variation diurne des émissions aux jets de basses couches et à la variation diurne de la convection dans la couche limite atmosphérique.

L'ensemble de ces analyses suggèrent que la convection dans la couche limite et sa variation diurne influencent fortement la concentration en aérosols au niveau et proche des régions sources. Par contre, le cycle diurne de la concentration en aérosol localisé loin des sources de poussières est beaucoup plus influencé par le transport, moins dépendant des changements d'épaisseur de la couche limite.

Bou Karam *et al.* (2008) ont montré que ce cycle diurne (avec un maximum d'émission dans l'heure de midi et un minimum d'émission la nuit), est probablement vrai en Afrique pendant la saison sèche mais que lors de la saison humide, des soulèvements importants d'aérosols désertiques ont également lieu au-dessus du Sahel pendant la nuit. Flamant *et al.* (2007) et Flamant *et al.* (2009b) ont également observé de forts épisodes de soulèvement

de jour comme de nuit provoqués par la propagation pendant plusieurs jours de courants de densité issus de systèmes convectifs.

Le cycle annuel mieux documenté grâce aux mesures d'épaisseur optique des aérosols (AERONET : AErosol RObotic NETwork) ou des observations satellitaires (MODIS : Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) présente un cycle saisonnier bien marqué. Comme indiqué précédemment (voir section), quatre régions sources majeures d'aérosols (la dépression de Bodélé, l'Ouest de l'Afrique, le désert Libyen, et le désert Nubien) peuvent être différenciées en fonction de leur comportement saisonnier. Pour la région de l'Ouest de l'Afrique, Kaufman *et al.* (2005) relèvent un cycle de l'épaisseur optique des aérosols avec un maximum en été et un deuxième pic secondaire en février/ mars. Ce maximum, en été, fut également mis en évidence dans l'étude de Chiapello (1996) utilisant les données de Météosat. La dépression de Bodélé apparait comme la seule source active tout au long de l'année avec un pic d'émission au mois de mai et de faible valeur en août (Engelstaedter *et al.*, 2006). Mbourou *et al.* (1997) montrent un cycle annuel dépendant de la latitude. Le cycle annuel des sources situées au nord ouest de l'Afrique et à l'ouest de l'Afrique présente une augmentation de l'activité à partir de mars, un pic en été et une diminution à partir de septembre (Engelstaedter *et al.* (2006), Mbourou *et al.* (1997)).

D'après l'ensemble de ces études, l'émission maximale d'aérosols désertiques se déroule en été durant la saison de mousson qui coïncide avec le déplacement annuel vers le nord du FIT. Dans un premier temps, le cycle annuel d'émission peut donc être expliqué par les changements saisonniers de la position du FIT et la distribution des précipitations (Mbourou *et al.*, 1997). En effet, le maximum d'émission coïncide avec le déplacement annuel vers le nord du front intertropical (Engelstaedter *et al.*, 2006). Pendant la saison des pluies, en été, au Sahel, les précipitations vont réduire le contenu en aérosol dans l'atmosphère par augmentation de l'humidité des sols et du couvert végétal. Dans un deuxième temps, concernant les régions sources localisées loin des régions arides du nord de l'Afrique où les précipitations et la végétation sont peu abondantes, le cycle annuel est contrôlé par la variabilité à petite échelle des vents de surface (Ozer, 2001) et à la turbulence associée, ainsi qu'aux forts vents de surface observés de part et d'autre de la zone de convergence associée au FIT (Bou Karam *et al.*, 2009).

La variabilité intrasaisonnière, mal documenté comme le cycle diurne, semble cependant contrôlée par les ondes d'Est (Jones *et al.*, 2003 ; Knippertz & Todd, 2010) et par la circulation atmosphérique dans les subtropiques (Washington & Todd, 2005).

Jones *et al.* (2003) met en évidence l'importance des variations intrasaisonnières de la circulation atmosphérique sur les processus de production et de transport des poussières désertiques (20% des soulèvements d'aérosols et 10 à 20% des variations saisonnières de la concentration en aérosols au-dessus de l'océan Atlantique seraient associés à l'activité des ondes d'Est).

Washington & Todd (2005) ont analysé la variabilité des émissions de poussières désertiques en provenance du Tchad en relation avec l'occurrence des crêtes anticycloniques au-dessus de la Méditerranée et de la Libye. Ils ont ainsi montré que la fréquence et la force de ces systèmes conduisent à des anomalies mensuelles des anticyclones au-dessus de l'Afrique du Nord.

La variabilité interannuelle, bien documentée grâce aux observations satellitaires.

Plusieurs études ont trouvé une relation entre le contenu atmosphérique en aérosols au nord de l'Afrique et les données de précipitations. Par exemple, l'étude de Bertrand *et al.* (1979) estime une corrélation de -0.65 entre les précipitations et la fréquence de jours avec des aérosols à Bilma et une corrélation de -0.88 quand le panache de poussière est corrélé aux précipitations des trois jours précédents. De même, Brooks & Legrand (2000) montrent une corrélation entre les données IDDI (Infra-Red Difference Dust Index) et les précipitations (pour la période Mai à Octobre), suggérant qu'au Sahel l'augmentation des émissions en Mars et Avril est corrélée à la réduction des pluies de l'année précédente.

L'étude de Moulin & Chiapello (2004) suggère que les conditions de sécheresse au Sahel affectent le transport et l'émission des poussières désertiques en été et en hiver des années suivantes, le contenu en aérosols étant lié aux précipitations des années précédentes, ce qui suggère que l'émission des poussières est contrôlée par un changement de la couverture végétale au Sahel. Chiapello & Moulin (2002) montrent une forte variabilité d'une année à l'autre en hiver (entre décembre et mars), avec des années pauvres en concentration de poussières (i.e. 1986) et des années avec une quantité en aérosols aussi importante qu'en été (i.e. 1989). Cette étude montre également que l'épaisseur optique moyenne des aérosols varie d'un facteur 3 en hiver et seulement de 1.5 en été, suggérant que les émissions sahariennes d'hiver ont un impact significatif sur la variabilité interannuelle du transport transatlantique.

Enfin, la variabilité interannuelle des poussières provenant de Bodélé semble être reliée à la force des jets de basses couches de Bodélé. En effet, les résultats de l'étude de Washington & Todd (2005) indiquent un renforcement de l'ordre de 3 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ au-dessus de Bodélé durant les mois de fortes émissions de poussières par rapport aux mois de faibles émissions, représentant une différence de l'ordre de 40% par rapport à la moyenne zonale du vent des basses couches de Bodélé.

La variabilité multi-annuelle

Les variations multi-annuelles des émissions au nord de l'Afrique sont observées en utilisant les données de stations météorologiques (Bertrand *et al.* (1979), Ozer (2001)), des données satellites (Chiapello & Moulin (2002), Moulin & Chiapello (2004)) et des mesures de concentration en aérosols (Prospero & Lamb, 2003). A l'aide des observations satellitaires et de surface, Bertrand *et al.* (1979) et Ozer (2001) montrent que l'émission peut varier de façon significative sur des périodes de temps très longues. De nombreuses données mettent en évidence une augmentation générale des poussières désertiques sur les dernières décennies. La fréquence des nuages de poussières durant la saison sèche (octobre-avril) a augmenté au-dessus de l'Afrique de l'Ouest d'un facteur 10 entre 1951 et 1997 (Ozer, 2001). Des conditions sèches persistantes au Sahel semblent être accompagnées d'une réduction des précipitations dans cette même région (Moulin & Chiapello, 2004) et d'une augmentation notable des émissions de poussières et de transport comme le montrent en particulier Fouquart *et al.* (1986), à l'aide d'une série d'observation aéroportée.

Par ailleurs, la North Atlantic Oscillation (NAO) ou encore El Nino Southern Oscillation (ENSO) affectent la variabilité multi-annuelle des champs de précipitations ainsi que la circulation générale. Ils peuvent influencer la variabilité multi-annuelle des poussières désertiques comme l'ont démontré Chiapello & Moulin (2002); Ginoux *et al.* (19).

1.4 Impact radiatif des aérosols désertiques et interactions aérosols-dynamique atmosphérique

Comme indiqué en introduction, l'étude réalisée dans ce travail de thèse porte sur une meilleure estimation de l'impact radiatif des aérosols désertiques et de l'impact de ce forçage sur la dynamique atmosphérique de la mousson ouest africaine. Il est donc présenté une description succincte des effets identifiés et quantifiés par certaines études réalisées précédemment. Comme souligné également dans l'introduction, le forçage radiatif des aérosols est difficile à quantifier et comparativement plus ardu à quantifier que celui des gaz à effet de serre car la concentration en particules en masse et en nombre est extrêmement variable dans le temps et l'espace. De même, les aérosols ont une influence à la fois régionale et globale, d'où le besoin d'une caractérisation complète aux différentes échelles des sources et du transport des aérosols en provenance des régions désertiques (Kaufman *et al.*, 2002), en ce qui concerne cette étude, à partir des observations par télédétection et in situ.

1.4.1 L'effet direct des aérosols désertiques

Certaines études suggèrent que les poussières d'aérosol désertique exercent un effet radiatif direct important en local et global (voir par exemple Haywood *et al.* (2003)). Localement, le forçage radiatif direct peut atteindre jusqu'à -60 $\mathrm{W\,m^{-2}}$ à la surface et plusieurs $\mathrm{W\,m^{-2}}$ au sommet de l'atmosphère (Haywood *et al.*, 2001). Highwood *et al.* (2003) montrent que leur effet sur les grandes longueurs d'ondes (LW : 4 à 500 μm) est plus faible que dans les courtes longueurs d'ondes (SW : 0.2 à 4 μm) bien que non négligeable. En effet durant la campagne SHADE (Saharan Dust Experiment, Tanré et al., 2003), il est observé un chauffage de l'ordre de 0.5 $\mathrm{K\,jour^{-1}}$ en surface au-dessus de l'Océan Atlantique.

En plus, de leur effet sur l'équilibre radiatif au sommet de l'atmosphère, les aérosols peuvent avoir un impact important sur le bilan radiatif de la couche atmosphérique où ils se situent et sur les couches situées en dessous. Highwood *et al.* (2003) observe ainsi un refroidissement de l'ordre de 0.5 $\mathrm{K\,jour^{-1}}$ dans la couche d'aérosols pour les longueurs d'onde infrarouge.

Les incertitudes sur ce forçage sont d'une part liées au temps de résidence des aérosols dans l'atmosphère qui est court mais cependant variable. Elles résultent d'autre part de la répartition non uniforme des sources et du contrôle de leur cycle par les conditions météorologiques. Pour finir, les propriétés optiques et radiatives des aérosols n'étant pas encore bien déterminées le signe de leur forçage est en effet questionnable (Tanré *et al.*, 2003). Ces différents effets rendent son évaluation complexe. C'est pourquoi une attention particulière lui a été portée dans la suite de ce travail.

1.4.2 Interactions aérosols et dynamique atmosphérique

De nombreuses études montrent que la dépression thermique saharienne est co-localisée avec les plus fortes charges en aérosols observées sur le globe au cours de l'été boréal

(e.g. Engelstaedter *et al.*, 2006). En effet, le désert du Sahara est généralement considéré comme une des sources les plus prolifiques au monde (Schütz *et al.*, 1981 ; D'Almeida, 1987) pour laquelle les émissions annuelles de poussières peuvent varier de 130 à 1600 Mt (Goudie & Middleton, 2001 ; Engelstaedter *et al.*, 2006). Cependant, les poussières soulevées au Sahara peuvent être transportées par l'harmattan vers le sud, au-dessus du flux de mousson et sur de très longue distance (Cuesta *et al.*, 2009), i.e. jusqu'au Golfe de Guinée. Elles sont généralement transportées depuis le Sahara vers le sud-ouest à des altitudes comprise entre 3 et 5 km (communément dénotée Saharan Aerosol Layer - couche d'aérosols Saharien) et sont reprises par la circulation d'est associée à l'AEJ au-dessus des régions Sahélienne et Soudanienne (Flamant *et al.*, 2009a), pouvant ainsi affecter l'intégralité de l'Afrique de l'Ouest. De plus, les études climatologiques réalisées à partir d'observations spatiales ont mis en évidence que la poussière exportée du Sahara, en été, est transportée au-dessus de l'Océan Atlantique (Léon *et al.*,2002 ; Berthier *et al.*, 2006), jusqu'aux Caraïbes (Petit *et al.*, 2005) et au Bassin Amazonien (e.g. Swap *et al.*, 1992).

Les poussières désertiques sont une composante du climat dont les effets directs et indirects sur le bilan radiatif sont très mal connus (Denman *et al.*, 2007 ; Forster & al., 2007), et les biais et erreurs affectant le bilan radiatif dans les modèles au-dessus du Sahara sont très importants (e.g. Haywood *et al.*, 2005 ; Milton *et al.*, 2008).
Haywood *et al.* (2005) ont montré comment le manque de connaissance sur la représentation de la variabilité de la concentration des aérosols dans une région pouvait être à l'origine de fortes erreurs sur la représentation de la dépression thermique Saharienne dans les modèles. Il est désormais avéré que ces erreurs et biais ont des répercussions importantes sur la dynamique atmosphérique bien au-delà du Sahara (Rodwell & Jung, 2008) et particulièrement sur le jet d'est africain (Tompkins *et al.*, 2005), avec des conséquences sur la prévision du développement des cyclones dans l'Atlantique (Dunion & Velden, 2004 ; Evan *et al.*, 2006) ou encore sur la compréhension des circulations au-dessus du bassin méditerranéen.

Heinold *et al.* (2008) ont étudié les effets radiatifs des poussières minérales et leur impact sur la météorologie de la couche limite Saharienne au moyen de simulations régionales au cours d'une semaine de mai 2006 à l'aide du modèle LM-MUSCAT. Ils mettent en évidence que les poussières minérales modifient la stratification de l'atmosphère en créant des zones de forte baroclinité. Ils montrent également que la présence d'aérosols minéraux renforce le développement des flux de basses couches durant la nuit et retarde leur destruction durant la journée.

Concernant la région Africaine, Solmon *et al.* (2008) ont étudié l'impact climatique du forçage radiatif des aérosols sur la MAO et sur les précipitations du Sahel au cours des mois de juin-juillet-août 1996-2006, à l'aide d'un modèle climatique régional (Reg-CM) couplé à un modèle d'aérosol. Deux phénomènes différents sont mis en évidence. D'une part, une réduction de l'intensité de la mousson, dans la basse troposphère, induite par le refroidissement à la surface (causé par les aérosols) qui provoque une diminution des précipitations. Cette réduction des précipitations, de l'ordre de 8% en moyenne, est observée au-dessus de la région Sahélienne et est associée à une circulation méridionale opposée à la circulation de la mousson (entre 0 et 4000 m). D'autre part, un effet similaire au mécanisme de « pompe à chaleur » proposé par Lau *et al.* (2006) induit par le chauffage

diabatique des aérosols qui provoque une augmentation des précipitations au nord du Sahel et au niveau de la bande sud du Sahara. Dans ce cas, une circulation ascendante est observée au-dessus de 4000 m.
Stanelle *et al.* (2010) ont étudié les rétroactions entre les aérosols désertiques et les processus atmosphériques à l'aide du modèle COSMO-ART (COnsortium for Small-scale MOdelling-Aerosols and Reactive Trace gazes) au cours de deux épisodes de soulèvement important au-dessus de l'Afrique de l'Ouest et du Nord. Ils montrent que les aérosols désertiques peuvent être à l'origine à la fois d'une diminution et d'une augmentation de la température de surface au cours d'une même journée, suivant le lieu et l'altitude. La diminution de température est observée dans les régions où les aérosols viennent d'être émis ou lorsque les aérosols sont présents en altitude. La température augmente en surface si la couche d'aérosol est située proche de la surface et qu'elle est présente depuis le jour précédent. L'influence différente, entre une couche de poussières en altitude au nord, et près de la surface au sud, durant la journée, provoque une augmentation du gradient de température méridional. Les changements observés sur les champs de vents et la stabilité thermique induisent des modifications du flux d'émission des particules d'aérosols. Stanelle *et al.* (2010) montrent une augmentation du flux d'émission de 16% durant l'épisode de poussière de mars 2006 et de 25% pour celui de juin 2007.

Enfin, il est envisageable que le forçage radiatif lié aux aérosols désertiques transportés par l'AEJ puisse impacter le bilan radiatif au-dessus des régions Soudannienne et Sahélienne, ainsi que la dynamique de l'AEJ et modifier, par exemple, le développement des ondes d'est Africaine et de la convection associée.

1.5 Conclusion

Nous avons vu le rôle important que jouent les aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest sur le bilan radiatif. Ceci indique un besoin pressant de mise en place d'un suivi global depuis l'espace de ces aérosols avec en particulier des missions dédiées à la caractérisation des particules les constituant (forme, indice et albédo).
De par leur propriétés microphysiques, et surtout leurs fortes concentrations, les aérosols désertiques sont susceptibles de modifier durablement et de manière significative le bilan radiatif au-dessus de l'Afrique de l'Ouest et du Nord, notamment au cours de l'été. La présence de panache de poussières va affecter le bilan radiatif en surface (refroidissement), mais également en altitude où de forts échauffements sont observés de jour, au niveau de la couche de poussières (effet semi-direct). Cependant, ces couches sont également susceptibles d'affecter le bilan radiatif sur la colonne, i.e. au-dessus et en-dessous de la couche, notamment en fonction de la présence de nuages de basse couche à une altitude proche de celle des poussières. Enfin, le forçage radiatif associé à une couche d'aérosols donnée évolue au cours de la journée en fonction de l'insolation.
Aussi, la connaissance de la distribution des aérosols est primordiale pour estimer le forçage radiatif qui leur est associé, ainsi que leur impact sur la dynamique atmosphérique. Nous avons également montré la complexité de leur prise en compte dans les modèles. Leurs propriétés radiatives dépendent de diverses combinaisons entre leur composition minéralogique et la distribution en taille des particules qui les constituent. Leur cycle

de vie, de leur production à leur dépôt, en passant par leur transport sont régis par de nombreux processus contrôlés en partie par les conditions météorologiques.

L'AEJ et la dépression thermique Saharienne sont des éléments clés de la mousson qui sont pilotés au premier ordre par les champs de température. L'AEJ peut en effet être considéré comme un vent dit thermique. En modifiant durablement le champs de température sur la colonne atmosphérique, les aérosols sont donc susceptibles de modifier la dynamique atmosphérique associée à ces deux éléments, et ainsi d'affecter le système de MAO dans son ensemble.

Le transport de quantité importante de poussières par l'AEJ depuis les sources de l'est du continent comme la dépression de Bodélé au nord du Tchad ou les sources de l'ouest du Soudan pourrait avoir un impact sur la stratification atmosphérique dans la région de l'AEJ et, à son tour, modifier les propriétés de l'AEJ lui-même, ce qui pourrait modifier la météorologie de l'Afrique de l'Ouest à l'échelle synoptique. Les fortes charges d'aérosols désertiques présentes au-dessus du Sahara en été pourraient également contribuer à moduler le cycle diurne de la dépression thermique Saharienne en contribuant au creusement de celle-ci au cours des heures les plus chaudes de la journée.

Le travail de thèse réalisé ici s'insère dans cette problématique de la quantification de l'impact des aérosols sur la dynamique atmosphérique du système de la MAO. Les données utilisées proviennent de la SOP1a de AMMA et ont été acquises au mois de juin 2006. Dans le cadre du projet AMMA, l'importance de la dépression thermique Saharienne et du cycle des aérosols désertiques (émissions, transport, et déposition) au Sahel sur la dynamique de la MAO ont été reconnus comme un des aspects important à documenter. En conséquence, une stratégie ambitieuse qui repose à la fois sur l'exploitation de bases de données climatologiques, d'observations satellitaires et de mesures à partir de plateformes aéroportées ou au sol réalisées lors de la Période d'Observation Spéciale AMMA (AMMA SOP) de l'été 2006 (Parker & Flamant, 2006 ; Lebel *et al.*, 2010) a été mise en place.

Chapitre 2

Moyens de détection des aérosols désertiques et de modélisation de leur influence sur la dynamique atmosphérique

Sommaire

2.1 Introduction 33
2.2 Les observations au sol 34
2.2.1 Les stations synoptiques -SYNOP 34
2.2.2 Les sites d'étude du bilan radiatif mis en place pour AMMA . 34
2.2.3 Le réseau AERONET/PHOTONS 34
2.3 Les observations aéroportées 36
2.3.1 Le Falcon 20 36
2.3.2 L'ATR 42 38
2.4 Les observations spatiales 40
2.4.1 SEVIRI 41
2.4.2 CALIOP et IIR 43
2.4.3 MODIS 45
2.4.4 OMI 46
2.5 Les fonctions de transfert des radiomètres satellitaires et aéroportés 46
2.6 Le Modèle de transfert radiatif « STREAMER » 47
2.6.1 Les flux radiatifs 49
2.6.2 Les radiances 49
2.6.3 L'absorption des gaz 50
2.6.4 Les profils standards 50
2.6.5 Les aérosols 51
2.6.6 Les propriétés des nuages 52
2.6.7 La réflectivité de surface 52

2.6.8 Les flux solaires 53

2.6.9 Comparaison avec d'autres modèles 53

2.7 Le modèle non-hydrostatique Méso-NH 54

2.7.1 Description générale 54

2.7.2 Le module DEAD 55

2.7.3 Le module ORILAM 55

2.7.4 Le code de transfert radiatif 56

2.8 Conclusion 56

2.1 Introduction

Si le principe de l'existence d'une interaction entre forçage radiatif liée aux aérosols désertiques et dynamique atmosphérique au-dessus de l'Afrique de l'Ouest est désormais admis, les mécanismes exacts qui sous-tendent cette interaction sont encore méconnus. Afin de pouvoir quantifier une éventuelle modification de la dynamique atmosphérique en relation avec des évènements de soulèvements importants et de transport de poussières, il est encore nécessaire de comprendre et de quantifier précisément l'effet semi-direct associé aux aérosols désertiques. Cette compréhension est difficilement appréhendable du fait de la grande variété de sources et d'une grande variabilité spatiale et temporelle de la distribution verticale et horizontale due aux mécanismes de production et de dépôt.

La télédétection permet d'accéder à cette variabilité, avec une bonne couverture géographique, et une grande fréquence de mesures, prenant en compte le caractère sporadique des évènements de poussières. Le principe général de la télédétection est de réaliser une mesure à distance. Les informations acquises en provenance de l'objet d'étude sont transportées par l'intermédiaire d'ondes électromagnétiques. La télédétection active utilise ainsi des instruments qui émettent des ondes électromagnétiques et analysent la composante de ces ondes rétrodiffusées sur l'objet. Pour les aérosols, l'analyse du signal rétrodiffusé permet d'obtenir la structure verticale des couches de particules et leurs propriétés optiques (épaisseur optique, coefficient d'extinction). La télédétection passive exploite le rayonnement émis de façon naturelle par l'objet soumis à l'influence du rayonnement solaire. Dans ce cas, la mesure de ce rayonnement est affectée par les caractères absorbants, diffusants et émissifs de la couche d'atmosphère traversée. Ces instruments de télédétection actifs ou passifs sont utilisés depuis le sol, depuis l'espace ou encore depuis des plateformes aéroportées.

Les mesures satellitaires permettent d'obtenir une couverture spatiale à grande échelle nécessaire à l'étude de l'impact radiatif, en particulier sur des zones mal couvertes par les mesures de réseaux opérationnels telles que au-dessus de la mer, au-dessus des déserts ou des zones polaires. Les mesures par télédétection depuis le sol (mesures photométriques, mesures de visibilité) sont adaptées aux études locales et peuvent être utilisées pour l'étalonnage, la validation et l'analyse des mesures satellitaires. Elles permettent également d'obtenir de longues séries temporelles. L'installation en réseaux de ces instruments au sol tel que le réseau AERONET (AErosol RObotic NETwork) (Holben *et al.*, 1998) permet également d'accéder à une description spatiale d'échelle moyenne (une centaine de kilomètres).

Outre les instruments de télédétection, les modèles numériques jouent un rôle essentiel. En effet, la modélisation permet d'évaluer les rétroactions aérosols-dynamique, en comparant par exemple une simulation de référence la plus réaliste possible avec une simulation dans laquelle les aérosols ne sont pas pris en compte, ou encore dont les propriétés optiques et radiatives ont été modifiées sur la base d'observations.

Dans ce chapitre, les outils de télédétection depuis le sol, aéroportés et satellitaires qui ont été utilisés pour évaluer l'impact radiatif des aérosols désertiques et leur effet sur la dynamique atmosphérique sont décrits. Le modèle de transfert radiatif utilisé pour déterminer l'impact radiatif des aérosols est également décrit, ainsi que le modèle Méso-NH utilisé pour déterminer l'impact du forçage radiatif lié aux aérosols désertiques sur la

dynamique atmosphérique au-dessus de l'Afrique de l'Ouest.

2.2 Les observations au sol

A partir du sol, un grand nombre de mesures peuvent être réalisées telles que mesures de pluviométrie, et de flux, des radiosondages de l'atmosphère ou encore des mesures de pression, de température ou d'humidité. Au cours de cette étude, les mesures de flux radiatif réalisées sur différents sites de la campagne AMMA sont utilisées ainsi que les données provenant du réseau AERONET (épaisseurs optiques, propriétés microphysiques, etc...). Cet ensemble de mesures est décrit dans la suite.

2.2.1 Les stations synoptiques -SYNOP

L'ensemble des Directions Nationales Météorologiques en Afrique de l'Ouest et du Nord effectuent des mesures de variables dynamiques et thermodynamiques en surface sur un ensemble de sites couvrant leurs territoires respectifs. Les observations issues de ces stations, généralement désignées sous le nom de stations synoptiques, sont également assimilées dans les modèles des grands centres de prévision, comme le Centre Européen de Prévision à Moyen Terme (CEPMT). Les mesures d'humidité et de température à 2 m, de vent (force et direction) à 10 m et de visibilité en surface acquises au Mali, au Niger, en Algérie, au Tchad et Burkina-Faso ont été utilisées dans le cadre de cette thèse.

2.2.2 Les sites d'étude du bilan radiatif mis en place pour AMMA

Lors de la campagne AMMA, de nombreux sites de mesures ont été dédiés à la mesure des variables météorologiques et de bilan radiatif en surface. Lors de notre étude trois de ces sites ont été utilisés afin de réaliser des comparaisons avec le modèle de transfert radiatif utilisé. Ces trois sites sont ceux de Wankama (Niger, 13.65 °N, 2.64 °E), Nalohou (Basin de la Donga au Bénin, 9.73 °N, 1.60 °E) et Agoufou (Gourma malien, 15.34 °N, 1.48 °E). Les mesures réalisées permettent d'accéder aux différentes composantes du bilan énergétique à l'échelle locale. Les paramètres mesurés sont la température de l'air, l'humidité relative, la direction et l'intensité du vent, la température du sol, les flux solaires et terrestres montants et descendants, la pression au sol, l'humidité du sol et la pluie. Les données utilisées dans le cadre de la thèse sont les flux solaires et terrestres, montants et descendants.

2.2.3 Le réseau AERONET/PHOTONS

Le réseau AERONET/PHOTONS fournit un ensemble de données sur les aérosols (Figure 2.1). Ce réseau a été mis en place initialement par la NASA et étendu par la suite par le Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA), en Afrique notamment, sous la forme d'un Service d'Observation grâce à des collaborations et soutien par les agences nationales, instituts, et universités. Ce réseau permet un accès public à l'ensemble des données obtenues de façon continue et sur le long terme sur les propriétés optiques, microphysiques et

radiatives des aérosols, permettant ainsi leur caractérisation et la validation de données satellitaires en synergie avec d'autres centres de données.

FIG. 2.1 – Instrument utilisé dans le cadre du programme AERONET.

Dans ce travail, nous avons utilisé les restitutions de l'albédo de simple diffusion et du facteur d'asymétrie des aérosols à 441, 674, 869 et 1018 nm, ainsi que de l'épaisseur optique en aérosols (AOD) à 440 et 550 nm. Les produits de niveau 2.0 (données qualifiées, en air non nuageux) des stations distribuées au-dessus des régions Saharienne, Sahélienne et Soudanienne ont été utilisé :

- Tamanrasset (Algérie, 22.8 °N,5.43 °E) ;
- Banizoumbou (Niger, 13.54 °N,2.66 °E) ;
- Cinzana (Mali, 13.28 °N,5.93 °W) ;
- Maine Soroa (Niger, 13.21 °N,12.02 °E) ;
- Ouagadougou (Burkina-Faso, 12.2 °N,1.4 °O) ;
- Djougou (Bénin, 9.76 °N, 1.6 °E) ;
- Ilorin (Nigéria, 8.32 °N, 4.34 °E) ;

[0] `http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/system_descriptions.html`

Seules les données relatives aux propriétés des aérosols correspondant à des épaisseurs optiques supérieures à 0.5 à 440 nm ont été utilisées. L'erreur sur l'albédo de simple diffusion obtenu par photomètre solaire est alors de l'ordre de 0.03 (Dubovik *et al.*, 2000).

2.3 Les observations aéroportées

Durant la période d'observation SOP 1a d'AMMA qui a eu lieu du 1^{er} au 15 juin 2006 (Lebel *et al.*, 2010), des opérations aéroportées impliquant deux avions de recherche (un Falcon 20 et un ATR-42) du Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement (SAFIRE) ont été conduites depuis l'aéroport de Niamey au Niger.

Dans cette section, sont décrits les instruments à bord de ces deux avions. Les données acquises ont été utilisées dans ce travail, pour d'une part, déterminer les propriétés optiques des aérosols et l'impact radiatif de ces derniers, et pour, d'autre part, valider les produits du satellite CALIPSO.

2.3.1 Le Falcon 20

Pendant AMMA, le Falcon 20 était équipé du lidar vapeur d'eau LEANDRE 2 (Lidar pour l'étude des interactions Aérosols Nuages Dynamique Rayonnement et cycle de l'Eau), d'un système de larguage de dropsonde AVAPS (Vaisala) et d'un radiomètre du type CLIMAT. Le Falcon 20 a effectué seize missions au cours des SOPs 1a (1-15 juin 2006) et 2a1 (1-15 juillet 2006).

Les dropsondes

Les sondages atmosphériques par largages de dropsondes sont encore actuellement le seul moyen d'obtenir des informations à haute résolution verticale et de caractériser l'atmosphère météorologique dans de nombreuses régions du globe. La mesure de la pression, de la température, de l'humidité et du vent à partir de « rideau » de dropsondes (i.e. larguées à quelques minutes d'intervalle le long d'un transept avion) permettent en outre de contribuer à l'étude des processus météorologiques dans ces régions, ainsi qu'à valider les sorties de modèles, et particulièrement dans les déserts « humains » , ou au-dessus des mers. A bien des égards, le sondage par dropsonde reste irremplaçable dans la mesure où la télédétection spatiale ne permet pas d'obtenir des produits pertinents à haute résolution verticale compatible avec l'étude de processus afférents aux systèmes convectifs et à leur cycle de vie, par exemple, ou encore l'étude de la dynamique atmosphérique. Les outils de télédétection active laser (ou lidar) aéroportés ne permettent d'accéder qu'à quelques unes des variables météorologiques suscitées (i.e. le vent ou l'humidité), mais pas la température ni la pression.

Le lidar LEANDRE 2

Le Falcon 20 (Figure 2.2) acquis par le CNRS-INSU et le CNES pour réaliser des mesures à haute altitude était équipé du lidar LEANDRE 2 (Bruneau *et al.*, 2001) destiné

à la mesure du rapport de mélange de la vapeur d'eau dans la basse et moyenne troposphère (à partir d'une technique dite « à absorption différentielle ») ainsi que la réflectivité atmosphérique à 730 nm.

LEANDRE 2 est un lidar à absorption différentielle, développé à l'Institut Pierre-Simon Laplace en collaboration avec la Division technique de l'INSU (Institut Nationale des Sciences de l'Univers) et avec l'aide financière du CNES (Centre National d'Etudes Spatiales). Il est opérationnel depuis 1995. Il a été développé pour répondre au besoin de documentation à haute résolution spatio-temporelle de la distribution de la vapeur d'eau dans la basse troposphère et d'amélioration des connaissances sur la dynamique de la couche limite atmosphérique, les échanges d'humidité entre surface et atmosphère, la formation nuageuse et les interactions aérosol-nuage-rayonnement, et l'initiation de la convection. LEANDRE 2 a contribué à six campagnes internationales : The Second Aerosol Characterization Experiment (ACE-2) en 1997, Flux, Etat de la mer, et Télédétection en Condition de Fetch variable (FETCH) en 1998, Mesoscale Alpine Programme (MAP) en 1999, International H2O Project (IHOP) en 2002, AMMA en 2006 et Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS) en 2007.

FIG. 2.2 – Le Falcon 20 français en phase de décollage pendant la SOP 2 (Niamey-Juin 2006).

Dans le cadre d'AMMA, la combinaison des mesures par télédétection lidar et celles issues de dropsondes effectuées à bord du Falcon 20 a permis des avancées significatives dans la compréhension des processus de méso-échelle à l'origine des épisodes de soulèvement et de transport des aérosols Saharien (e.g. Flamant *et al.*, 2007, 2009b, 2009a ; Bou Karam *et al.*, 2008 ; 2009). La mise en œuvre de LEANDRE 2 a également contribué à améliorer les connaissances concernant la structure du flux de mousson, du front intertropical et de la dépression thermique saharienne, ainsi que le soulèvement et le transport des aérosols désertiques en région saharienne et sub-saharienne.

Le principe de fonctionnement du lidar ainsi que les équations régissant le signal lidar sont donnés en annexe B.

Les profils de coefficient de rétrodiffusion total à 730 nm sont obtenus à partir des profils de réflectivité atmosphérique, en utilisant une technique d'inversion lidar proposée par Fernald *et al.* (1972) et Fernald (1984). Le profil du coefficient de rétrodiffusion moléculaire utilisé dans la procédure d'inversion est obtenu à partir des mesures de pression et de température réalisées par les dropsondes. La valeur du rapport rétrodiffusion sur extinction (BER) utilisé pour l'inversion est prise égale à 0.02 sr^{-1} (Mueller *et al.*, 2003 ; Tesche *et al.*, 2009 ; Chazette *et al.*, 2007) et constante en fonction de l'altitude (e.g., Welton *et al.*, 2000). La même valeur a été également prise pour déterminer le profil du coefficient d'extinction particulaire à partir du profil du coefficient de rétrodiffusion. De plus, comme dans Tesche *et al.* (2009), on suppose que le BER est indépendant de la longueur d'onde près des régions sources d'aérosols.

Le radiomètre CLIMAT

Le radiomètre CLIMAT (Brogniez *et al.*, 2003 ; Legrand *et al.*, 2000) est un instrument fonctionnant dans la fenêtre atmosphérique 8-13 μm et conçu pour la mesure précise du rayonnement en provenance des diverses cibles de l'environnement terrestre. Il a été spécialement étudié pour être utilisé sur des plateformes mobiles, aéroportées ou embarquées sur un véhicule, depuis lesquelles il permet d'effectuer une mesure précise de la luminance et de la température de brillance (notions définies dans la section 2.6.2) dans trois canaux (8.7, 10.8 et 12.0 μm) simultanément. Les applications potentielles de ce radiomètre concernent entre autre l'étude de l'impact radiatif des nuages et des aérosols.

Les erreurs de calibration sont de 0.05 à 0.07 K pour la mesure de température de brillance selon le canal considéré (Brogniez *et al.*, 2006).

2.3.2 L'ATR 42

L'ATR 42 (Figure 2.3) embarquait entre autre un radiomètre de type CLIMAT et le système AVIRAD (Formenti *et al.*, 2010) d'échantillonnage des aérosols.

[0] `http://www.amma-international.org/article.php3?id_article=76`

FIG. 2.3 – L'ATR 42 au sol avant décollage à Niamey (SOP 2-juillet 2006).

AVIRAD a été développé sous la responsabilité scientifique du LISA (Laboratoire Inter-Universitaire des Systèmes Atmosphériques). La Division Technique de l'INSU intervient dans la conception, le montage mécanique et électrique, les tests et l'intégration à l'avion.

Le système aéroporté AVIRAD se compose d'une veine de prélèvement (Figure 2.4) couplée à différents analyseurs permettant d'acquérir, in situ, des informations concernant les propriétés physico-chimiques et optiques des particules atmosphériques. Ce type d'information est primordial afin de quantifier l'impact radiatif direct et semi-direct des particules, qu'elles soient d'origine naturelle ou anthropique.

FIG. 2.4 – Veine AVIRAD de prélèvement

Afin de documenter les propriétés optiques et radiatives des aérosols désertiques dans la basse troposphère ainsi que la distribution verticale de ces derniers, le système AVIRAD est équipé d'un étalomètre qui fournit les coefficients d'absorption des particules à 370, 470, 520, 590, 660, 880 et 950 nm, et d'un néphélomètre qui mesure les coefficients de diffusion et de rétrodiffusion à 450, 550 et 700 nm.

[0] `http://www.amma-international.org/article.php3?id_article=76`

Un compteur optique de type GIMM permet de mesurer la distribution en taille des particules entre 0.3 et 20 μm de diamètre alors que la concentration en masse et la composition des aérosols sont obtenues par prélèvement sur filtre et impacteur.

Les coefficients d'absorption et de diffusion mesurés in situ sont utilisés pour évaluer la pertinence du modèle d'aérosol utilisé dans le code de transfert radiatif STREAMER (voir plus loin) et pour valider les restitutions de coefficients de rétrodiffusion obtenus après inversion des données du lidar LEANDRE 2.

2.4 Les observations spatiales

La distribution régionale des aérosols désertiques, les propriétés des nuages et les caractéristiques de surface ont été étudiées grâce aux instruments embarqués sur trois plateformes spatiales : le spectromètre OMI (Ozone Monitoring Instrument sur AURA), le spectro-radiomètre MODIS (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer sur AQUA), ainsi que le radiomètre imageur IIR (Infra-red Imager Radiometer) et le lidar CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) sur CALIPSO. Les plateformes AQUA, CALIPSO, Parasol et AURA font partie de ce qui est appelé communément l'Aqua-Train ((Figure 2.5)) qui permet de voir une scène avec seulement quelques minutes de décalage. L'Aqua-Train passe au-dessus de l'Afrique de l'Ouest deux fois par jour, une au cours de la journée (entre 12 :30 et 14 :30, heure locale) et une au cours de la nuit (entre 00 :30 et 02 :30 heure locale) et passe au même endroit tous les 16 jours (Stephens *et al.*, 2002).

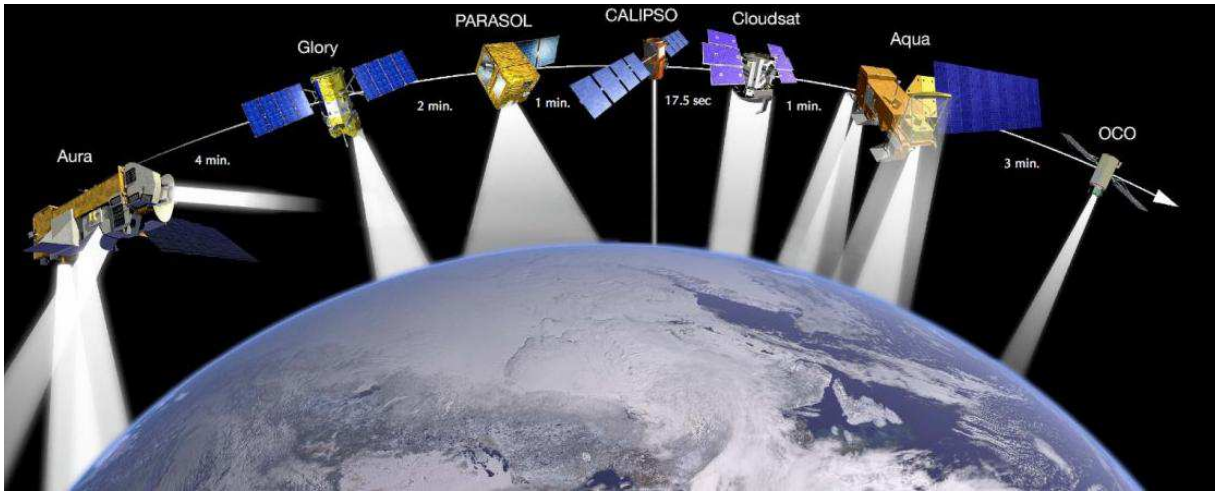


FIG. 2.5 – L'aqua-Train

En complément de ces instruments, les observations effectuées dans l'infrarouge par l'instrument SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) à bord de Météosat Seconde Génération ont été également utilisées.

[0] `http://smsc.cnes.fr/PARASOL/Fr/a-train.htm`

2.4.1 SEVIRI

Description du radiomètre

Les satellites de Seconde Génération (MSG 1 et 2 depuis 2002) embarquent à leur bord le radiomètre imageur SEVIRI fonctionnant dans le visible et l'infrarouge. Ce radiomètre produit plus de données que ses prédécesseurs (Météosat première génération), avec de meilleures résolutions spatiales, temporelles et spectrales (1 km au sol contre 2,5 km ; images toutes les 15 minutes au lieu d'une demi heure ; 12 bandes de fréquences différentes soit 4 fois plus que Météosat I, 2.6).

Canal	Appellation	Longueur d'onde (µm)	Objectif Principal
C1	VIS 0,6	0,6	Surface, nuages, champs de vent
C2	VIS 0,8	0,8	Surface, nuages, champs de vent
C3	NIR 1,6	1,6	Surface, phase du nuage
C4	IR 3,9	3,9	Surface, nuages, champs de vent
C5	WV 6,2	6,2	Vapeur d'eau, nuages à haute altitude, instabilité atmosphérique
C6	WV 7,3	7,3	Vapeur d'eau, instabilité atmosphérique
C7	IR 8,7	8,7	Surface, nuages, instabilité atmosphérique
C8	IR 9,7	9,7	Ozone
C9	IR 10,8	10,8	Surface, nuages, champs de vent, instabilité atmosphérique
C10	IR 12,0	12	Surface, nuages, instabilité atmosphérique
C11	IR 13,4	13,4	Hauteur des cirrus, instabilité atmosphérique
C12	HRV	0,4-1,1	Surface, nuages

FIG. 2.6 – Les douze canaux spectraux de SEVIRI dont huit identiques à METEOSAT (satellite géostationnaire) et de AVHRR (à bord du satellite NOAA)

Sur les 12 canaux, quatre sont consacrés à la lumière visible, huit à l'infrarouge dans différentes longueurs d'onde, permettant d'obtenir des informations sur l'état de l'atmosphère. Un canal est dédié à la mesure de l'ozone. Un autre mesure la concentration de vapeur d'eau dans l'atmosphère, d'autres encore servent à détecter et identifier les différents types de nuages.

Les erreurs de calibration du radiomètre SEVIRI sont comprises entre 0.7 et 1.6 K selon le canal considéré (Typical Radiometric Accuracy and Noise for MSG-1/2, voir `http://www.eumetsat.int/Home/Main/DataProducts/Calibration/MSGCalibration/index.htm?l=en`).

L'utilisation des températures de brillance

Les températures de brillance issues des canaux 8.7, 10.8 et 12 μm de SEVIRI sont utilisées en complément des températures de brillance de l'IIR afin d'obtenir une caractérisation des aérosols désertiques dans l'infrarouge en utilisant les différences de températures de brillance entre les différents canaux.

Comme indiqué en introduction de ce chapitre, la détection des aérosols dans l'infrarouge repose sur différentes méthodes exploitant les différences de température de brillance. Différentes études ont montré la possibilité de différencier les aérosols et les nuages dans l'infrarouge (Chaboureau *et al.*, 2007 ; Dunion & Velden, 2004, ou encore Ackerman, 1997).

La composition colorée à partir des mesures MSG (Schepanski *et al.*, 2007) est souvent utilisée pour l'identification des sources d'émission des aérosols désertiques (e.g. Ackerman, 1997 ; Sokolik, 2002). EUMETSAT offre un produit pour les scènes MSG basé sur les différences de températures de brillance (`http://www.eumetsat.int`). La composition colorée réalisée (IR12.0-IR10.8/IR10.8-IR8.7/IR10.8) par superposition de deux canaux obtenus par combinaison des bandes spectrales de l'IR thermique et du canal thermique 10.8 μm est recommandée pour l'identification et le suivi des tempêtes de sable. La couleur rouge est définie par la différence des canaux 12.0 et 10.8 μm, la couleur verte par la différence des canaux 10.8 et 8.7 μm et le couleur bleue par le canal 10μm. La différence 12.0-10.8 μm fournit une information sur les nuages de poussières. La différence 10.8-8.7 informe sur les cirrus fin et les nuages de poussières. Le canal 8.7 μm permet la détermination de la température du sommet des nuages. Cette combinaison renseigne sur la température du sommet des nuages, ainsi que sur l'épaisseur optique (degré de transparence) de la couche atmosphérique. Cela permet de distinguer les différents types de nuages et les poussières et aérosols en suspension dans l'atmosphère.

L'étude de Chaboureau *et al.* (2007) exploite les différences de température de brillance entre les canaux 10.8 et 12 μm de SEVIRI. Une signature positive des nuages et négative pour les aérosols est ainsi observée au-dessus de l'Afrique de l'Ouest, après correction de la contribution de la vapeur d'eau et des états de surface.

Darmenov & Sokolik (2005) utilisent les données de radiance de MODIS Terra niveau 1B dans les trois canaux centrés à 8.55, 11.03 et 12.02 μm. Leur méthode repose sur l'analyse de la différence de température de brillance (BTD) entre 8 et 11 μm (BTD_{8-11}) en fonction de la BTD entre 11 et 12 μm (BTD_{11-12}). Ils montrent que les différences observées résultent de différences dans la composition minéralogique des aérosols. Ils appliquent cette méthode au-dessus des océans pour les années 2000 à 2004 afin d'étudier les différentes sources d'aérosols désertiques localisées à l'est et sud de l'Asie, au Moyen Orient, en Afrique du Nord, et en Australie.

L'étude de Sokolik (2002) montre que les aérosols diminuent la température de brillance observée par les satellites AVHRR et HIRS/2 selon la composition et la charge en aérosols désertiques (bien que la sensibilité à la composition diffère selon les plateformes). De plus, il est observé une signature radiative univoque des aérosols minéraux (une forte pente négative de la température de brillance entre 10.87 et 12.2 μm) qui dissocie l'effet des aérosols, des nuages et des gaz.

Ackerman (1997) étudie les aérosols volcaniques en exploitant les différences de tempéra-

ture de brillance entre les canaux 11 et 12 μm et 8 et 11 μm de MODIS. Une différence négative entre les canaux à 11 et 12 μm est observée en présence d'aérosols au-dessus de la Péninsule Arabique, de l'Afrique et sud des États Unis. L'étude montre que la détection d'aérosols volcaniques et stratosphériques au-dessus des océans est possible mais celle-ci devient difficile au-dessus du continent du fait de l'émissivité de surface.
Prata (1989) met en évidence la difficulté de différencier les nuages volcaniques des cirrus semi-transparents. En présence de nuages volcaniques composés de H_2SO_4 liquide, il est possible de les distinguer des nuages d'eau/de glace grâce à l'effet d'absorption dans les canaux 11 et 12 μm de AVHRR.

Cependant, il est nécessaire de corriger les différences de températures de brillance de l'influence de la vapeur d'eau et de la surface. La nécessité d'une correction des effets de surface est particulièrement aiguë au nord de 14 °N, en zones arides au-dessus desquelles la réponse spectrale des trois canaux est différentes, contrairement aux surfaces végétales. Chaboureau *et al.* (2007) utilisent les champs de vapeur d'eau et les états de surface issus des analyses du CEPMMT afin de calculer la contribution de ces variables aux températures de brillance observées depuis l'espace aux deux longueurs d'onde.

A l'instar de ce qui a été fait par Chaboureau *et al.* (2007), un travail a été réalisé afin de corriger des effets de la vapeur au-dessus du continent (cf. chapitre 4), sur la base de données de contenu intégré en vapeur d'eau issues de l'instrument MODIS (cf. section 2.4.3) co-localisées avec des observations SEVIRI.

2.4.2 CALIOP et IIR

L'ensemble des instruments à bord de CALIPSO mesure les distributions verticales des aérosols, des nuages dans l'atmosphère, ainsi que les propriétés optiques et physiques des aérosols et des nuages. Le satellite CALIPSO, qui utilise une plateforme PROTEUS, embarque une charge utile composée d'un Lidar à rétrodiffusion, instrument principal équipé d'un télescope de 1 m, une caméra visible, et de l'IIR (Figure 2.7).

Le lidar à rétrodiffusion CALIOP fournit des profils verticaux de réflectivité atmosphérique (à 532 nm et 1064 nm). Dans le cadre de ce travail, cette information est utilisée pour déterminer la distribution optique et radiative des aérosols et des nuages fins. Elle a déjà été l'objet d'exploitation dans une précédente étude réalisée dans le cadre du programme AMMA sur les aérosols désertiques (e.g. Flamant *et al.* (2009a) ; Kim *et al.* (2009) ; Cuesta *et al.* (2009)).

Les profils de coefficient de rétrodiffusion issus de CALIOP (à 532 nm) sont obtenus à l'aide d'un traitement effectué au laboratoire (par J. Cuesta) utilisant les données de niveau 1B version 2. Les profils de réflectivité atmosphérique sont déterminés en utilisant la technique d'inversion lidar discutée précédemment pour LEANDRE 2. Les profils du coefficient de rétrodiffusion moléculaire utilisés dans la procédure d'inversion sont obtenus à partir des profils de densité moléculaire extrait des analyses du Centre National de Prévision Environnementale (NCEP) le long des traces CALIPSO. Dans le cas de CALIOP, contrairement à LEANDRE 2, le BER est pris variable en fonction de l'altitude afin de

[0] `http://smsc.cnes.fr/CALIPSO/Fr/lidar.htm`
[0] `http://fr.wikipedia.org/wiki/Fichier:CALIPSO_at_Vandenberg_AFB.jpg`

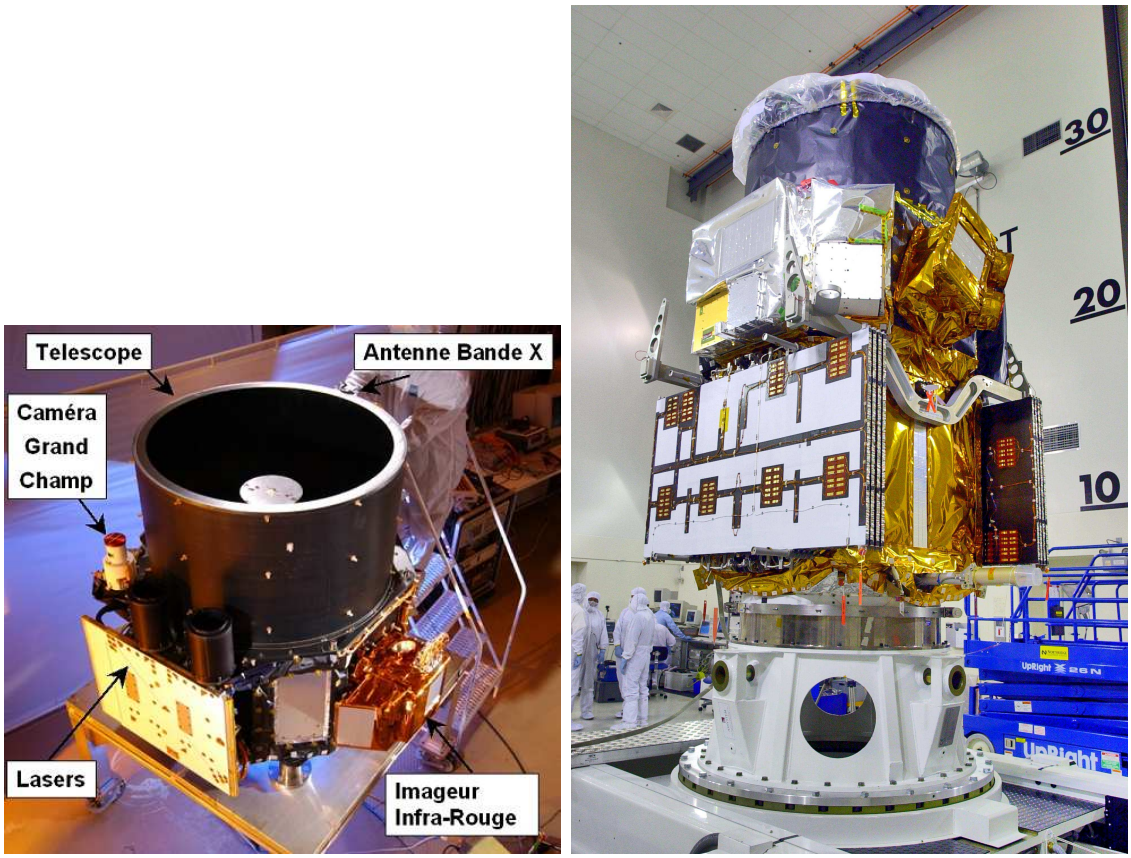


FIG. 2.7 – Instruments à bord de CALIPSO (à droite) et CALIPSO en cours de préparation avant son lancement à Vandenberg

tenir compte de la diffusion multiple associée à la couche d'aérosol. La valeur du BER est prise égale à 0.024 sr^1, valeur représentative des particules désertiques (Kaufman *et al.*, 2003). Ce rapport est modulé selon la verticale par le coefficient de diffusion multiple qui passe de 0.65 en haut de la couche à 0.87 en dessous de 500 mètres puis à 0.95 au sol, valeurs en accord avec les travaux de simulation de Monte-Carlo de Berthier *et al.* (2006) et Young *et al.* (2008) ou les résultats de Cuesta *et al.* (2009) et Messager *et al.* (2010).

L'instrument IIR dispose de trois canaux dans l'infrarouge thermique (à 8.65 μm, 10.6 μm et 12.05 μm). Utilisé en synergie avec le lidar CALIOP, il permet de restituer les caractéristiques microphysiques des nuages (IIR niveau 2). Les différences de température de brillance entre canaux, vont permettre dans le cadre de ce travail de discriminer les situations de panache d'aérosols des situations nuageuse. De plus, à l'instar de ce qui se fait pour MSG/SEVIRI, les données des différents canaux de l'IIR seront combinées pour caractériser les aérosols désertiques. La même correction du contenu en vapeur d'eau sur les différences de température de brillance est appliquée pour MSG et l'IIR. Une classification du type de scène rencontrée (développé par M. Faivre et J. Pelon) basée sur une synergie IIR/CALIOP a été utilisée. Cette classification est composée d'une configuration représentant les scènes en ciel clair (sans aérosols ni nuages), de plusieurs configurations

se rapportant aux nuages (nuage bas, haut, opaque ou non), de plusieurs configurations d'une scène aérosols (selon l'altitude et l'opacité de l'aérosol) et différents cas mixtes de nuages/aérosols. Les biais absolus sont inférieurs à 0.5K (Chomette *et al.*, 2003).

2.4.3 MODIS

L'instrument MODIS a été lancé en 1999 à bord de deux satellites, Terra et Aqua (premier satellite de l'Aqua-Train). Il fonctionne à plusieurs longueurs d'onde qui vont du visible, au thermique (36 bandes spectrales) en passant par le proche infrarouge. La résolution est de 1 km. Les satellites Terra et Aqua orbitent du nord au sud autour de la Terre, passant au-dessus de l'équateur dans la matinée et dans l'après midi respectivement, permettant une couverture complète du globe. Au-dessus des océans, MODIS peut observer l'épaisseur optique des aérosols selon deux modes (petit/gros qui distingue les petits aérosols des plus gros). Au-dessus des continents, il utilise des canaux différents qui détectent l'épaisseur optique cette fois-ci en un seul mode, et permettent d'accéder au rapport en taille des aérosols (petit sur gros).

Les produits de MODIS sont utilisés pour obtenir, d'une part les champs d'épaisseur optique (AOD) d'aérosols en utilisant les collections AQUA 005 au-dessus des surfaces végétales, et MODIS/AQUA Deep Blue Collection 005 au-dessus des surfaces désertiques. D'autre part, les données MODIS sont utilisées pour déterminer les propriétés nuageuses nécessaires à l'identification de l'effet des nuages sur les aérosols. Dans la suite, nous verrons que ces propriétés sont des données d'entrée au modèle de transfert radiatif qui permettent de calculer le forçage radiatif d'aérosols désertiques situés au-dessus d'une couche de cumulus, situation couramment observée au sommet de la couche de mousson. Dans ce travail, les produits nuages de MODIS (MYD06_L2 collectés sur la plateforme AQUA) qui combinent les techniques visibles et infrarouges ont été utilisées pour déterminer les propriétés optiques et radiatives des nuages de nuit comme de jour. Les données MODIS ont été également utilisées pour la détermination de l'albédo de surface, paramètre également important dans la détermination de l'impact des aérosols. Ce paramètre est comme l'AOD ou les propriétés optiques des nuages, un paramètre d'entrée du code radiatif. Les produits d'albédo MODIS (MCD43C3) utilisés sont plus précisément la réflectance directionnelle hémisphérique (l'albédo black-sky) et la réflectance bi-hémisphérique (l'albédo white-sky). Les deux satellites Terra et Aqua ont été utilisés pour obtenir ce produit de meilleure qualité. L'écart type attendu sur l'albédo de notre région d'étude est de l'ordre de 0.025. Pour finir, les données de contenu en vapeur d'eau (MYD08_D3.051 produits MODIS/AQUA) sont également utilisées pour l'estimation de l'influence du contenu en vapeur d'eau atmosphérique sur les différences de températures de brillance restituées avec l'IIR et SEVIRI.

Les erreurs typiques liées aux mesures de l'AOD sont de $0.05 \pm 0.15 \times \tau$ (τ correspond à l'AOD mesuré) pour MODIS (Levy *et al.*, 2007 ; Levy *et al.*, 2010 ; Hyer *et al.*, 2010). Les erreurs liées aux mesures de l'AOD Deep Blue n'ont pas été évaluées par conséquent on suppose qu'elles sont proches de celles de l'AOD MODIS (au dessus des surfaces végétales).

2.4.4 OMI

L'instrument OMI embarqué sur le satellite Aura tire son héritage de l'instrument TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) de la NASA et de l'instrument GOME (Global Ozone Monitoring Experiment) d'ESA. Il permet de mesurer un plus grand nombre de constituants atmosphériques que TOMS, et à une meilleure résolution que GOME. OMI fournit une couverture spatiale importante et des données journalières. Il peut fournir une mesure sur différents gaz atmosphériques en particulier l'ozone (mais également le dioxyde de sulfure, le dioxyde de nitrogène, entre autres). Il permet d'obtenir également des mesures de pression des nuages (altitude) et leur couverture. Pour finir, Il permet de distinguer les différents types d'aérosols tels que les poussières désertiques, les feux de forêts et les sulfates.

Dans le cadre de ce travail seule la mesure de la colonne troposphérique d'ozone est utilisée.

2.5 Les fonctions de transfert des radiomètres satellitaires et aéroportés

L'IIR, SEVIRI et CLIMAT sont utilisés et confrontés dans la suite pour l'analyse des différences de températures de brillance (cf. chapitre 4). Dans cette section, une présentation des fonctions de transfert de ces instruments est réalisée. Ces fonctions de transfert de SEVIRI, CLIMAT et IIR dans les trois canaux infrarouge à 8.7 μm 10.8 μm et 12 μm sont données figure 2.8.

Pour le canal 8,7 μm, les fonctions de transfert des différents instruments se présentent sous des formes assez différentes bien que toutes centrées autour de 8.7 μm. SEVIRI présente la fonction de transfert la plus étroite.

Pour le canal 10.8 μm, les fonctions de transfert des trois instruments présentent des formes beaucoup plus proches les unes des autres que précédemment. Cependant la fonction de transfert de l'IIR est plus étroite que celle de CLIMAT et SEVIRI et l'IIR est légèrement décalée par rapport aux deux autres (vers 10.6 μm).

Pour finir à 12 μm, les fonctions de transfert présentent des formes quasi-identiques en fonction de la longueur d'onde. Cependant, la fonction de transfert de CLIMAT se présente légèrement moins large, et celle de l'IIR légèrement décalée vers la droite par rapport à SEVIRI.

Ces différences peuvent impliquer des différences lors de l'analyse des différences de températures de brillance (cf., chapitre 4).

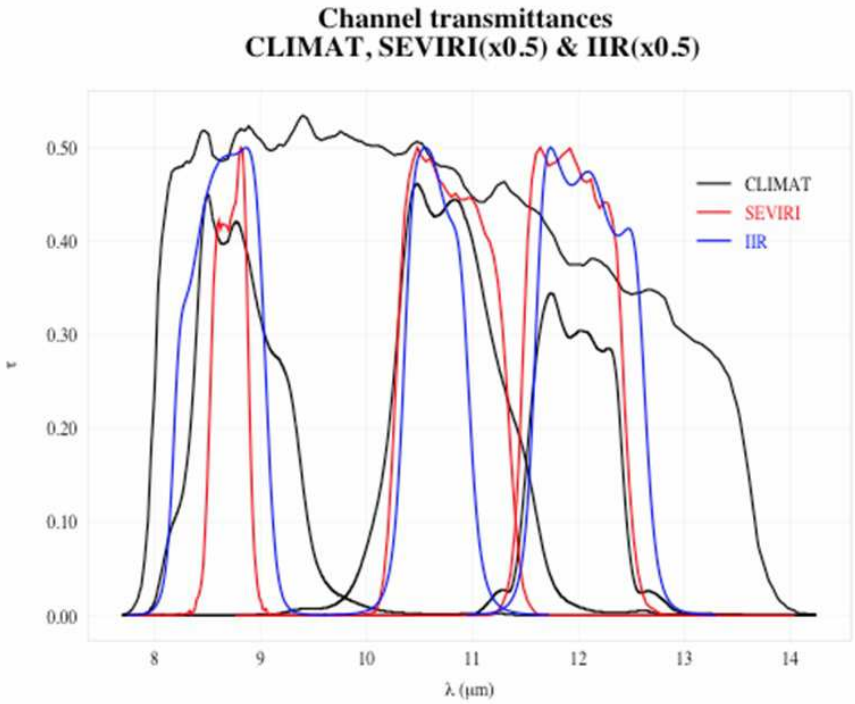


FIG. 2.8 – Fonction de transfert de l'IIR (bleu), CLIMAT (noir) et SEVIRI (rouge).

2.6 Le Modèle de transfert radiatif « STREAMER »

Le modèle STREAMER a été utilisé afin d'estimer le forçage radiatif des poussières désertiques de nuit comme de jour, sur un domaine vaste couvrant une grande partie de l'Afrique au nord de l'équateur, depuis la côte du Golfe de Guinée jusqu'au Sahara (entre 0 °N à 25 °N). Les simulations numériques réalisées dans ce cadre ont été faites dans le domaine spectrale terrestre et dans le spectre solaire.

STREAMER est un code de transfert radiatif développé par Key & Scheiger (1998), et Key (2001) qui est exploité pour calculer des radiances ou des flux pour différentes conditions atmosphériques et de surface. Ce modèle est utilisé dans ce travail pour déterminer l'impact radiatif des aérosols.

Ce modèle possède les caractéristiques spécifiques suivantes :

- Les flux peuvent être estimés en utilisant une méthode à deux-flux ("two-stream") ou plus, sur n'importe quelle bande spectrale. Il peut être utilisé à toutes les longueurs d'onde pour le calcul du forçage radiatif ;
- les radiances peuvent être estimées pour des angles polaire et azimutal quelconques, en utilisant quatre ou plusieurs flux de calculs. Les albédos et température de brillance au sommet de l'atmosphère sont restitués avec la radiance ;

- le modèle estime les flux descendants et montants associés aux courtes longueurs d'onde (désignées par SW -shortwave- par la suite, 0.2 et 4 μm) et aux grandes longueurs d'onde (désignées par LW -longwave- par la suite, 4 et 400 μm), les flux nets, l'effet radiatif des nuages et le taux de chauffage correspondant à des conditions atmosphériques incorporées dans le modèle ;
- le domaine SW est discrétisé sur 24 raies et le domaine LW est discrétisé sur 105 raies ;
- l'absorption des gaz est paramétrée et peut ou non être prise en compte. Dans le cas présent elle est considérée ;
- le modèle de base prend en compte les propriétés des nuages d'eau liquide et des nuages de glace, cinq modèles optiques d'aérosol, et quatre profils verticaux d'aérosol. Dans le cadre de ce travail un modèle de poussières désertiques a été implémenté dans STREAMER afin de prendre en compte les caractéristiques les plus proches possibles des types de poussière étudiés. Ce modèle est explicité dans la suite du manuscrit. Les nuages peuvent être spécifiés sous forme d'une combinaison de taille de particules, de contenu en eau, d'épaisseur optique et géométrique, où les propriétés optiques et la fonction de phase peuvent être renseignées. Une grande variété de forme de particules de glace (colonne, agrégation, etc.) est disponible. Un mélange de phase de nuage (liquide et glace ou glace et glace) peut également être spécifié ;
- sept profils atmosphériques standards sont proposés mais l'utilisateur peut également spécifier les profils atmosphériques. Les profils standards présents sont le profil tropical, le profil moyenne latitude, subarctique et arctique. De plus chacun des profils de vapeur d'eau, ozone et/ou aérosols peuvent être fixés sous forme de contenu total ;
- chaque restitution est réalisée pour une scène qui peut être un mélange de dix nuages individuels, ou un ciel clair avec une combinaison de plus de trois types de surface ;
- différents types de surface peuvent apparaître dans une scène : l'océan, la glace, la neige, la végétation (quatre types), et le sol sec (désertique).

Les restitutions incluent les flux radiatifs de la surface au sommet de l'atmosphère (SW et LW), l'albédo de surface, les effets radiatifs des nuages, les radiances, les températures de brillance, l'albédo du sommet de l'atmosphère.

Il existe un certain nombre de limitation à l'utilisation de STREAMER qui sont les suivantes :

- Sauf si la fonction de phase du nuage est renseignée par l'utilisateur, elle est approximée en utilisant le paramètre d'asymétrie et la fonction de Henyey-Greenstein. Cette approximation est problématique dans le calcul des flux et peut être à l'origine de fortes erreurs lorsque les radiances sont compilées ;
- les seuls gaz considérés dans le modèle sont la vapeur d'eau (H_2O), l'oxygène (O_2), le dioxyde de carbone (CO_2) et l'ozone (O_3) ;
- les flux/radiances calculés sont simplement la somme des flux/radiances restitués pour chaque partie nuageuse pondérée par la fraction d'air ;
- quand différents types de surface sont pris en compte dans une scène, ils n'occupent pas des portions différentes de la scène, mais servent à obtenir une moyenne de l'albédo pour toute la scène.

Le modèle tourne avec une émissivité de 0,90 pour les déserts (Ogawa & Schmugge, 2004) et de 0,85 pour les surfaces océaniques. La réflectivité spectrale est prise pour les surfaces désertiques en accord avec Tanré *et al.* (1986) et pour les surfaces océaniques en accord avec Brieglieb *et al.* (1986).

2.6.1 Les flux radiatifs

L'albédo de surface dans chaque bande de longueur d'onde est calculé de façon traditionnelle comme le rapport entre le flux SW montant et le flux SW descendant :

$$\alpha_s = \frac{F_{\text{shortwave up}}}{F_{\text{shortwave down}}} \tag{2.1}$$

L'effet radiatif des nuages est calculé à partir des flux net LW et SW à la surface et au sommet de l'atmosphère. Il est défini selon l'équation suivante :

$$CF_{\lambda,z} = \int_0^{A_c} \frac{\partial F_{\lambda,z}}{\partial a}\, da = F_{\lambda,z}(A_c) - F_{\lambda,z}(0) \tag{2.2}$$

$F_{\lambda,z}$ est le flux net en $\mathrm{W\,m^{-2}}$ pour les radiations SW et LW à la surface ou au sommet de l'atmosphère. Le flux net est égal aux flux descendants moins les flux montants. A_c est la fraction nuageuse de la scène. $F_{\lambda,z}(A_c)$ est le flux net pour toutes les conditions du ciel (nuageux, ciel clair).

Comme pour le flux net, le forçage nuageux pour toutes les longueurs d'onde à la surface ou au sommet de l'atmosphère est donné par :

$$CF_z = CF_{\text{shortwave}} + CF_{\text{longwave}} \tag{2.3}$$

Comme exposé dans l'annexe C, présentant la mise en place de l'équation du transfert radiatif, le taux de chauffage/refroidissement est calculé pour chaque couche d'atmosphère, et est basée sur une estimation de la différence infinitésimale du flux divergent à chaque paire de niveaux :

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = -\frac{g}{C_p}\frac{\Delta F}{\Delta p} \tag{2.4}$$

T est la température, t le temps, g l'accélération gravitationnelle, C_p est la chaleur spécifique de l'air sec, F est le flux net sur toutes les longueurs d'ondes et p la pression. Les calculs commencent au sommet de l'atmosphère. Les taux de chauffage/refroidissement de chaque couche sont convertis en degrés par jour.

Ces calculs conduisent à des flux LW corrects, et des flux SW avec généralement de très petites erreurs excepté en condition d'angle zénithal petit et/ou de nuages optiquement fins, où l'erreur sur les flux descendants est de l'ordre de 10-15%.

2.6.2 Les radiances

Les luminances peuvent être calculées à chaque altitude et les températures de brillance sont déterminées au sommet de l'atmosphère.

La luminance est l'intensité d'une source dans une direction donnée. Elle est définie comme suit :

$$L* = \frac{\sum_i L_i W_i}{\sum_i W_i \Delta\nu_i} \tag{2.5}$$

$L*$ est la luminance moyennée sur la bande de longueur d'onde i, L_i est la luminance en $\mathrm{W\,m^{-2}sr^{-1}}$ dans la bande de longueur d'onde i, W_i est le poids de la bande spectral (=1 si elle n'est pas spécifiée), ν_i est la taille de la bande de longueur d'onde.

La température de brillance est définie comme étant la température qu'aurait un corps noir émettant le même flux de rayonnement que la surface observée. Elle est mesurée à l'aide d'un radiomètre ou d'un pyromètre optique. Elle est obtenue selon l'équation 2.6 :

$$Tb = \frac{c_2\nu}{ln(\frac{c_1\nu^3}{L*} + 1)} \tag{2.6}$$

c_1 et c_2 sont les constantes de planck et ν est la longueur d'onde centrale.

2.6.3 L'absorption des gaz

Les données de gaz insérées dans le code de transfert radiatif sont fournies par Tsay *et al.* (1989). La quantité d'absorption est déterminée avec la technique exponential-sum fitting of transmissions (ESFT). La base de la méthode ESFT est que la fonction de transmission T(u) pour une quantité d'absorption donnée u et pour un intervalle spectral donné est déterminée par la somme des exponentielles E(u) :

$$T(u) \approx E(u) \equiv \sum_{i=1}^{M} a_i e^{-K_i u} \tag{2.7}$$

où M est le nombre de termes, k_i sont les coefficients d'absorption, a_i sont les poids. Les flux sont calculés pour M termes et sont pondérés avec les poids a_i pour donner le flux spectral intégré. Cette technique est détaillée dans Wiscombe & Evans (1977).

Comme indiqué précédemment, seuls quatre gaz sont présents dans le code de transfert radiatif STREAMER : la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone, l'ozone et l'oxygène. Une quantité de 330 ppm de dioxyde de carbone est utilisée pour le développement des coefficients de l'ESFT. Les valeurs courantes sont comprises entre 350 et 360 ppm, donc la valeur approchée est de 355 ppm. L'absence des gaz traces conduit à une différence de quelques $\mathrm{W\,m^{-2}}$ sur les flux de surface, déterminé en utilisant le code LOWTRAN (modèle de propagation de basse résolution et un code information permettant la prédiction atmosphérique des radiances (Kneizys *et al.*, 1988)).

2.6.4 Les profils standards

En annexe D.1 on présente les profils standards incorporés dans STREAMER basés sur les données d'Ellingson *et al.* (1991), excepté pour les profils de température et d'humidité de l'Arctique, qui sont déduits des mesures réalisées à la station de l'Océan Arctique.

Dans notre cas d'étude, les mesures de dropsondes larguées depuis le Falcon 20 ont été utilisées pour déterminer les profils de température, de vapeur d'eau, de pression et d'humidité relative (entre 0 et 7 km). En ce qui concerne l'ozone, une valeur de colonne totale d'ozone déterminée à partir des mesures d'OMI a été utilisée. Une étude de sensibilité à ces différents paramètres a également été conduite et est présentée dans le chapitre 3.

2.6.5 Les aérosols

La quantité en aérosol peut être distribuée verticalement soit selon les profils proposés par l'utilisateur soit selon les profils standards du coefficient d'extinction.

Dans STREAMER, quatre profils sont disponibles issus de la combinaison de deux profils troposphériques et deux profils stratosphériques (Figure 2.9) avec les caractéristiques suivantes (Figure 2.9) :

1. Aérosols troposphériques de fond, 50 km de visibilité, et quantité stratosphérique de fond (B50, T50, SBK) ;
2. Grande production d'aérosols troposphériques avec une visibilité de 5 km entre 0-2 km verticalement, 23 km de visibilité entre 2 et 10 km, quantité d'aérosols stratosphériques de fond (B05, T23, SBK) ;
3. Aérosol troposphérique de fond comme en 1, grande quantité d'aérosols stratosphériques volcaniques (B50, T50, SHV) ;
4. Grande production d'aérosols troposphériques comme en 2, grande quantité d'aérosols stratosphériques volcaniques (B05, T23, SHV).

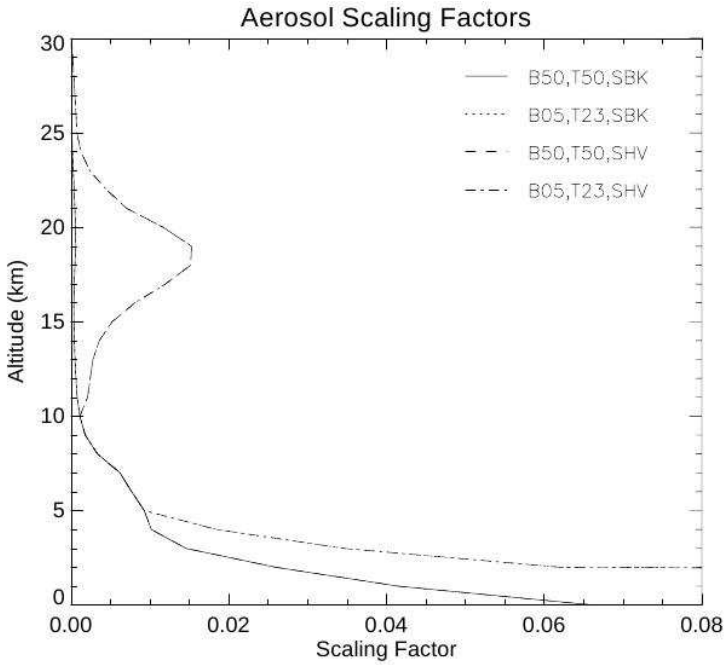


FIG. 2.9 – Profils verticaux des aérosols dans STREAMER.

STREAMER propose six modèles différents d'aérosols présentés en annexe D.2. En ce qui nous concerne, le profil d'extinction provient soit des données du lidar LEANDRE 2, soit de celles issues du lidar CALIOP. Les propriétés optiques des aérosols (albédo de diffusion simple, coefficient d'asymétrie et coefficient d'extinction) peuvent être définies par l'utilisateur. Ces paramètres sont critiques et très sensibles à la composition minérale des poussières et à leur distribution en taille. Il a été considéré dans ce travail deux modèles d'aérosols afin d'obtenir une estimation de la dispersion sur le chauffage radiatif liée au modèle d'aérosols choisis. Ces modèles ont été sélectionnés pour leur accord avec les données disponibles sur ces cas (données aéroportées et photomètres) dans le visible. Ces deux modèles sont présentés dans le chapitre 3, section 3.3.3.

A partir de ces deux modèles d'aérosols, le forçage radiatif est calculé par différence entre les simulations de ciel clair et celles en conditions de poussières désertiques.

2.6.6 Les propriétés des nuages

Les propriétés optiques des nuages sont basées sur des schémas de paramétrisations provenant de trois sources différentes. Pour les nuages d'eau, les données proviennent de Hu & Stamnes (1993). Le rayon effectif est compris entre 2.5 et 60 microns et donné pour 293 longueurs d'onde sur tout le spectre. Les propriétés optiques des nuages de glace dans les grandes longueurs d'onde sont basées sur des calculs de Mie pour des particules sphériques dans 132 longueurs d'onde. Dans la partie des courtes longueurs d'onde, est utilisée une paramétrisation pour différentes formes de particules de glace (sept formes sont utilisées, Key *et al.* (2002)). Ces paramétrisations des nuages de glace et d'eau proviennent de relations empiriques entre le rayon effectif, le contenu en vapeur d'eau et l'extinction, l'albédo de simple diffusion, et le paramètre d'asymétrie.

Les propriétés optiques des nuages de glace à particules sphériques et des nuages d'eau sont déterminées avec une haute résolution spectrale et moyennées sur les bandes de STREAMER.

Ces propriétés sont présentées en annexe D.3

Comme discuté précédemment, les propriétés optiques des nuages que sont l'épaisseur optique dans le visible, le rayon effectif des particules, la concentration en eau, et la température au sommet du nuage ont été déterminés dans ce travail à l'aide du satellite MODIS.

2.6.7 La réflectivité de surface

La figure 2.10 montre les modèles d'albédo de surface disponible dans le modèle. Ils sont basés sur les études de Tanré *et al.* (1986) pour les données de « sable », et sur les études de Brieglieb *et al.* (1986) pour les données d'océan.

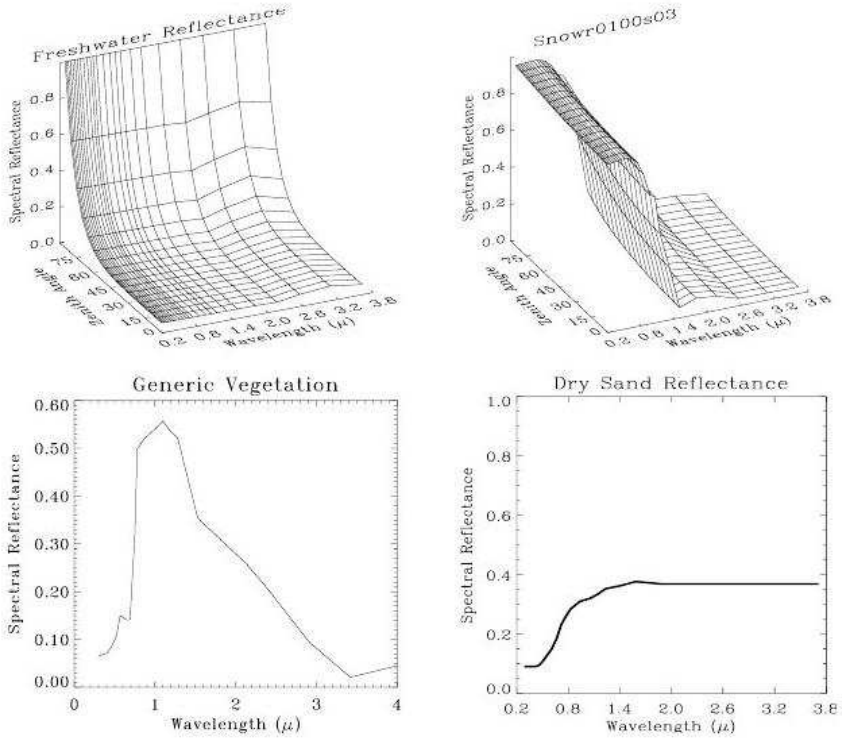


FIG. 2.10 – Modèles d'albédo de surface présent dans STREAMER.

2.6.8 Les flux solaires

Les flux solaires à la surface de l'atmosphère utilisés dans STREAMER, sont calculés avec MODTRAN3 (permettant de déterminer la transmission et les radiances atmosphérique pour une résolution spectrale moyenne de 2 cm^{-1}, Snell *et al.* (1995)). Le flux total dans le spectre des petites longueurs d'onde (0.28 -4 μm) est de 1354.2 $\mathrm{W\,m^{-2}}$. Cette valeur apparaît différente de la valeur typique de la constante solaire de 1370 $\mathrm{W\,m^{-2}}$ du fait d'une différence dans la largeur du spectre. Dans le cas d'un spectre pris entre 0.2 et 5 μm dans STREAMER, le flux total solaire est alors estimé à 1367 $\mathrm{W\,m^{-2}}$.

2.6.9 Comparaison avec d'autres modèles

Il existe dans la littérature d'autres modèles de transfert radiatif qui permettent le calcul des flux radiatifs et la simulation des radiances mesurées par les capteurs satellitaires. Certains de ces modèles sont utilisés comme modules intégrés à des modèles climatiques (par exemple Ellingson *et al.* (1991)) et sont de ce fait peu documentés et facile d'utilisation. D'autres modèles bien documentés et validés sont disponibles à la communauté scientifique telle que LOWTRAN (Kneizys *et al.*, 1988), MODTRAN (Snell *et al.*, 1995), et 6S (Vermote *et al.*, 1994). Ces modèles ont été largement utilisés pour des applications de télédétection et comme STREAMER, permettent une résolution spectrale moyenne ou haute et incorporent le traitement de l'absorption par les gaz. Cependant, il apparaît à

l'usage que soit le modèle de nuage utilisé est difficile à faire évoluer et à adapter aux observations et les approximations utilisées, pour prendre en compte la diffusion multiple, peuvent être à l'origine d'erreurs importantes dans certaines conditions (cas de LOWTRAN/MODTRAN), ou que, bien que très flexible pour les simulations satellitaires en ciel clair, il ne travaille que dans les courtes longueurs d'onde et ne prend pas en compte les nuages (cas du modèle 6S). Pour finir, ces modèles ne permettent pas de calculer directement les flux. C'est pour ces différentes raisons que le modèle de transfert radiatif STREAMER a été choisi pour réaliser ce travail.

2.7 Le modèle non-hydrostatique Méso-NH

Pour mieux comprendre les interactions qui existent entre les particules d'aérosols et la dynamique atmosphérique il a été décidé d'utiliser le modèle atmosphérique Méso-NH (Lafore *et al.*, 1998), couplé en ligne avec un modèle de production d'aérosols désertiques et un modèle de transfert radiatif.

2.7.1 Description générale

Le modèle Méso-NH permet de simuler les processus physiques et dynamiques de la méso-échelle à des échelles de quelques dizaines de mètres. Il permet de réaliser des simulations sur des domaines imbriqués, avec de grands domaines de résolutions faibles pour représenter les processus de forçage à grande échelle et des plus petits domaines mais avec des résolutions plus fines adaptées aux processus étudiés. Ceci permet de garantir une bonne représentation des interactions entre les différentes échelles de mouvement.

Un ensemble de paramétrisation physique est incorporé dans ce modèle. Les paramétrisations importantes sont le schéma de surface (Surfex), le schéma de turbulence et le schéma d'advection.

- Le schéma de surface possède ses propres entrées-sorties et diagnostiques. Il simule les bilans d'eau et d'énergie à la surface du sol et dans la partie du sol en interaction avec l'atmosphère. Les flux chimiques gazeux et aérosols, ou le dioxyde de carbone issus de la végétation sont fournis. Quatre types de sol sont présents dans Surfex. Dans le cas présent, le schéma ISBA (sol naturel ; Noilhan & Planton, 1989) est utilisé. Il évalue les flux de surface de chaleur, d'humidité et de quantité de mouvement. Huit variables sont fournies par ISBA : les températures de surface et du sol profond ; les contenus en eau de la surface, du sol profond et à la surface des végétaux ; le contenu en eau liquide ; l'albédo et la densité du réservoir de neige. L'ensemble de ces variables combiné aux données de caractéristiques du sol et de la végétation rend possible le calcul des flux turbulents de quantité de mouvement et de chaleur dégagés par le système sol-végétation suite au flux radiatif net absorbé ;
- le schéma de turbulence est basé sur un système complet d'équations des flux décris par Deardorff (1977) ;
- le schéma d'advection est basé sur la méthode de Godunov (1959).

Les modules présents dans Méso-NH, intéressant pour notre étude, sont décris dans la suite.

2.7.2 Le module DEAD

Méso-NH possède un module modélisant les émissions d'aérosols minéraux nommé DEAD (Dust Entertainment And Deposition, Zender *et al.*, 2003). Les bases physiques de ce modèle d'entrainement et de déposition des poussières désertiques proviennent de Marticorena & Bergametti (1995). Le flux de poussières désertiques est déterminé en fonction des processus de saltation et de sandblasting. DEAD estime les flux de poussières désertiques à partir de la vitesse des vents de friction, eux mêmes paramétrisés en fonction des facteurs dont ils dépendent (humidité du sol, rugosité de la surface ...). DEAD possède sa propre couche limite (vitesse de friction, type de sol, contenu en eau des sols) afin de prendre, au mieux, en compte, les interactions entre la surface et l'écoulement de l'air. La vitesse de friction seuil, élément clé dans les processus de soulèvement d'aérosols, est fonction du diamètre des grains du sol, de la rugosité de la surface et de l'humidité du sol. La présence d'eau entre les grains du sol a pour effet l'augmentation de la cohésion entre les particules du sol et l'augmentation de la vitesse de friction seuil. Les effets de rugosité du sol sur la vitesse de friction seuil sont pris en compte dans DEAD selon la paramétrisation de Marticorena & Bergametti (1995). Le flux horizontal de saltation et le flux vertical de particules sont également paramétrisés dans ce module. DEAD est donc couplé en ligne avec Méso-NH (Grini *et al.*, 2006). DEAD reçoit de Méso-NH, à chaque pas de temps, les données d'entrées nécessaires pour le calcul du flux de masse d'aérosols minéraux émis. Il fournit à Méso-NH, à chaque pas de temps, le flux d'aérosols calculé. Les donnés d'entrées sont : le vent à 10 m, l'humidité des sols, la hauteur de rugosité aérodynamique et la hauteur de rugosité aérodynamique lisse évalués par le schéma ISBA présent dans Méso-NH.

2.7.3 Le module ORILAM

Pour la modélisation du transport et du dépôt sec et humide le module ORILAM (Organic Inorganic Log-normal Aerosol Model, Tulet *et al.*, 2005) est utilisé. Une fois les particules soulevées et injectées dans Méso-NH, elles sont distribuées en taille selon Alfaro & Gomes (2001). C'est une distribution en 3 modes lognormaux (dont les rayons sont 0.75 μm, 3.35 μm et 7.1 μm). ORILAM simule l'évolution dans le temps et l'espace de la distribution lognormale des aérosols dans l'atmosphère. Il s'agit d'un modèle dynamique dans lequel la concentration en nombre, le rayon médian et la déviation standard de la distribution en taille des aérosols sont traités (Binkowski & oselle, 2003). La coagulation et la nucléation des particules durant le transport sont pris en compte de même que le dépôt sec et la sédimentation. Les particules en suspension dans l'air subissent un dépôt humide durant le transport. Ce lessivage est déterminé en utilisant une approche cinétique afin de calculer le transfert de masse des aérosols dans le nuage et dans les gouttelettes de pluie défini par Pruppacher & Klett (1978), Seinfeld & Pandis (1997), ou encore Tost *et al.* (2006). Le transfert de la masse d'aérosols dans les nuages et les gouttelettes de pluies sont prises en compte selon Pinty *et al.* (1998). La masse des aérosols libérés dans l'atmosphère après évaporation des gouttes de pluie est supposée proportionnelle à la quantité d'eau évaporée (Chin *et al.*, 2000)

2.7.4 Le code de transfert radiatif

Pour notre étude la partie primordiale du modèle Méso-NH est le code de transfert radiatif développé par Morcrette (1989) qui va nous permettre à partir de l'impact radiatif des aérosols de déterminer la répercussion qu'ils ont sur la dynamique. Les interactions microphysique-dynamique et rayonnement sont en effet prise en compte dans ce code de transfert radiatif via le calcul des taux d'échauffement et de refroidissement. Pour les ondes courtes, on utilise l'approximation à deux flux de Delta Eddington supposant la séparation des flux en une partie montante et une partie descendante. Pour les ondes longues, on peut utiliser la méthode à deux flux ou les méthodes de k-corrélation (RRTM) qui représente mieux les différentes fenêtres d'absorption atmosphérique. Six intervalles spectraux sont utilisés pour les courtes longueurs d'onde et jusqu'à seize pour le spectre infrarouge.

Le couplage permet à Méso-NH de fournir au code radiatif les informations sur les aérosols telles que la concentration et la distribution en taille des particules, qui lui servent à calculer l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm. Les valeurs de forçage radiatif calculées par le code sont ensuite transférées au modèle Méso-NH qui les utilise pour agir sur les paramètres de température et de pression qui modifient les champs atmosphériques et la dynamique.

2.8 Conclusion

Des cartographies de l'impact radiatif des aérosols pourront être réalisées au-dessus de l'Afrique de l'Ouest à l'aide du modèle de transfert radiatif STREAMER et des données CALIPSO couvrant cette région. Ce code de transfert radiatif va permettre de prendre en compte les propriétés optiques des aérosols observés afin de déterminer les taux d'échauffement et de refroidissement associés. Il sera ainsi possible d'évaluer à l'aide du modèle Méso-NH l'impact de ces aérosols sur la dynamique atmosphérique de l'Afrique de l'Ouest.

Chapitre 3

Chauffage radiatif des aérosols associé au transport des poussières désertiques au-dessus de l'Afrique de l'Ouest

Sommaire

3.1 Introduction 58

3.2 Le cas d'étude 58

3.3 Évaluation du modèle STREAMER 60

3.3.1 Comparaison des coefficients de diffusion obtenus avec LEANDRE 2 et AVIRAD 60

3.3.2 Comparaison des données lidars aéroporté et spatial 61

3.3.3 Comparaison des propriétés optiques des aérosols incorporées dans STREAMER aux données AVIRAD 63

3.3.4 Comparaison des flux radiatifs 65

3.3.5 Comparaison des données d'albédo 67

3.4 L'impact des aérosols désertiques sur les flux de courtes longueurs d'onde et de grandes longueurs d'onde 68

3.5 Forçage radiatif associé au transport de poussières 74

3.5.1 Les résultats : « Article : Radiative Heating rates profiles associates with a springtime case of Bodélé and Sudan transport over West Africa » 74

3.5.2 Etude complémentaire sur l'importance de l'infrarouge 95

3.6 Conclusion 97

3.1 Introduction

Dans ce chapitre est étudié le chauffage radiatif des aérosols. Les études précédentes décrites dans l'introduction générale et dans le chapitre 1, suggèrent un rôle important des aérosols désertiques dans le bilan radiatif de la Terre. Ainsi les travaux de Haywood *et al.* (2001), de Léon *et al.* (2002), ou encore de Highwood *et al.* (2003) évaluent leurs forçages radiatifs à -60 $\mathrm{W\,m^{-2}}$ à la surface et à environ -17 $\mathrm{W\,m^{-2}}$ au sommet de l'atmosphère. Ces auteurs ont également mis en évidence un chauffage de l'ordre de 0.5 $\mathrm{K\,jour^{-1}}$ dans l'infrarouge, en surface, au-dessus de l'océan Atlantique.

C'est dans ce cadre qu'est apparu le besoin d'évaluer au-dessus de l'Afrique de l'Ouest l'impact des aérosols sur les flux solaires et telluriques ainsi que le taux de chauffage dû aux poussières désertiques. L'importance de la contribution de l'infrarouge au forçage radiatif reste une question ouverte encore aujourd'hui. Pour ce faire, nous avons utilisé le modèle de transfert radiatif STREAMER (Key & Scheiger, 1998) utilisé pour des études comparables dans le cadre du projet INDOEX (INDian Ocean EXperiment) par Léon *et al.* (2002) et Berthier *et al.* (2006). Comme indiqué dans le chapitre 2, le modèle d'aérosols de STREAMER a été modifié pour prendre en compte des observations réalisées au cours de la SOP AMMA à bord du Falcon 20 et de l'ATR 42 de SAFIRE.

Dans ce chapitre, quelques résultats remarquables concernant la cohérence des observations utilisées pour évaluer les résultats du modèle STREAMER sont présentés, notamment en ce qui concerne LEANDRE 2 et AVIRAD, d'une part et les lidars LEANDRE 2 et CALIOP, d'autre part. Les modèles d'aérosols désertiques utilisés dans STREAMER sont ensuite comparés aux observations issues d'AVIRAD. Les flux radiatifs et l'albédo de surface et des nuages estimés à partir du code de transfert radiatif sont également comparés à des observations. Puis, l'impact des aérosols désertiques sur les flux solaire et tellurique est détaillé à l'aide de simulation STREAMER. Pour finir, les résultats de forçage radiatif obtenus au-dessus du Bénin lors d'un important évènement de poussière désertique observé les 13 et 14 juin 2006 sont analysés.

L'ensemble des résultats de ce chapitre a été publié dans *Atmospheric Chemistry and Physics* : C. Lemaître, C. Flamant, J. Cuesta, J.-C. Raut, P. Chazette, P. Formenti, J. Pelon (2010) : Radiative heating rates profiles associated with a springtime case of Bodélé and Sudan dust transport over West Africa, ACP, 10, 8131-8150.

La majeure partie du travail réalisé dans le cadre de cette thèse étant basé sur des observations acquises au cours de la période du 9 au 15 juin 2006 de la SOP 1a, et plus particulièrement sur les opérations du Falcon 20 et de l'ATR-42 réalisés au cours des missions des 13 et 14 juin 2006, nous commencerons par présenter le cas d'étude.

3.2 Le cas d'étude

Cette analyse est conduite sur les observations effectuées les 13 et 14 Juin 2006 durant un épisode de poussières observé au-dessus du Bénin et du Niger et provenant de la dépression de Bodélé (Tchad) et de l'Ouest du Soudan (Flamant *et al.*, 2009a) comme illustré sur la Figure 3.1. Cette figure construite à partir des AOD issues de MODIS "Deep Blue" montre l'évolution temporelle du panache de poussière présent au-dessus de

l'Afrique de l'Ouest pendant ces deux jours. Les aérosols désertiques sont associés à de fortes valeurs d'AOD (> 1 à 550 nm). Le transport de ces aérosols par l'AEJ s'effectue d'est en ouest, du Soudan au Sénégal entre 5°N et 18°N. La production de poussière désertique identifiée au-dessus du Bénin apparaît plus forte le 13 Juin (∼ 1.5-1.6) que le 14 Juin (∼ 0.5-1.2).

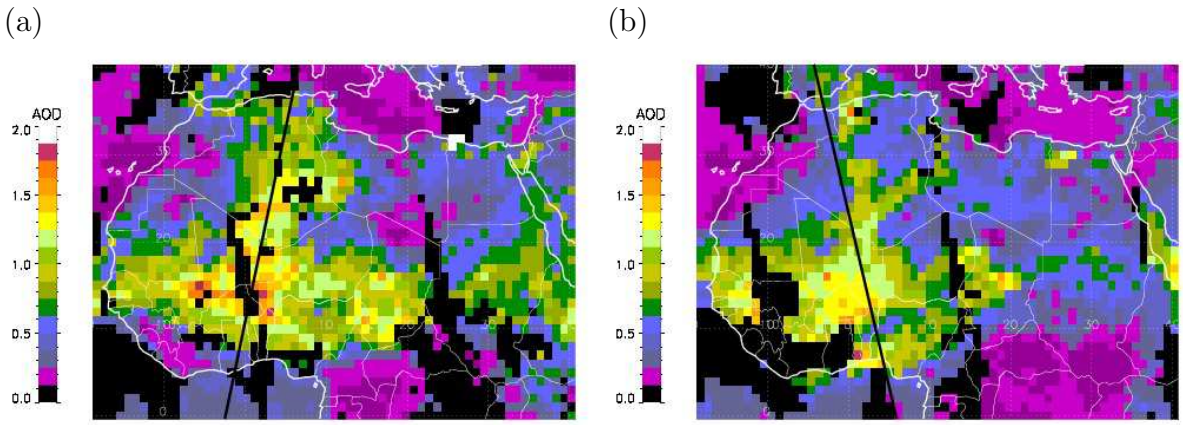


FIG. 3.1 – AOD MODIS du 13 (a) et 14 Juin (b) 2006 avec les traces CALIPSO correspondantes (lignes noires).

Les figures 3.2a et b montrent la position de la trace CALIPSO (en vert) et du plan de vol du Falcon 20 (ligne en pointillé rouge) pour les journées des 13 et 14 juin 2006, respectivement. Les heures de passage de CALIPSO les 13 et 14 juin (correspondant aux traces sur la figure 3.2) sont 0139 UTC et 1320 UTC, respectivement. Dans ce travail, la distribution verticale des aérosols et les propriétés dynamique et thermodynamique de l'atmosphère ont été documentées à l'échelle régionale le long des transects méridiens réalisés par le Falcon à 1.5 °E le 13 juin et entre 2.15 °et 2.5 °E le 14 juin. Le Falcon 20 volait à 8000 m au-dessus du niveau de la mer (msl -above mean sea level). Les opérations ont été conduites entre 1130 et 1330 UTC, et 1300 et 1500 UTC, le 13 et le 14 Juin, respectivement. Douze dropsondes ont été larguées le 13 Juin et une le 14 Juin. Les comparaisons entre les données CALIOP et LEANDRE 2 seront faites principalement sur le cas du 14 juin, la trace du Falcon 20 étant relativement proche de celle de CALIPSO et le vol du Falcon s'étant déroulé autour de l'heure de passage de CALIPSO.

(a) (b)

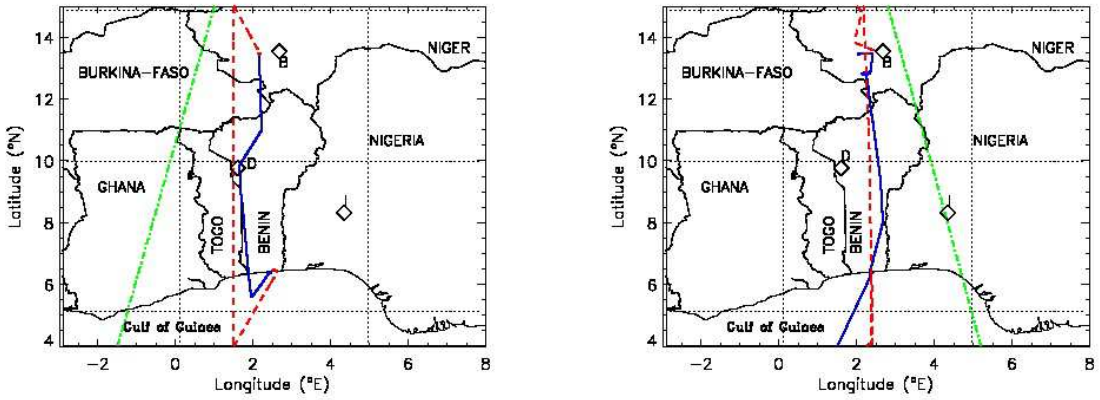


FIG. 3.2 – Trace F/F20 (ligne en pointillé en rouge) et de l'ATR 42 (ligne bleue) pour le vol du 13 Juin (a) et du 14 Juin (b) 2006. Les lignes en pointillés verts représentent les traces CALIPSO à 0137 UTC pour le 13 Juin et à 1400 UTC pour le 14 Juin 2006. I,D,B correspondent à la localisation des stations AERONET Ilorin, Djougou et Banizoumbou, respectivement.

Les figures 3.2a et b montrent également le plan de vol de l'ATR-42 (en bleu) pour le 13 et 14 juin 2006, respectivement. L'ATR 42 a volé dans la couche de mousson à une altitude constante de 700 m msl. Deux sondages ont également été réalisés les deux jours, un en début et un en fin de vol (i.e. proches de Niamey et Cotonou, respectivement), ce qui a permis d'échantillonner la couche d'aérosols transportée depuis l'Est du continent au-dessus de la couche de mousson et objet de cette étude.

3.3 Évaluation du modèle STREAMER

3.3.1 Comparaison des coefficients de diffusion obtenus avec LEANDRE 2 et AVIRAD

Afin d'estimer la pertinence des résultats du code de transfert radiatif, la première étape est d'évaluer la cohérence des données d'entrées d'une part, puis des sorties du code radiatif avec les observations d'autre part.

Lors de l'estimation du chauffage radiatif lié aux aérosols, le paramètre d'entrée le plus important est l'extinction, d'après les études de sensibilités présentées dans la section 3.5.1. Ce paramètre découle de l'inversion lidar. Par conséquent, il apparaît nécessaire et important de valider les valeurs de coefficient d'extinction issu de cette inversion.

La figure 3.3 montre la comparaison entre le coefficient de diffusion obtenu avec LEANDRE 2 (à 730 nm, divisé par 14) à partir du coefficient d'extinction et le coefficient de diffusion obtenu à 700 nm avec AVIRAD. La comparaison est faite pour des données LEANDRE 2 extraites à une altitude de 700 m.

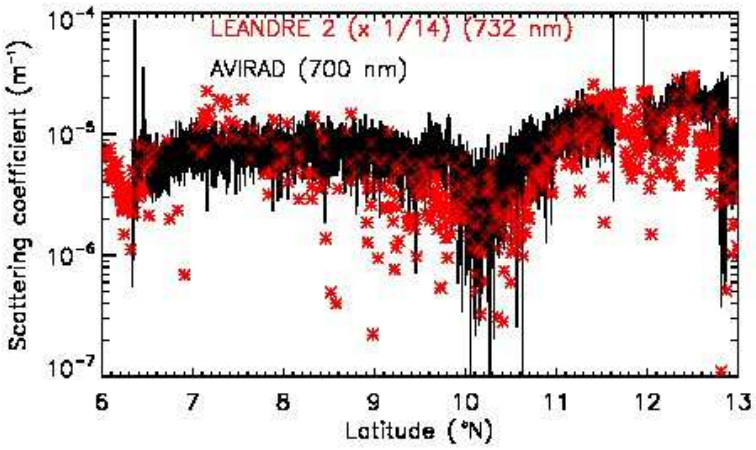


FIG. 3.3 – Coefficient de diffusion de LEANDRE 2 à 730 nm et de AVIRAD à 700 nm.

Un bon accord est observé en terme de tendance entre les coefficients de diffusion en fonction de la latitude. Les deux instruments mettent en évidence un minimum du coefficient de diffusion dans la couche limite entre 10.1 et 10.3 °N. Ce très bon accord est obtenu à condition de prendre en compte les différences de géométrie des instruments. Le facteur 14 (le coefficient de diffusion issu des données lidar étant 14 fois plus grand que celui issu des données AVIRAD) résulte du fait que LEANDRE mesure un coefficient de diffusion entre 0 °et 180 °alors que AVIRAD mesure le coefficient de rétrodiffusion entre 90 °et 180 °. Cette différence de visée a conduit à ce facteur obtenu à l'aide d'un code de Mie (utilisant les propriétés optiques mesurées par AVIRAD).

3.3.2 Comparaison des données lidars aéroporté et spatial

L'utilisation des données à haute résolution spatio-temporelle du lidar aéroporté (LEANDRE 2) est une première étape, afin d'estimer l'échauffement et/ou le refroidissement liés aux aérosols, qui permet de valider la méthode proposée dans ce travail de thèse, basée sur l'utilisation conjointe d'observations lidar et d'un modèle de transfert radiatif. Une telle caractérisation basée sur des données aéroportées, ne permet cependant pas d'effectuer une étude systématique de l'impact semi-direct des aérosols à l'échelle du continent Africain car il existe trop peu de données aéroportées de ce type. Le but ultime poursuivi ici est de pouvoir appliquer la méthode validée à partir des données aéroportées aux mesures lidar spatiale de type CALIOP, afin d'étendre l'analyse de l'impact radiatif à l'échelle de la région.

Pour cela, il est important de s'assurer de la cohérence entre les profils d'extinction particulaires restitués par les deux lidars. La figure 3.4 montre une comparaison des profils de rétrodiffusion obtenus par le lidar LEANDRE 2 et par le lidar CALIOP à bord de

CALIPSO pour deux positions géographiques.

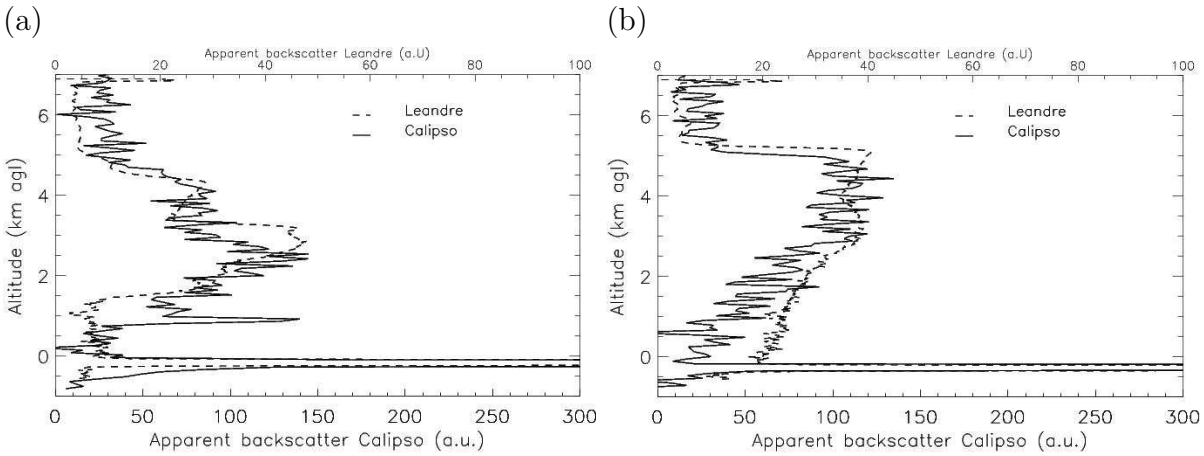


FIG. 3.4 – Profil de rétrodiffusion pour le lidar LEANDRE (en pointillé) et pour CALIOP (en trait plein) à 10 °N (a) et 14 °N (b).

Les profils de rétrodiffusion "normalisés" issus de CALIOP sont obtenus en moyennant sur 100 tirs, tandis que ceux de LEANDRE sont obtenus en moyennant sur 5 tirs. Ces profils sont normalisés au béta moléculaire. Bien que le profil provenant du lidar CALIOP soit plus bruité, ces deux produits montrent l'existence de couches d'aérosols aux mêmes altitudes. Le signal CALIOP apparaît peu atténué excepté près du sol pour le profil à 14 °N. Les différences résiduelles peuvent s'expliquer par le fait que LEANDRE 2 opère à 730 nm et CALIOP à 532 nm. Les profils de coefficients d'extinction particulaires obtenus après inversion, à partir des données LEANDRE 2 et CALIOP, montrent également des résultats cohérents. Dans les deux cas, le maximum d'extinction est localisé entre 2 et 5 km au-dessus du niveau du sol (agl -above ground level), c'est-à-dire proche du niveau de l'AEJ (Fig. 3.5).

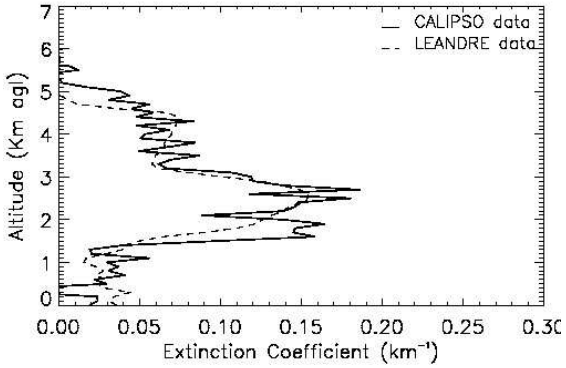


FIG. 3.5 – Comparaison du coefficient d'extinction du 14 juin à 12 °N provenant des données LEANDRE 2 (courbe noire en pointillé) et de CALIOP (courbe noire trait plein).

Malgré ce bon accord, les extinctions lidar de CALIOP semblent plus fortes que celles de LEANDRE, excepté dans la couche de mousson (voir le profil vertical de l'extinction à 12 °N pour les deux instruments, Figure 3.5). Plus précisément, les profils de coefficient d'extinction semblent en bon accord dans la partie haute de la couche d'aérosols (entre 2 et 5 km agl) et légèrement différents en dessous de 2 km agl. La différence observée en dessous de 2 km agl est liée à la correction de l'atténuation réalisée dans la technique d'inversion lidar discutée plus haut. Du fait que les mesures de LEANDRE 2 sont acquises à une altitude plus proche de la couche d'aérosols, le rapport signal à bruit (20) est plus important que celui de CALIOP ce qui permet une meilleure correction de l'atténuation due aux aérosols et une meilleure estimation du coefficient d'extinction dans la couche de mousson en dessous de la couche d'aérosols.

3.3.3 Comparaison des propriétés optiques des aérosols incorporées dans STREAMER aux données AVIRAD

Une autre étape primordiale dans l'évaluation du code de transfert radiatif est de vérifier la cohérence des propriétés optiques et radiatives des aérosols incorporés dans STREAMER (c'est à dire, l'albédo de simple diffusion, ω ; le facteur d'asymétrie, g ; le coefficient d'extinction normalisé, α et l'indice de réfraction, r). Pour ce faire, deux modèles d'aérosols distincts sont comparés aux observations AVIRAD et aux photomètres. Le premier modèle est issu d'un modèle inclus dans STREAMER, mais modifié dans le modèle selon l'étude de Raut & Chazette (2008) dans le visible. Dans cette étude, les propriétés optiques des aérosols ont été déterminées à partir de mesures lidar à bord d'un ULM et à partir des distributions en taille provenant d'AERONET et obtenues à Niamey durant la SOP 0 de AMMA. Dans ce modèle, albédo de diffusion simple, coefficient d'asymétrie et coefficient d'extinction (compris entre 0.7 et 40 μm) sont prescrits en accord avec l'indice de réfraction complexe des aérosols publiés par Voltz (1973). Ce modèle est désigné sous le nom de « RaCH ». Le deuxième modèle choisi est « Alfaro I » décrit dans Chomette (1999) et Alfaro *et al.* (1998). Chomette a déterminé l'albédo de diffusion simple, le coefficient d'asymétrie et le coefficient d'extinction en utilisant un code de Mie basé sur les indices de réfraction de Voltz (1973) dans l'infrarouge (0.7 à 40 μm) et de Grams *et al.* (1974) dans le visible (0.2 et 0.7 μm). Ce modèle est désigné sous le nom de « CHOM » dans la suite.

Ces modèles ont été sélectionnés pour leur accord avec les données disponibles sur ces cas (données aéroportées et photomètres) dans le visible. Les propriétés optiques et radiatives sont spécifiées en fonction de la longueur d'onde (Fig. 3.6).

Dans le modèle CHOM, ω est surestimé (sous-estimé) par rapport au modèle RaCH pour les longueurs d'ondes plus grandes (plus petites) que 0.7 μm (Fig 3.6a,3.6b). Les données des photomètres du réseau AERONET semblent être en meilleur accord avec le modèle RaCH (respectivement CHOM) pour les longueurs d'ondes plus petites (respectivement plus grandes) que 0.7 μm, indiquant la nature faiblement absorbante des aérosols désertiques observés sur les sites AERONET du Benin et Niger.

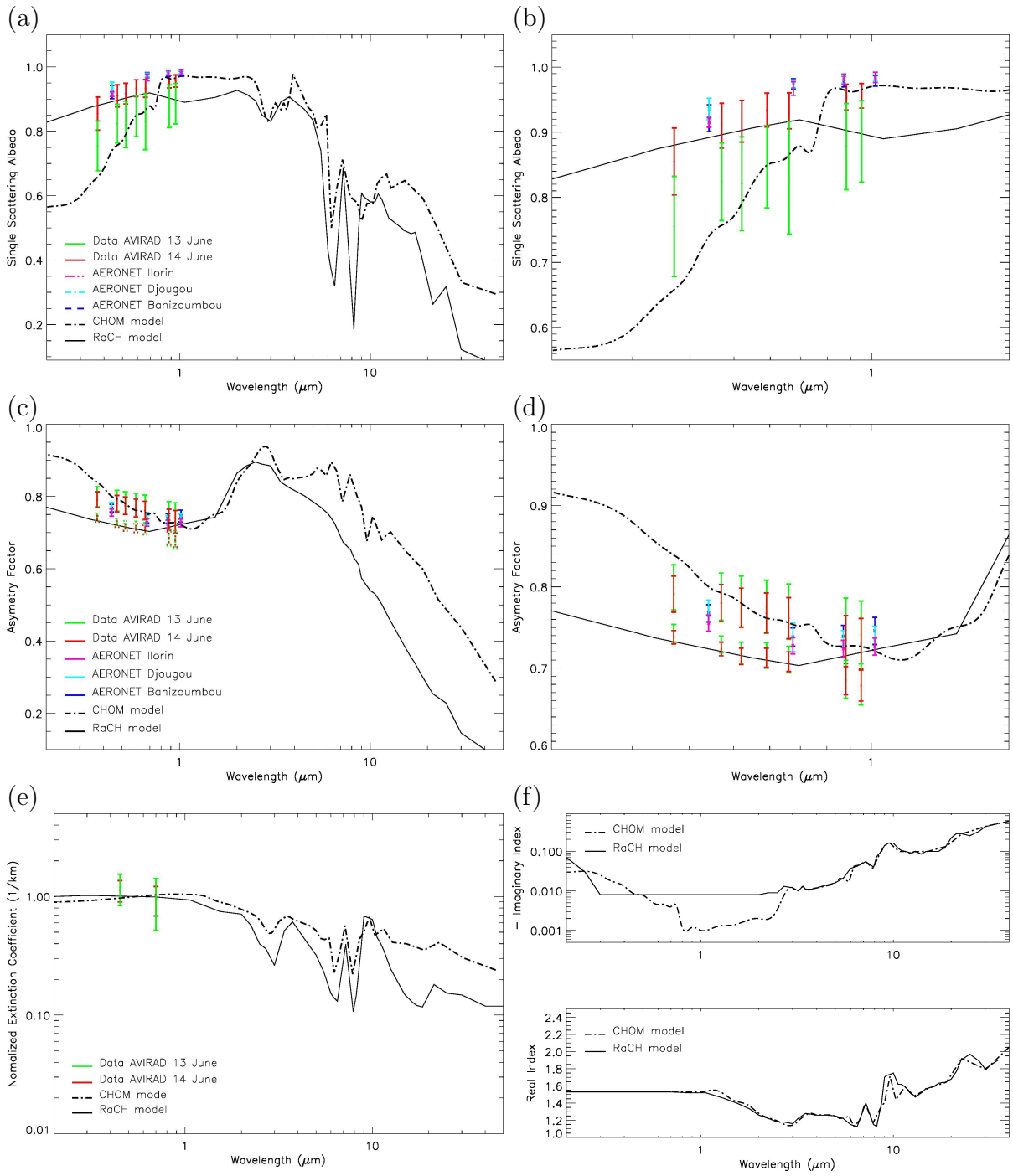


FIG. 3.6 – Dépendance spectrale de l'albédo de simple de diffusion (a), du paramètre d'asymétrie (c), du coefficient d'extinction normalise à 550 nm (e) et de l'indice de réfraction (f) pour STREAMER (la ligne noire solide correspond au modèle RaCH et la ligne en pointillé noire le modèle CHOM). Les symboles rouge et vert correspondent aux mesures faites avec les échantillons d'aérosols obtenus avec AVIRAD durant les vols du 13 et 14 Juin 2006. Les données AERONET sont en violet (Ilorin), bleu clair (Djougou), et bleu foncé (Banizoumbou), (b) est identique à (a) mais zoomée entre 0.2 et 2 μm. (d) est identique à (c) mais zoomée entre 0.2 et 2 μm.

On remarque un bon accord pour les facteurs d'asymétrie issus des deux modèles entre 1 et 2 μm. Cependant ils semblent être sous estimés dans le modèle RaCH par rapport au modèle CHOM pour la partie du spectre considéré ici (Figs. 3.6c, 3.6d). Entre 0.3 et 1 μm, le facteur d'asymétrie provenant des mesures photométriques est compris entre les courbes issues des deux modèles (Fig. 3.6d). La figure 3.6e montre l'évolution spectrale de α dans les modèles (normalisé à 550 nm), et issu des mesures d'AVIRAD disponibles dans le visible. Dans le modèle RaCH, α est sous estimé (surestimé) par rapport à CHOM pour les longueurs d'ondes supérieures (inférieures) à 550 nm. Les données AVIRAD sont en bon accord avec les α modélisés.

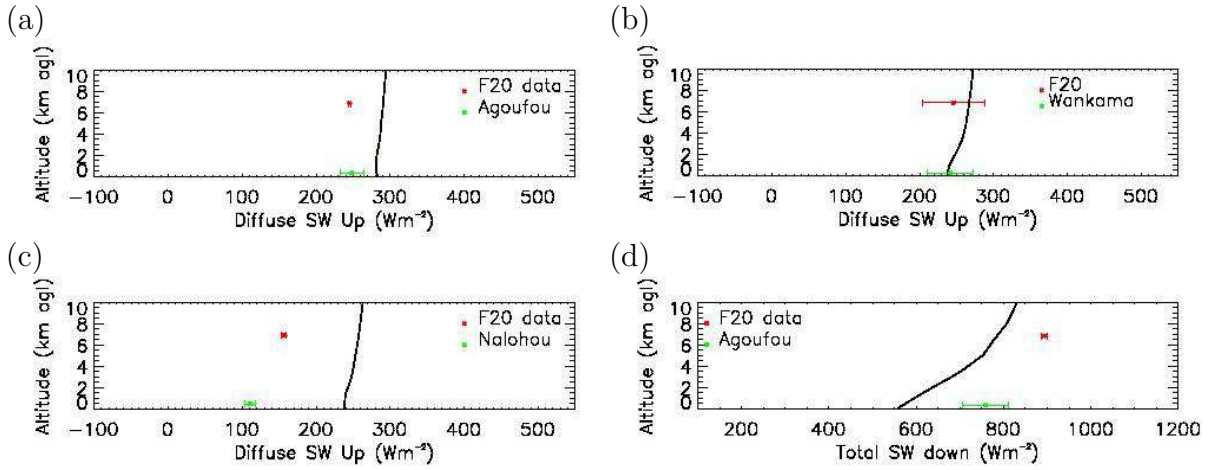
Pour finir, les parties réelles des indices de réfraction utilisées dans RaCH et CHOM sont très similaires contrairement aux parties imaginaires, du fait des valeurs différentes de ω (Fig. 3.6f).

Dans la partie de suivante, une évaluation de STREAMER basée sur des comparaisons entre les sorties du code de transfert radiatif et les observations à disposition (flux radiatif sur différents sites AMMA et mesurés à bord du Falcon 20, albédo de surface issu d'observations spatiales et aéroportée) est présentée.

3.3.4 Comparaison des flux radiatifs

Les valeurs de flux obtenues par le modèle de transfert radiatif sont comparées aux flux mesurés lors de la campagne AMMA sur différents sites au sol et à bord du Falcon 20.

Les trois sites retenus pour cette comparaison ont contribué au réseau de stations de flux mise en oeuvre au cours du programme AMMA. Il s'agit de Wankama (Niger, 13.65°N, 2.64°E), Nalohou (Donga, 9.73°N, 1.60°E) et Agoufou (Gourma, 15.34°N, 1.48°E). La comparaison est faite pour les flux LW et SW, montants et descendants. Les profils d'extinction fournis en entrée au modèle STREAMER sont issus des observations du lidar LEANDRE 2 à proximité des différents sites. La figure 3.7 montre les résultats obtenus pour la journée du 14 juin 2006.



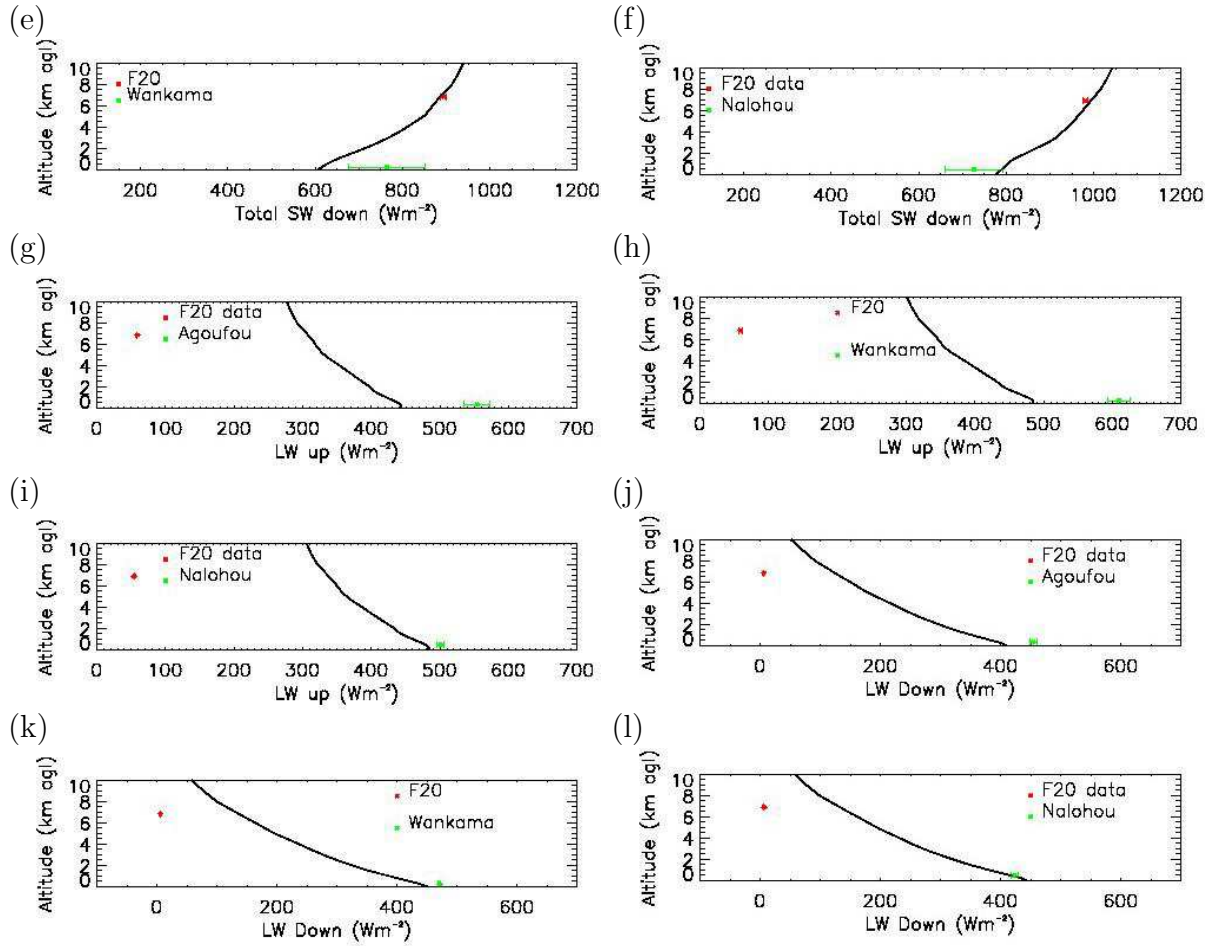


FIG. 3.7 – Flux SW diffus montant à (a) Agoufou, (b) Wankama et (c) Nalohou. Flux SW total descendant à (d) Agoufou, (e) Wankama et (f) Nalohou. Flux LW total montant à (g) Agoufou, (h) Wankama et (i) Nalohou. Flux LW total descendant à (i) Agoufou, (j) Wankama et (k) Nalohou. Les courbes noires indiquent les sorties du modèle, les symboles rouges représentent les données de fluxmètres à bord du Falcon 20 (à 7 km agl), et les symboles verts celles des stations de surface.

Cette comparaison montre un accord plus ou moins bon entre les mesures réalisées pour les trois sites pour les différents flux radiatifs. Elle met cependant en évidence un problème pour les flux LW issus des données avions (F20). Pour les longueurs d'onde visible (SW), on observe un bon accord entre les différents jeux de données utilisés et les sorties du modèles (voir Figure 3.7 a, b, c, d, e, f). Dans l'infrarouge (LW), les données en surface semblent en assez bon accord avec les sorties du modèle contrairement aux données aéroportées (voir Figure 3.7 g, h, i, j, k, l).

Ces résultats permettent de conclure que le modèle représente relativement bien les flux radiatifs, et ce malgré les différences observées avec les données aéroportées. En effet les différences de quelques $\mathrm{W\,m^{-2}}$ observées en surface, sont liées principalement à l'albédo de surface utilisé, et le fait que les sorties de modèles se situent sous la trace du Falcon

20 à des latitudes proches des sites de mesures (Agoufou, Wankama et Nolohou) mais à des longitudes plus ou moins éloignées. Les différences de flux liées aux différences de conditions de surface ont déjà été constatées dans le domaine SW par Bierwirth *et al.* (2009). La figure 3.8 présente une comparaison entre profil de flux SW montant pour l'albédo de surface caractéristique du sol près des stations de mesure de flux et pour l'albédo de surface caractérisant le sol sous l'avion. Dans le cas où le profil de flux est calculé en utilisant l'albédo de surface à l'endroit des stations, l'accord avec les mesures faites en surface et en altitude est meilleur pour le site d'Agoufou (Figure 3.8a). On observe un moins bon accord au-dessus du site de Wankama. Cependant, les valeurs modélisées en surface et en altitude sont comprises dans la barre d'erreur des observations.

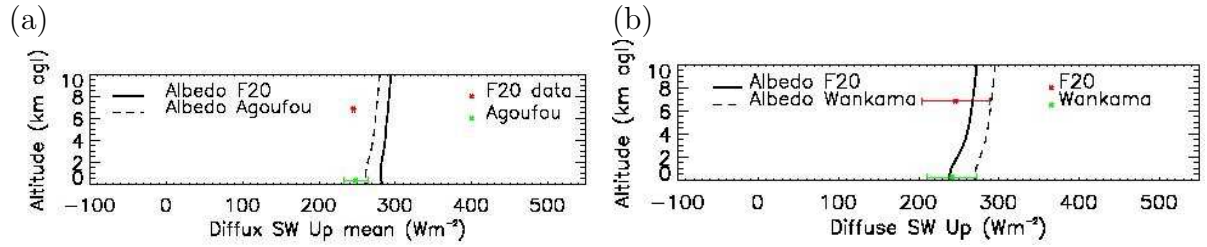


FIG. 3.8 – Flux SW montant à (a) Agoufou et (b) Wankama. Les lignes en pointillés indiquent les profils de flux calculés avec l'albédo de surface caractéristique du sol près des stations de mesure de flux. Les lignes pleines donnent les profils de flux calculés pour l'albédo de surface caractéristique du sol sous le Falcon 20 à la latitude de la station. Les symboles rouges représentent les données de fluxmètres à bord du Falcon 20 (à 7 km agl), et les symboles verts celles des stations de surface.

3.3.5 Comparaison des données d'albédo

Bierwirth *et al.* (2009) ont montré que le chauffage radiatif des aérosols dépend de la surface et donc de l'albédo, un des paramètres d'entrée du code de transfert radiatif (déterminé par les observations du satellite MODIS). La figure 3.9 montre une comparaison entre l'albédo de surface MODIS, l'albédo de surface déterminé à partir des pyranomètres aéroportés du F20 (rapport entre flux SW montant et descendant) pour le 14 Juin et celui provenant des sorties STREAMER.

Un très bon accord entre ces albédos est observé au nord de 9.5 °N (en absence de nuages bas). Au sud de 9.5 °N, STREAMER restitue deux séries de valeur d'albédo : une série caractéristique de la surface (en bon accord avec le produit MODIS qui n'est fourni qu'en air clair) et une série de valeurs plus fortes caractéristiques de l'albédo des nuages de type cumulus au sommet de la couche de mousson. L'information concernant la présence ou non d'un nuage est "fournie" au modèle sur la base d'une détection effectuée sur chacun des profils lidar utilisés en entrée du code radiatif. Au-dessus du continent (entre 6.25 et 9.5 °N), l'albédo déduit des mesures de flux aéroportés oscille entre les valeurs de l'albédo de surface et des nuages déterminées avec STREAMER. Ceci peut s'expliquer par la géométrie de la mesure du pyranomètre qui intègre les flux montant et descendant sur un angle 2π.

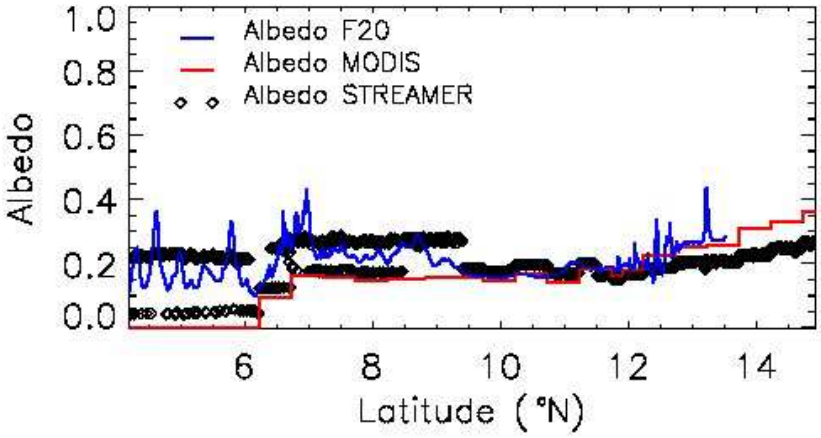


FIG. 3.9 – Albédos obtenus à partir des mesures des pyanomètres du Falcon 20 (ligne bleue), calculés dans STREAMER (symboles noirs) et obtenus par MODIS (ligne rouge).

Cette comparaison permet à la fois de valider les sorties du code de transfert radiatif et de confirmer la bonne estimation de l'albédo de surface MODIS avec les observations aéroportées de flux.

3.4 L'impact des aérosols désertiques sur les flux de courtes longueurs d'onde et de grandes longueurs d'onde

Dans la section précédente (section 3.3.4), on a montré le bon accord des sorties du modèle radiatif STREAMER avec les observations de différents sites AMMA. Dans cette section, nous présentons l'impact des aérosols sur les flux SW et LW. Pour ce faire, deux simulations sont effectuées : une simulation sans aérosols et une simulation présentant les mêmes caractéristiques d'albédo de surface, etc.. mais prenant en compte la présence d'aérosols dans l'atmosphère sur la base d'un profil d'extinction issu des observations du lidar LEANDRE 2 le 14 Juin 2006.

Les figures suivantes donnent le flux LW montant (Figure 3.10), le flux LW descendant (Figure 3.11), le flux diffus SW montant (Figure 3.12), le flux diffus SW descendant (Figure 3.13), le flux direct SW descendant (Figure 3.14), le flux total SW descendant (Figure 3.15), et le flux net (Figure 3.16) en présence et en absence d'aérosols pour deux latitudes (à 10 °N et 13 °N).
Les simulations montrent qu'en présence d'aérosols désertiques, on observe une diminution du flux infrarouge montant au-dessus de la couche d'aérosols (située entre 2 et 5 km agl). Les aérosols ont tendance à absorber le flux LW montant ce qui provoque une diminution

de ce flux à haute altitude. Cette diminution est de l'ordre de 7 $\mathrm{W\,m^{-2}}$ à 10 °N et de 10 $\mathrm{W\,m^{-2}}$ à 13 °N (Figure 3.10).

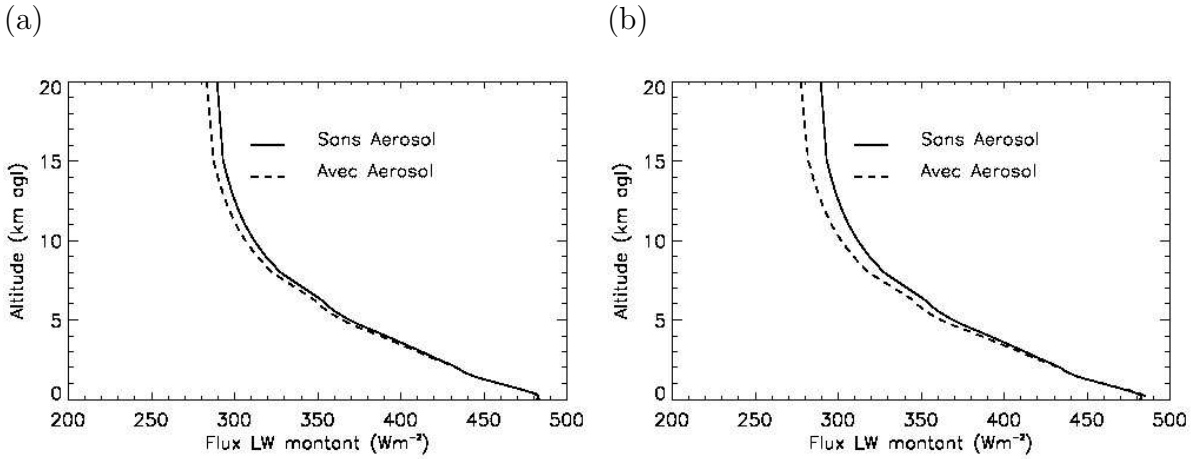


FIG. 3.10 – Flux LW montant (a) à 10 °N et à (b) 13 °N, respectivement.

L'impact des aérosols désertiques est beaucoup plus faible sur le flux LW descendant (Figure 3.11) que sur le flux montant. On observe cependant une légère augmentation de quelques $\mathrm{W\,m^{-2}}$ dans la couche d'aérosols, due à la diffusion par les aérosols.

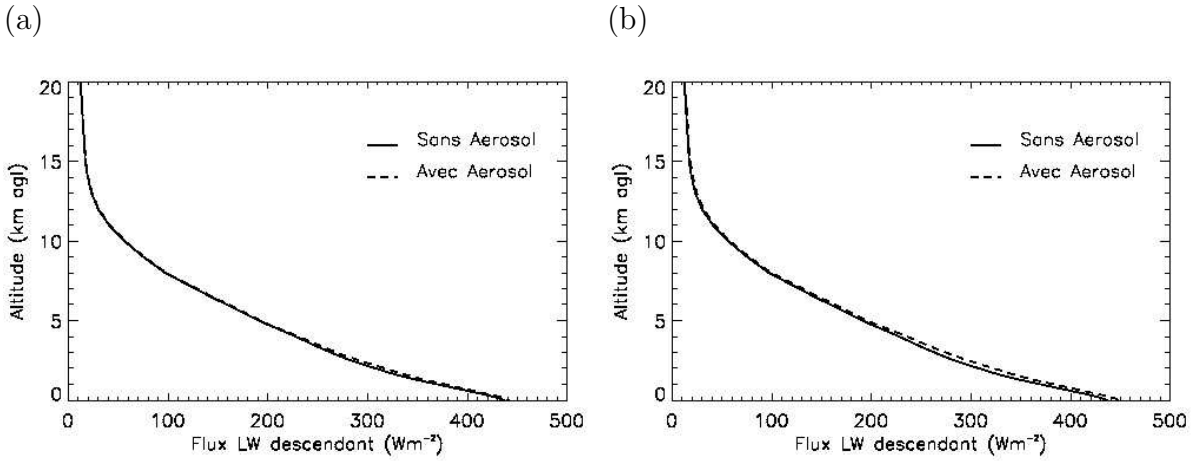


FIG. 3.11 – Flux LW descendant (a) à 10 °N et à (b) 13 °N, respectivement.

Si l'on s'intéresse maintenant aux flux SW, on se rend compte que l'impact des aérosols est très important. D'après la figure 3.12, les poussières désertiques ont pour effet de diminuer le flux solaire diffus montant, de l'ordre de 20 $\mathrm{W\,m^{-2}}$ à 10 °N et de 40-50 $\mathrm{W\,m^{-2}}$ à 13 °N sur l'ensemble de la colonne atmosphérique. Cet effet met en évidence l'absorption ou la rétrodiffusion du flux solaire montant par les aérosols.

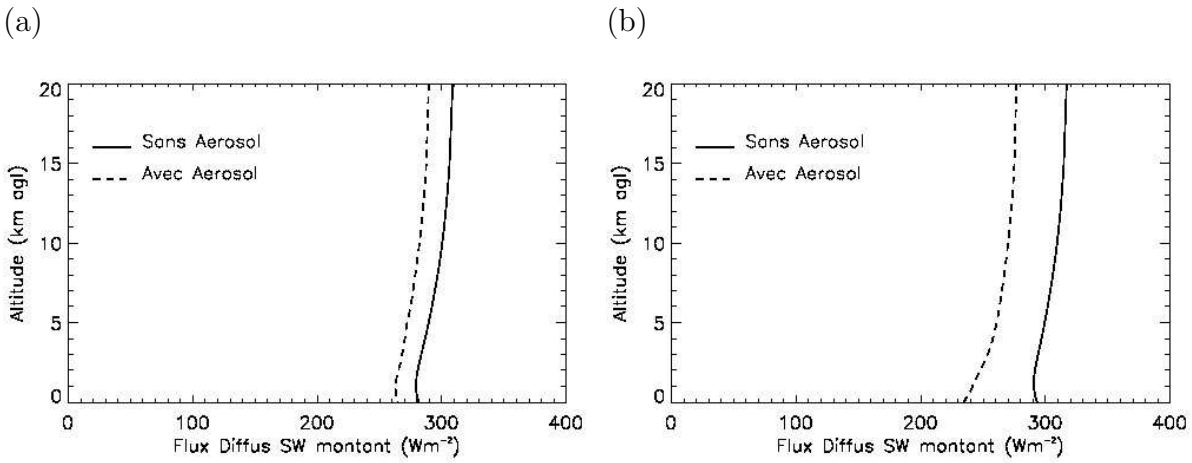


FIG. 3.12 – Flux diffus SW montant (a) à 10 °N et à (b) 13 °N, respectivement.

En ce qui concerne le flux diffus descendant, on observe également une augmentation importante en particulier dans les basses couches de l'atmosphère au niveau de la couche d'aérosols et en dessous (Figure 3.13). Cette augmentation est liée à l'augmentation du flux diffus solaire montant, par les aérosols. Elle est de l'ordre de quelques $\mathrm{W\,m^{-2}}$ à haute altitude, mais de l'ordre de 240 $\mathrm{W\,m^{-2}}$ et 460 $\mathrm{W\,m^{-2}}$ à la surface à 10 °N et 13 °N, respectivement.

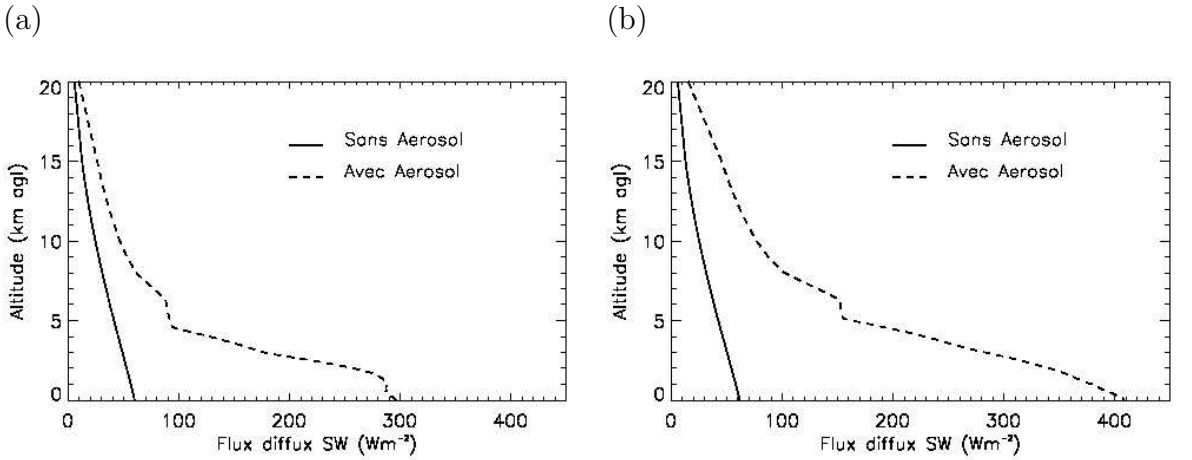


FIG. 3.13 – Flux diffus SW descendant (a) à 10 °N et à (b) 13 °N, respectivement.

Le flux solaire direct descendant (Fig. 3.14) est également fortement diminué par la présence d'aérosols. La diminution est marquée au niveau de la couche d'aérosols désertiques mais est maximum à la surface (300 $\mathrm{W\,m^{-2}}$ à 10 °N et 500 $\mathrm{W\,m^{-2}}$ à 13 °N).

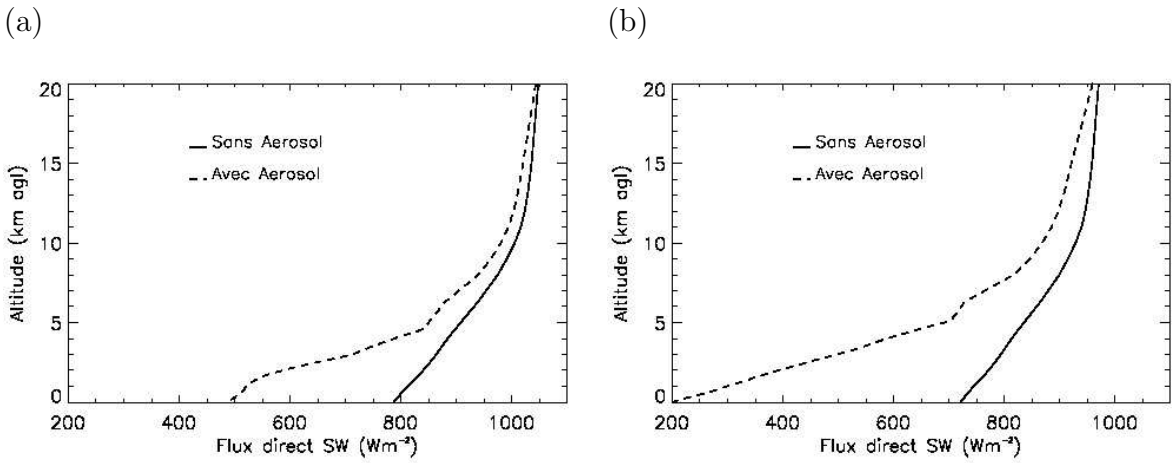


FIG. 3.14 – Flux direct SW descendant (a) à 10 °N et à (b) 13 °N, respectivement.

Enfin on observe que les aérosols ont pour effet de diminuer le flux solaire net (Fig. 3.15). Cet effet est maximum au niveau de la couche d'aérosols et augmente lorsque que l'on s'approche de la surface. On observe une diminution de l'ordre de 50 W m^{-2} à 170 W m^{-2} à la surface en présence d'aérosols à 10 °N et 13 °N, respectivement. Ainsi dans le domaine SW, cet effet favorisera un réchauffement au niveau de la couche d'aérosol et en dessous.

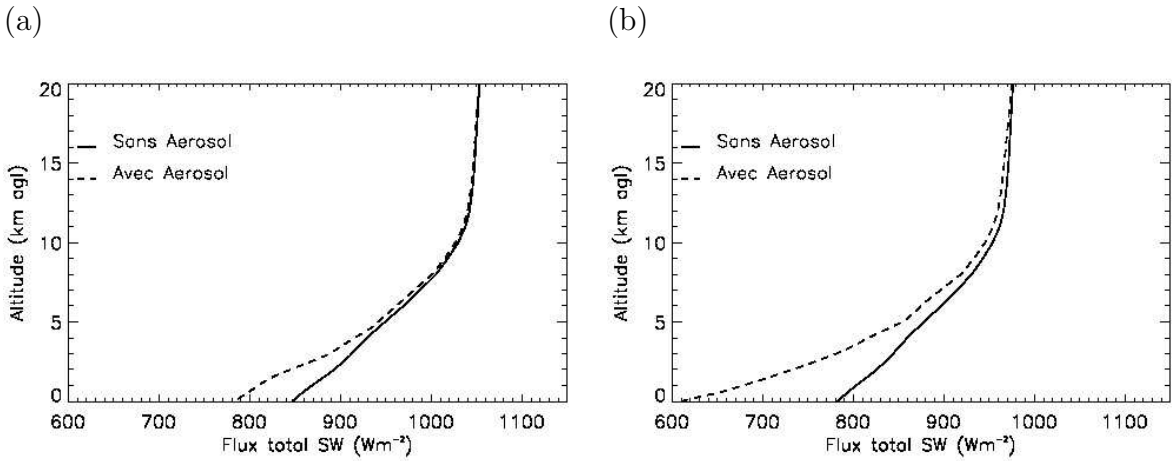


FIG. 3.15 – Flux SW net (a) à 10 °N et à (b) 13 °N, respectivement.

La figure 3.16 montre les résultats en terme de flux total (SW+LW) net. Elle met en évidence une diminution du flux net dans les basses couches de l'atmosphère en présence d'aérosols (au niveau de et sous la couche d'aérosols, i.e. entre 0 et 3 km). Cette diminution peut atteindre 45 W m^{-2} à 10 °N et 100 W m^{-2} à 13 °N. Au-dessus entre 3-4 km, on observe l'effet inverse, i.e. une augmentation du flux net.

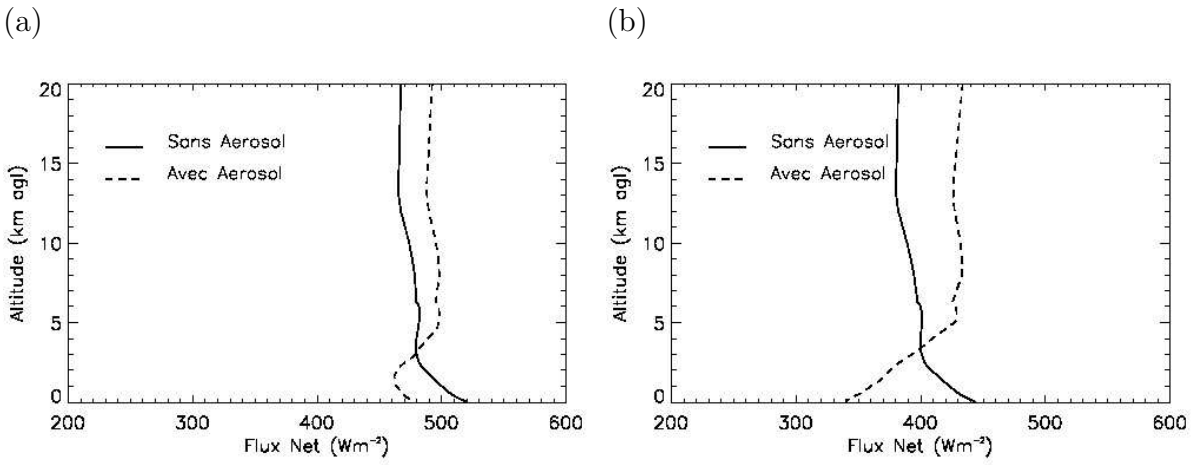
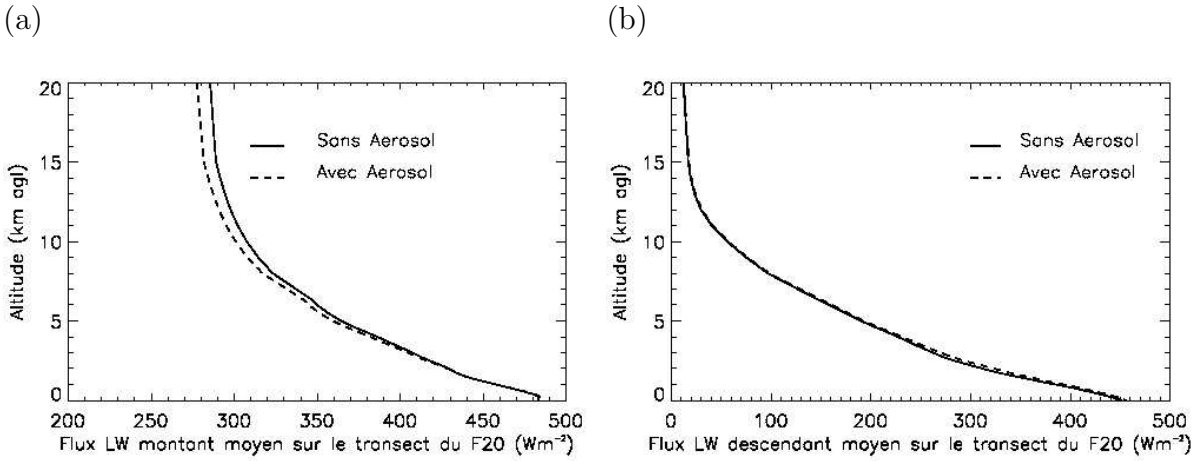


FIG. 3.16 – Flux total (LW+SW) net descendant (a) à 10 °N et à (b) 13 °N, respectivement.

En conclusion, en l'absence de nuage, la présence d'une couche d'aérosol induit un réchauffement net au niveau de la couche et en dessous, ainsi qu'un refroidissement au-dessus. En effet, une diminution du flux net est reliée à une diminution du flux total descendant, qui signifie un réchauffement de l'atmosphère et inversement.

Le même type d'étude a pu être réalisé de façon systématique le long de tout le transect de l'avion, à l'aide des données du lidar LEANDRE 2.

Les mêmes résultats que précédemment sont obtenus si on considère les profils de flux LW montants (Fig. 3.17 a), descendants (Fig. 3.17 b), les flux SW diffus montants (Fig. 3.17 c), diffus descendants (Fig. 3.17 d), directs descendants (Fig. 3.17 e), le flux total (Fig. 3.17 f) et le flux net (Fig. 3.17 g) obtenus pour chacun des profils d'extinction lidar acquis le long du transect avion entre 4 et 15 °N le 14 juin 2006.



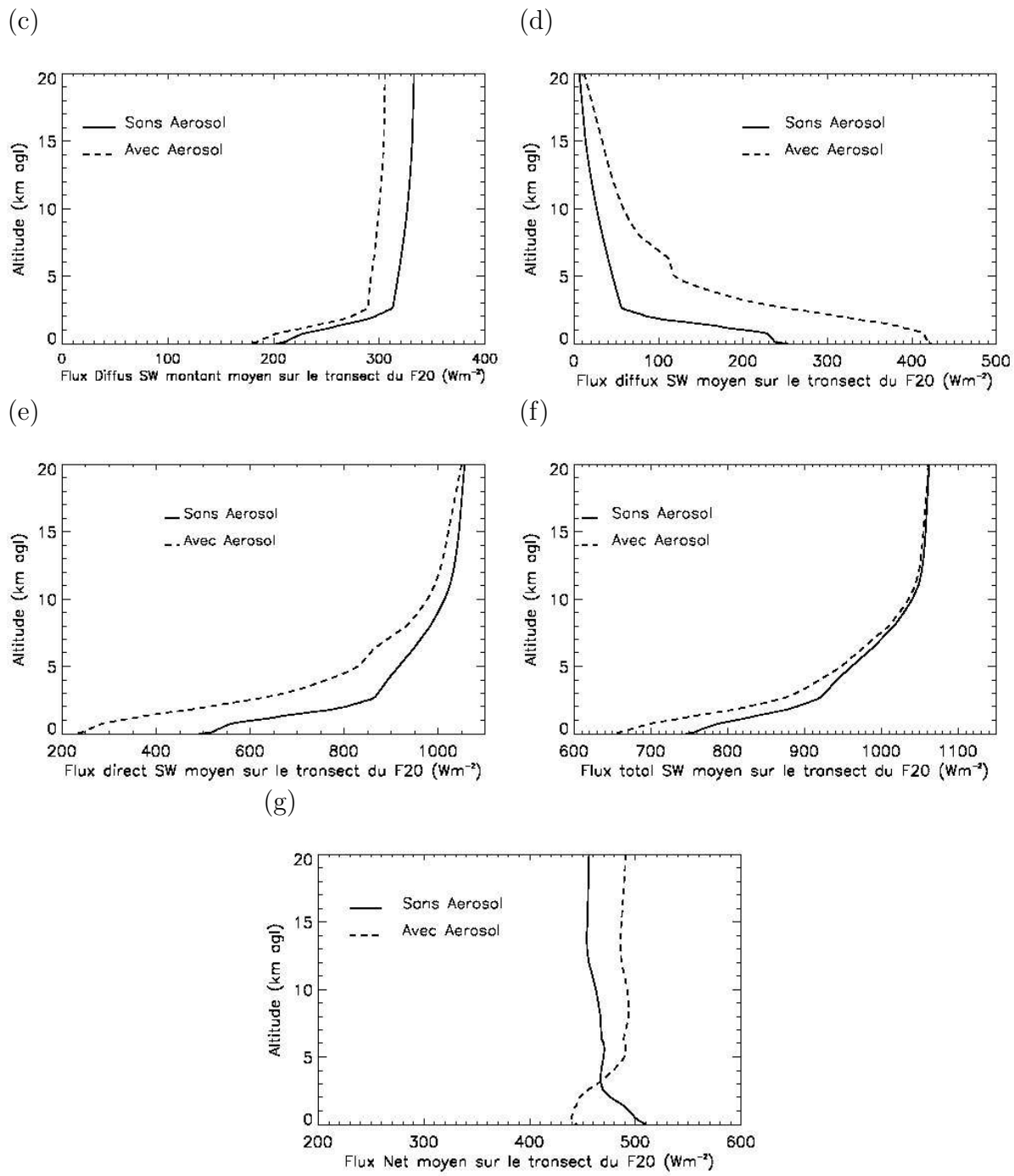


FIG. 3.17 – Flux LW montant (b), descendant (b), diffus SW montant (c), descendant (d), direct SW descendant (e), total SW descendant (f) et flux net (g) moyen le long du transect.

On observe, en moyenne, une diminution des flux directs et diffus montants et des flux SW nets (Fig. 3.17 c, e, f) et une augmentation du flux SW diffus descendants (Fig. 3.17 d). Les changements pour les flux LW (Fig. 3.17 a, b) sont beaucoup moins importants, en

moyenne, bien que non négligeables. L'effet net est de diminuer le flux net dans la couche d'aérosols (une différence de l'ordre de 65 $\mathrm{W\,m^{-2}}$ à la surface en présence et en absence d'aérosols, observé jusqu'à 4km d'altitude) et d'augmenter ce flux à haute altitude, ce qui suppose donc un réchauffement à la surface et un refroidissement au-dessus.

3.5 Forçage radiatif associé au transport de poussières

L'objectif de cette première étude est d'obtenir une bonne estimation du forçage radiatif à l'échelle régionale (dans le visible et l'infrarouge) des aérosols désertiques transportés au-dessus du Sahel. Dans ce cadre, le forçage n'est pas seulement déterminé au sol ou au sommet de l'atmosphère mais également sur l'ensemble de la colonne atmosphérique.

3.5.1 Les résultats : « Article : Radiative Heating rates profiles associates with a springtime case of Bodélé and Sudan transport over West Africa »

Dans cette section sont présentés dans un premier temps les différentes observations exploitées. Dans un deuxième temps, sont explicitées les propriétés optiques des aérosols utilisées dans le modèle. Ensuite, l'analyse des observations des 13 et 14 Juin 2006 est réalisée en incluant les conditions météorologiques. Pour finir, le chauffage radiatif dû aux aérosols est analysé et discuté. Ces résultats sont l'objet d'une publication que nous insérons ici.

C. Lemaître, C. Flamant, J. Cuesta, J.-C. Raut, P. Chazette, P. Formenti, J. Pelon (2010) : Radiative heating rates profiles associated with a springtime case of Bodélé and Sudan dust transport over West Africa, ACP, 10, 8131-8150, 2010.

Atmos. Chem. Phys., 10, 8131–8150, 2010
www.atmos-chem-phys.net/10/8131/2010/
doi:10.5194/acp-10-8131-2010
© Author(s) 2010. CC Attribution 3.0 License.

Atmospheric Chemistry and Physics

Radiative heating rates profiles associated with a springtime case of Bodélé and Sudan dust transport over West Africa

C. Lemaître[1], C. Flamant[1], J. Cuesta[2], J.-C. Raut[1], P. Chazette[3], P. Formenti[4], and J. Pelon[1]

[1]Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observation Spatiales, UMR 8190, CNRS and Université Pierre et Marie Curie and UVSQ, Paris, France
[2]Laboratoire de Météorologie Dynamique, CNRS, Ecole Polytechnique and ENS, Palaiseau, France
[3]Laboratoire des Sciences du Climat et l'Environnement, CEA, CNRS and UVSQ, Saclay, France
[4]Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques, CNRS and Université Paris Est Créteil Val de Marne/ Université Denis Diderot, Créteil, France

Received: 31 January 2010 – Published in Atmos. Chem. Phys. Discuss.: 7 April 2010
Revised: 4 August 2010 – Accepted: 26 August 2010 – Published: 1 September 2010

Abstract. The radiative heating rate due to mineral dust over West Africa is investigated using the radiative code STREAMER, as well as remote sensing and in situ observations gathered during the African Monsoon Multidisciplinary Analysis Special Observing Period (AMMA SOP). We focus on two days (13 and 14 June 2006) of an intense and long lasting episode of dust being lifted in remote sources in Chad and Sudan and transported across West Africa in the African easterly jet region, during which airborne operations were conducted at the regional scale, from the southern fringes of the Sahara to the Gulf of Guinea. Profiles of heating rates are computed from airborne LEANDRE 2 (Lidar Embarqué pour l'étude de l'Atmosphère: Nuages Dynamique, Rayonnement et cycle de l'Eau) and spaceborne CALIOP (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) lidar observations using two mineral dust model constrained by airborne in situ data and ground-based sunphotometer obtained during the campaign. Complementary spaceborne observations (from the Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer-MODIS) and in-situ observations such as dropsondes are also used to take into account the infrared contribution of the water vapour. We investigate the variability of the heating rate on the vertical within a dust plume, as well as the contribution of both shortwave and longwave radiation to the heating rate and the radiative heating rate profiles of dust during daytime and nighttime. The sensitivity of the so-derived heating rate is also analyzed for some key variables for which the associated uncertainties may be large. During daytime, the warming associated with the presence of dust was found to be between 1.5 $\mathrm{K\,day^{-1}}$ and 4 $\mathrm{K\,day^{-1}}$, on average, depending on altitude and latitude. Strong warming (i.e. heating rates as high as 8 $\mathrm{K\,day^{-1}}$) was also observed locally in some limited part of the dust plumes. The uncertainty on the heating rate retrievals in the optically thickest part of the dust plume was estimated to be between 0.5 and 1.4 $\mathrm{K\,day^{-1}}$. During nighttime much smaller values of heating/cooling are retrieved (less than $\pm 1\,\mathrm{K\,day^{-1}}$). Furthermore, cooling is observed as the result of the longwave forcing in the dust layer, while warming is observed below the dust layer, in the monsoon layer.

Correspondence to: C. Lemaître
(cyndie.lemaitre@latmos.ipsl.fr)

1 Introduction

The impact of dust on the climate system and the large uncertainties associated with the role of dust in the Earth's radiation budget are now widely recognized (e.g., Intergovernmental Panel on Climate Change , 2007). North Africa is the world's largest source of mineral dust. Satellite sensors consistently indicate that dust aerosol plumes are the most widespread, persistent and dense particulate contribution found on Earth (e.g., Prospero et al., 2002).

In the framework of the Bodélé Experiment (BodEx; Washington et al., 2006; Tegen et al., 2006), the SAharan Mineral dUst ExperiMent (SAMUM; Heintzenberg , 2009 and SAMUM 2; Weinzierl et al., 2008), and the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA; Redelsperger et al., 2006), the impact of dust aerosols on the WAM (West

African Monsoon) dynamics (most notably via the aerosol semi-direct effect, *i.e.* the impact of aerosol-induced radiative warming on dynamics and clouds life cycle) has received increasing attention. Solmon et al. (2008) have investigated the climatic impact of shortwave and longwave radiative forcing of Saharan dust on the West African monsoon and Sahel precipitation using a regional climate model. They evidenced a reduction of monsoon intensity due to dust surface cooling, as well as an elevated heat pump effect in the higher troposphere induced by the dust diabatic warming. Heinold et al. (2008) have studied the mineral dust radiative effects and the feedbacks on the Saharan boundary layer meteorology by means of regional dust simulations for a one-week period in May 2006 using the regional dust model system LM-MUSCAT. They suggested that mineral dust modifies the stratification of the atmosphere and induce baroclinity. Saharan dust that crosses periodically the Atlantic between 1000 and 5000 m is also thought to play a role on the genesis and the evolution of tropical cyclones as suggested in recent studies (Dunion and Velden , 2004; Evan et al. , 2006).

Recently, Flamant et al. (2009) have investigated the structure of a dust plume travelling across West Africa with the African Easterly Jet (AEJ) during a major springtime dust event from the Bodélé region and Sudan using airborne lidar and dropsonde measurements, in June 2006. They hypothesized that the dust could impact on the radiation budget in the AEJ region and the structure of the AEJ itself (most notably via the aerosol semi-direct effect). Transport of massive amounts of dust in the AEJ from remote eastern sources such as the Bodélé depression in northern Chad or the sources in west Sudan could impact on the atmospheric stratification in the AEJ region and, in turn, modify the properties of the AEJ itself, thereby possibly modifying the West African weather at the synoptic scale.

The objective of the paper is to provide reliable estimates of the heating rate profiles at the regional scale (in both the short- and long-wave part of the spectrum) associated with the dust transported over the Sahel that can, in turn, be used to assess the impact of dust on the dynamic of the AEJ and African easterly waves. As a first step towards improved knowledge of the impact of the dust transported from the Saharan sources in the AEJ on the WAM dynamics, we aim at computing dust radiative heating rate over the Sahel and Sudanian (i.e. sub-Sahel) regions, using a combination of novel remote sensing measurements and a radiative code. Based on a similar approach, Raut and Chazette (2008) have shown the benefit of using high vertical resolution measurements from lidar to assess precise aerosol-related radiative forcing, especially in the case of multi-layered aerosol plume.

The present study is conducted on 13 and 14 June 2006 on a dust event observed over Benin and Niger which originated from the Bodélé depression and from West Sudan (Flamant et al., 2009). Dust-related heating rate profiles are computed for a variety of atmospheric and surface conditions using high spatial resolution lidar measurements acquired from both airborne and space-borne platforms as well as the radiative code STREAMER (Key and Scheiger , 1998) in which we have implemented specific parameters representative of the area studied. This period was selected for several reasons: firstly, it occurred during a persistent large-scale transport episode of dust across West Africa (9–15 June 2006). Secondly, numerous airborne data (both in situ and remote sensing observations) were collected during the AMMA Special Observing Period (SOP, Lebel et al., 2010; June–September 2006). Thirdly, the airborne observations on 14 June were acquired at the time of and close to an A-Train overpass (including observations from the Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations – CALIPSO – among others, see Sect. 2).

This paper is divided into six sections. Observations and related instruments are presented in Sect. 2, as well as flight operation. We introduce in Sect. 3 the radiative code and the optical properties of dust used. Sect. 4 deals with the analysis of the case studies of 13 and 14 June 2006, including meteorological conditions in which data were taken. Radiative impact is analyzed and results are discussed in Sect. 5, before concluding in Sect. 6.

2 Data sources

2.1 Ground-based observations

We also use observations of aerosol single scattering albedo (SSA) and asymmetry factor (g) at 441, 674, 869 and 1018 nm derived from sun-photometer measurements acquired within the framework of the Aerosol Robotic Network (AERONET). The SSA is defined as the ratio of the scattering coefficient to the aerosol extinction coefficient (AEC). The parameter g is defined as the intensity-weighted average cosine of the scattering angle (the angle between incident light and scattering direction). The value of g ranges between -1 for entirely backscattered light to $+1$ for entirely forward scattered light. The level 2.0 (cloud-screened) data from stations distributed over the Sahelian region, namely Banizoumbou (Niger; 13.54° N, 2.66° E), and the sub-Sahel, namely Djougou (Benin; 9.76° N, 1.6° E) and Ilorin (Nigeria; 8.32° N, 4.34° E) are used (see Fig. 1). Given that the AODs are larger than 0.5 at 440 nm in the present case, the uncertainty on the SSA is on the order of 0.03 (Dubovik et al., 2000).

The irradiance measurements obtained from three ground-based stations deployed during AMMA, namely Wankama (Niger, 13.65° N, 2.64° E), Agoufou (Mali, 15.34° N, 1.48° E) and Nalohou (Benin, 9.73° N, 1.60° E) have been used for direct comparison with the irradiances derived from the radiative model (see Sect. 3 for details). Only comparisons with the station of Wankama are presented in this paper. Downward and upward shortwave irradiances in Wankama were obtained from a Kipp and Zonen's CM3

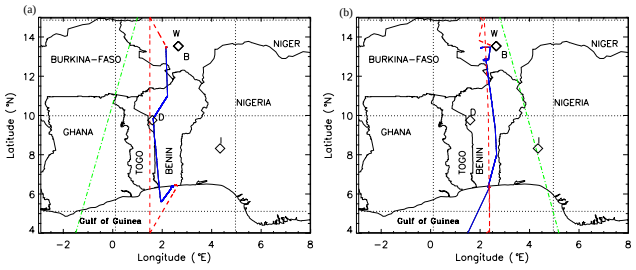


Fig. 1. SAFIRE F/F20 (red dashed line) and ATR-42 (solid blue line) flight on 13 June **(a)** and and 14 June **(b)** 2006. Overlain are the CALIPSO tracks (green dash-dotted lines) at 01:37 UTC on 13 June and 14:00 UTC on 14 June 2006. I, D, B and W correspond to the location of the Ilorin, Djougou, Banizoumbou AERONET stations and Wankama AMMA station, respectively.

ISO-class, thermopile pyranometer (spectral response: 0.3–2.8 µm) while longwave irradiances were obtained from a CG3 pyronometer using a PT100 TRD sonde (spectral response: 5.0–50 µm).

2.2 Airborne data

During the AMMA SOP (Special Observing Period) 1a (June 2006, see Lebel et al., 2010), the Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement (SAFIRE) operated two research aircrafts, namely the Falcon 20 (F/F20) and the ATR 42. On 13 June 2006, the two aircraft flew for a coordinated north south land-atmosphere-ocean interaction mission over Benin, between Niamey (Niger) and Cotonou (Benin). In the afternoon of 14 June 2006, the two aircrafts flew between Cotonou and Niamey.

The aerosol vertical distribution together with the atmospheric dynamics and thermodynamics properties were documented at the regional scale using the airborne lidar LEANDRE 2 (Bruneau et al., 2001; Flamant et al., 2007) and dropsonde measurements along the meridian transects performed at 1.5° E on 13 June and between 2.15° E and 2.5° E on 14 June, spanning from 15° N to 4° N (Fig. 1). The F/F20 was flying at 8000 m above mean sea level (m.s.l.). Operations were conducted between 1130 and 13:30 UTC, and 13:00 and 15:00 UTC, on 13 and 14 June, respectively. Twelve dropsondes were released on 13 June and one on 14 June. Dropsonde data were processed with the Atmospheric Sounding Processing Environment software.

LEANDRE-derived AEC profiles (at 730 nm) were obtained from the total attenuated backscatter coefficient (TABC) profiles, via a standard lidar inversion technique (Fernald et al., 1972; Fernald , 1984), with a vertical resolution of 15 m and a horizontal resolution of roughly 500 m. This inversion technique relies on the proportionality of the aerosol backscatter coefficient (ABC) and the AEC, *i.e.* $ABC(z) = BER \times AEC(z)$, BER being the aerosol backscatter-to-extinction ratio and z the altitude. We consider that the BER is constant with altitude (e.g., Welton et al., 2000) and we use a value of 0.02 sr^{-1}, which is a climatological value for dust (Omar et al., 2009) interpolated lineary at 730 nm between values provided at 532 nm (0.024 sr^{-1}) and 1064 nm (0.018 sr^{-1}). The molecular backscatter coefficient profiles used in the inversion procedure were obtained from dropsonde-derived pressure and temperature measurements. In the lidar inversion, multiple scattering effects may be considered by introducing a so-called multiple scattering factor η ($0 \leq \eta \leq 1$) to account for the reduction of the effective aerosol extinction coefficient $\eta AEC(z)$ (e.g., Nicolas et al., 1997). In the case of dust particles, this effect can be neglected ($\eta \approx 1$) for airborne lidar measurements (Ackermann et al., 1999), since the volume of air sampled by the lidar beam is sufficiently small (note that the laser footprint on the ground is ≈ 3.5 m wide). Because of the uncertainties on the value of the BER, the sensitivity of dust-related heating rates will be conducted thereafter (see Sect. 5).

Downward and upward shortwave irradiances at the altitude of the aircraft were obtained from an Eppley PSP pyranometer (spectral response: 0.285-2.8 µm) while downward and upward longwave irradiances were obtained from an Eppley PIR pyrgeometer (spectral response: 4-45 µm). These measurements will be for direct comparison with the surface albedo and the irradiances derived from the radiative model (see section 3 for details).

The dust aerosol optical and radiative properties, as well as their vertical distribution were documented in situ in the lower troposphere using the AVIRAD aerosol sampling system (Formenti et al., 2010). It consists in an isoaxial and isokinetic inlet whose 50% passing efficiency has been estimated at 9 µm in diameter (Formenti et al., 2010). At the cruise speed of the ATR-42 (100 ms^{-1}) the delivered flow rate is 350 Lm^{-1}. This allows connecting the inlet to multiple instruments in parallel. Seven straight sampling lines depart from the inlet to provide: (i) straight-levelled run averaged measurements of the particle absorption coefficient at 370, 470, 520, 590, 660, 880 and 950 nm (aethalometer model AE31, Magee Sci.), (ii) high-temporal resolution (1 s) measurements of the particle scattering and backscattering coefficients at 450, 550 and 700 nm (nephelometer model 3596, TSI Inc.); (iii) number size distribution between 0.3 and 20 µm in diameter (optical particle counter model 1.108, GRIMM), (iv) size-segregated aerosol composition and mass concentration by impactor sampling (4-stage Dekati impactors) and (v) bulk aerosol composition and mass concentration by on-line filter sampling on Nuclepore membranes. The in situ scattering and absorption coefficients and the number size distribution were used to (i) evaluate the relevance of the aerosol model used in the STREAMER radiative code (aerosol single scattering albedo and asymmetry factor), and (ii) to validate the lidar extinction coefficient retrievals performed for both LEANDRE 2 and CALIOP. State-of-the-art correction factors were applied to the scattering, backscattering and absorption coefficient measurements (Anderson

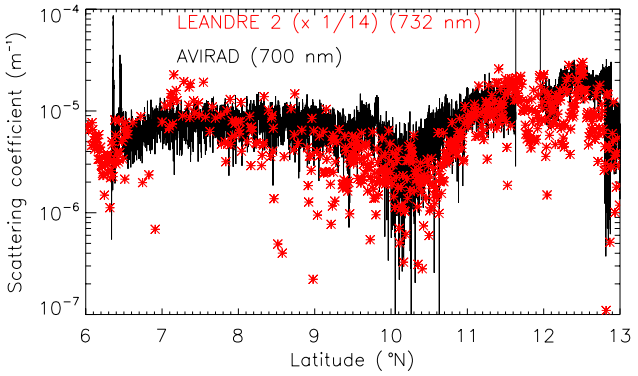


Fig. 2. Aerosol scattering coefficient at 730 nm derived from LEANDRE 2 (between 0 and 180°) at 700 m m.s.l. (red symbols) and aerosol scattering coefficient derivd from AVIRAD (between 90 and 180°) at 700 nm (black solid line). LEANDRE 2 data are divided by a factor of 14 with respect to the AVIRAD data (see text for details).

and Ogren , 1998; Weingartner et al., 2003). Size correction of GRIMM data depends on the effective aerosol refractive index, and can result in important modifications in the position of the size bins, in particular when the aerosol is absorbing (Collins , 2000). However, when this is not determined in a robust way, the correction itself can induce important errors. Nonetheless, we have performed Mie calculations using the refractive index estimated by Voltz (1973) and Grams et al. (1974) (also see Sect. 3) at 780 nm (1.53–0.008i and 1.53–0.0012i, respectively) to calculate the correction factor to be applied to the GRIMM nominal diameters. The correction factor is important, up to a factor of 2 for particles larger than 4.5 µm in diameter. As a consequence, the asymmetry parameter g increases of 6% independently of the wavelength.

Only data collected during straight and leveled runs at constant altitudes above mean sea level were considered and north of 10° N). In particular, the data used in this paper were collected whilst the aircraft was flying at 700 m.s.l., that is, very close to the ground. Over the two entire straight and leveled runs considered in this paper the air flow through the instrument was $11.3\pm0.4\,\mathrm{L\,min^{-1}}$ (13 June) and $10.7\pm0.1\,\mathrm{L\,min^{-1}}$ (14 June). This variability has been taken into account when estimating the errors affecting the measurements.

On 13 and 14 June, the ATR42 flew patterns at a constant altitude of 700 m.s.l. (see Fig. 1), i.e. in the monsoon layer for the most part. It also performed two soundings, on both days and at both ends of the flight track (i.e. in the vicinity of Niamey and Cotonou), in which case it sampled the dust layer originating from the Bodélé depression as well as Western Sudan and subsequently transported with the AEJ across West Africa and over Benin.

Figure 2 shows a comparison between the LEANDRE-derived scattering coefficient (at 730 nm) and the AVIRAD-derived scattering coefficient at 700 nm at an altitude of 700 m m.s.l. For the comparison, the lidar-derived scattering coefficient is divided by a factor of 14 (the reason for this is explained below). The LEANDRE-derived scattering coefficient (between 0 and 180 °) is computed as the product of the AEC by the SSA, after screening most cloudy profiles. The SSA value used here is derived from the AVIRAD observations along the legs of interest. By construction, the AVIRAD scattering coefficient is obtained between 90 and 180°. The ratio between the scattering coefficient between 0 and 180 ° and the scattering coefficient between 90 and 180 ° was computed using Mie theory for spherical particles based on AVIRAD observations and two dust aerosol models (described at length in Sect. 3). This ratio was found to be equal to 12 in one case and 16 in the other case, thereby yielding a value of 14±2. Hence, the scattering coefficient derived from LEANDRE 2 is expected to be on the order of 14 times that derived from AVIRAD.

When modeling the aerosols as non spherical shapes rather than spherical particles, small differences were found between the results from the Mie model with spherical particles and Mishchenko T-matrix code (Mishchenko et al., 1996) using prolate and oblate particles uniformly distributed over all the possible aspect ratios centered around 1 (1% error on the SSA and the extinction coefficient). Mishchenko et al. (1996) suggested that this phenomenon can occur when large numbers of randomly orientated particles in the sampling chamber are averaged, leading to a smaller error than for individual particle counting. It may be also due to the uncertainties in our measurements, especially of size distribution, and the lack of knowledge on dust morphology.

As shown in Fig. 2, the scattering coefficient derived from AVIRAD and from LEANDRE (divided by 14) exhibit similar fluctuations as a function of latitude, with a minimum between 10.1 and 10.3° N. Provided that a reduction by a factor of 14 is applied to the lidar data to account for the different observation geometry of the instruments, a very good agreement is found in terms of the scattering coefficient obtained with LEANDRE 2 and AVIRAD. This is an indication of the coherence between the two datasets.

2.3 Space-borne observations

2.3.1 Aerosol distribution

The regional distribution of dust aerosols was described using three complementary satellite products. First, the Ozone Monitoring Instrument (OMI) daily Aerosol Index (AI) product was used. Second, aerosol optical depth (AOD) fields were obtained from the Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) AQUA collection 005 over vegetated surfaces, and the MODIS/AQUA Deep Blue Collection 005 over desert surfaces (MOD08 product). Third, the vertical distribution of the aerosols was documented using the space-borne lidar CALIOP (Winker et al., 2007) onboard the CALIPSO satellite. The three instruments are embarked

on platforms (namely AQUA, CALIPSO and AURA for MODIS, CALIOP and OMI, respectively) that are part of what is now commonly referred to as the A-Train, and view the same scene within a few minutes. The A-train orbit overpasses West Africa twice a day, once during the daytime (between 12:30 and 14:30 LST – local standard time) and once during the nighttime (between 00:30 and 02:30 LST), and has a revisit time period of the same orbit of 16 days (Stephens et al., 2002).

The lidar CALIOP provides vertical profiles of atmospheric reflectivity (at 532 nm and 1064 nm) allowing the retrieval of the vertical distribution and the optical and radiative properties of aerosols and thin clouds. It has been previously used to study desert aerosols in the framework of AMMA program (e.g., Cuesta et al., 2008; Flamant et al., 2009; Kim et al., 2009). The CALIOP-derived reflectivity at 532 nm was analyzed along 2 overpasses (on 13 June around 01:39 UTC, 14 June around 13:20 UTC, see Fig. 1 for the position of the tracks).

We have computed CALIOP-derived AEC profiles (at 532 nm) using a standard inversion procedure as described in Sect. 2.2, and CALIOP TABC profiles (level 1B version 2 products) with a vertical resolution of 60 m and a horizontal resolution of roughly 12 km. The molecular backscatter coefficient profiles used in the inversion procedure were obtained from molecular density profiles extracted from the National Centers for Environmental predictions (NCEP) analyses along CALIPSO tracks. We use a constant BER profile with altitude yielding a value of $0.024\,\mathrm{sr}^{-1}$ at 532 nm (Omar et al., 2009). Since the laser beam of CALIOP samples a rather large volume of air (the footprint at the ground is 90 m wide), we have to account for multiple scattering effects associated with dust ($\eta \leq 1$). Following the Monte-Carlo simulations of Young et al. (2008) and Berthier et al. (2006), we used a η profile increasing exponentially from 0.65 at the layer top, 0.87 below 500 m above ground level (a.g.l.) and to 0.95 at the ground, as in Cuesta et al. (2009) and Messager et al. (2010).

2.3.2 Cloud properties

The presence of clouds underneath an aerosol layer can significantly modify the heating rates due to aerosols. Johnson (2003) has shown that presence of absorbing aerosol in stratocumulus-capped boundary layers led to large positive semi-direct radiative forcing, opposite in sign to the conventional direct forcing. For cumulus conditions, the semi-direct forcing was much smaller. Johnson et al. (2004) work on semi-direct effect of aerosol evidenced cooling at the top of the atmosphere whenever absorbing aerosol resided above the cloud layer. When aerosols were located at the same level as the cloud, Johnson et al. (2004) show that this resulted in a strong heating.

Hence, cloud properties are necessary to estimate the effect of clouds. MODIS-derived cloud properties were also used as input to the STREAMER radiative code in order to compute aerosol radiative heating rate above the shallow cumulus clouds commonly observed at the top of the monsoon layer over the southern half of Benin. The MODIS cloud product (MYD06 L2 collected from the AQUA platform) combines infrared and visible techniques to determine both physical and radiative cloud properties in the daytime as well as the nighttime. Daily global Level 2 data are used in this study, namely cloud phase (ice vs. water), effective droplet radius, and cloud optical thickness. These variables are available at 1-km resolution. Cloud top temperature, height, effective emissivity and phase as well as cloud fraction are also used and available at 5-km resolution. For the sake of homogeneity, 1-km resolution data were averaged to form $5\times5\,\mathrm{km}^2$ pixels.

2.3.3 Earth surface characterization

The radiative heating rate of aerosols depends on the reflectivity of the underlying surface as shown in Bierwirth et al. (2009). As the albedo can vary significantly along a given track (ranging from 0.2 near the Gulf of Guinea coast region to almost 0.4 over parts of the Sahara), the evolution of the MODIS-derived albedo along the F/F20 and CALIPSO tracks was taken into account for the computation of the aerosol radiative heating rate profiles. In addition to the AOD and cloud properties related products, MODIS-derived surface albedo retrievals were also used in this study as input to the STREAMER radiative code. The MODIS albedo products (MCD43C3) used in this paper are the directional hemispherical reflectance (black-sky albedo) and bihemispherical reflectance (white-sky albedo). The MCD43C3 product contains 16 days of data provided in a level-3 data set projected to a $0.05\,^\circ\times0.05\,^\circ$ grid. Both Terra and Aqua data are used to obtain this product, providing the highest probability for quality input data. The average of the black-sky albedo and white-sky albedo is provided as an input to STREAMER. The standard deviation on the albedo corresponding to the area of interest is about 0.025.

Figure 3 shows a comparison of the MODIS surface albedo with the surface albedo determined from the airborne pyranometers onboard the F/F20 as the ratio of the upward to the downward shortwave irradiances on 14 June. A very good agreement between the two is observed north of 9.5° N. South of 9.5° N, the differences are related to the presence of cumulus type clouds at the top of the monsoon layer that can be observed in the airborne irradiances, while the MODIS albedo is derived from cloud-screened scenes. It is worth noting, that the albedo of cumulus clouds never exceeds 0.4, as inferred from the airborne measurements.

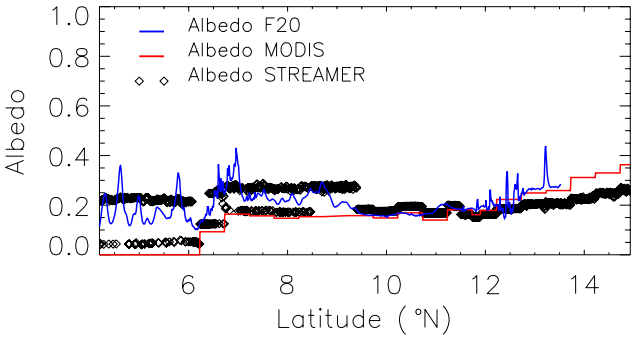


Fig. 3. Surface shortwave albedo from MODIS (red line) derived along the F/F20 flight track on 14 June 2006. Superimposed are the total effective albedo (accounting for the surface, aerosol and clouds) obtained from shortwave downwelling and upwelling airborne irradiances (blue line) and from STREAMER-simulated irradiances (dark diamonds).

3 The radiative code

Vertical profiles of aerosol radiative heating rate over West Africa are quantied using the radiative transfer code STREAMER (Key and Scheiger , 1998; Key et al., 1998). STREAMER is a flexible code developed to compile radiances or irradiances for various atmospheric and surface conditions. Calculations are made using a 2 stream scheme with a discrete ordinate (DISORT) solver. Upward and downward irradiances (i.e. shortwave, longwave and net irradiances, see Eq. 1), cloud radiative effect (cloud forcing), and heating rates (HRs) can be computed over 24 shortwave bands (0.28 to 4 µm) and 105 longwave bands (4 to 400 µm).

The net irradiance can be written as:

$$F_z = F^{\downarrow}_{\mathrm{dir},z} + F^{\downarrow}_{\mathrm{diff},z} - F^{\uparrow}_{\mathrm{diff},z} - F^{\uparrow}_{\mathrm{em},z} \quad (1)$$

where $F^{\downarrow}_{\mathrm{dir},z}$ is the direct downward irradiance, $F^{\downarrow}_{\mathrm{diff},z}$ is the diffuse downward irradiance, $F^{\uparrow}_{\mathrm{diff},z}$ is the diffuse upward irradiance, $F^{\uparrow}_{em,z}$ is the upward emitted irradiance and z is the altitude.

In the present study, the radiative forcing (i.e. heating or cooling) is calculated from a pair of STREAMER simulations, *i.e.* as the difference between a dust-laden and a dust-free simulation (see Eq. 2). The total radiative forcing in the shortwave (longwave) part of the spectrum is computed as the integral of the forcing over the 24 (105) bands.

The radiative forcing is given by:

$$\Delta F = F_{d,z} - F_{o,z} \quad (2)$$

where $F_{d,z}$ and $F_{o,z}$ are the net irradiance in the presence of dust and without dust, respectively.

Heating/cooling rates are computed for each layer, and are based on finite difference estimates of the irradiance divergence at each pair of levels (Eq. 3):

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = -\frac{g}{C_p}\frac{\Delta F}{\Delta p} \quad (3)$$

where T is temperature (K), t is time (s), g is gravitational acceleration (ms^{-2}), C_p is the specific heat of dry air ($\mathrm{J\,K}^{-1}\,\mathrm{kg}^{-1}$), F is the net all-wave flux ($\mathrm{W\,m}^{-2}$), and p is the pressure (Pa). The gravitational acceleration is computed for each level from an empirical relationship derived for a standard atmosphere. Computations are begun at the top of the atmosphere. Layer heating/cooling rates are converted to degrees per day and are listed with the level that is their top. Therefore the surface level has a value of zero.

The aerosol optical properties (SSA, g and the AEC) can be user defined. These parameters (especially the SSA) are critical, and one should note that these parameters are very sensitive to the mineral composition of dust and size distribution (Sokolik and Toon , 1999) and need adjustment to retrieve representative forcings (Balkanski et al., 2007). We have considered here two aerosol models in order to provide an estimate of the dispersion associated with the heating rate retrievals depending on the chosen aerosol model (see section 5.2). The models of SSA and g were selected for their overall agreement with the data available on this case (airborne data and sun-photometers) in the visible. They are specified as a function of wavelength (Fig. 4).

The first dust model corresponds to the dust model prescribed in STREAMER, but modified following the study of Raut and Chazette (2008) in the visible part of the spectrum (between 0.2 and 0.7 µm) to account for the ultra-violet-visible complex refractive index of dust particles observed in this part of Africa. This was determined from lidar measurements onboard an ultra light aircraft and the AERONET sunphotometer-derived size distributions gathered in Niamey during AMMA (January–February 2006). In this model, the SSA, the asymmetry parameter and the AEC between 0.7 and 40 µm are prescribed according to the aerosol complex refractive index published by Voltz (1973). This model is here on referred to as the RaCH model. The second model chosen is the more general Alfaro I model detailed in Chomette (1999) and Alfaro et al. (1998). Chomette (1999) derived the asymmetry parameter, SSA and AEC using a Mie model for spherical particles based on the refractive index of Voltz (1973) in the infrared (0.7 to 40 µm) and that of Grams et al. (1974) in the visible (0.2 to 0.7 µm). This model is referred to as the CHOM model in the following. Observations used in model RaCH have been made during the winter season, and aerosol properties may then be different from the ones observed in summer, as their origin may not be the same. The two selected models correspond to different compositions which are expected to induce a difference larger than the real one.

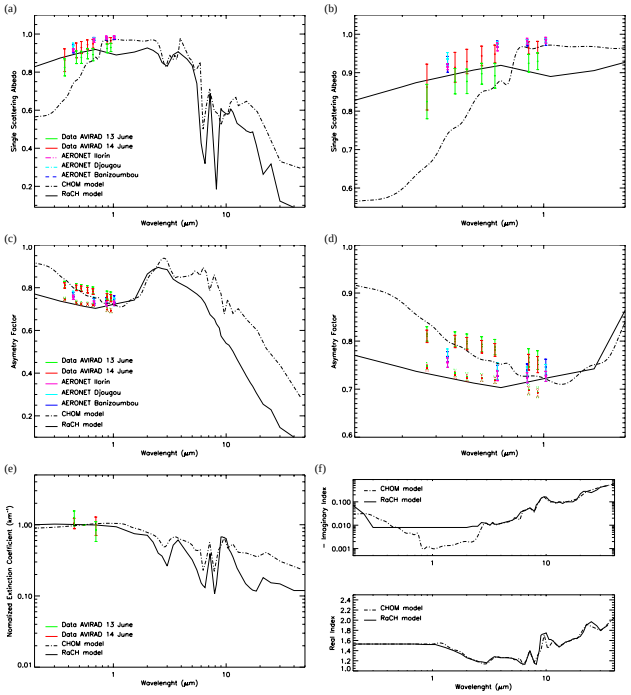


Fig. 4. Aerosol optical properties from the RaCH model (black solid line) and CHOM model (black dashed line) as a function of wavelength: single scattering albedo **(a)**, asymetric factor **(c)**, extinction coefficient normalized at 550 nm **(e)** and refractive index **(f)** used for STREAMER. The red and green symbols correspond to the measurements made by the AVIRAD aerosol sampling device during the 13 and 14 June 2006 ATR-42 flights. AERONET retrievals are in purple (Ilorin), light blue (Djougou) and dark blue (Banizoumbou). **(b)** as in (a) but zoomed between 0.2 and 2 µm. **(d)** as in (c) but zoomed between 0.2 and 2 µm.

The single scattering albedo from the CHOM is seen to be greater (lower) with respect to the RaCH model at wavelength greater (lower) than 0.7 µm (Fig. 4a, b). From Fig. 4b it is obvious that sun-photometer data are in better agreement with the RaCH model (resp. the CHOM model) for wavelength shorter (resp. larger) than 0.7 µm, thereby indicating the weakly absorbing nature of the dust aerosols sampled over the AERONET sites in Niger, Benin and Nigeria. The columnar SSAs derived from AERONET are ranging from 0.91 at 441 nm to 0.98 at 1018 nm. The AVIRAD derived SSA values exhibit more dispersion than their sun-photometer counterparts, especially on 14 June 2006. On 13 June, airborne SSA values are around 0.83, evidencing the presence of weakly absorbing aerosols. On 14 June, SSA values are greater and exhibit a larger dispersion than on 13 June. It is worth noting that AVIRAD-derived SSA values are consistently showing better agreement with the model exhibiting the largest SSA. In conclusion, it appears that the aerosols in RaCH are likely too absorbing across the visible spectrum. Likewise, the aerosols in CHOM are too absorbing below 0.8 µm and are in good agreement with observations between 0.8 and 1.1 µm.

The asymmetry factor from the two models is found in broad agreement between 1 and 2 µm, while it is seen to be underestimated in the RaCH model with respect to the CHOM model for the remaining part of the spectrum considered here (Fig. 4c, d). Between 0.3 and 1 µm, the sun-photometer derived asymmetry factor values are between the curves associated with the two models (Fig. 4d). Two series of asymmetry factor values were obtained from the AVIRAD data, based on the refractive index of the two models at 780 µm (see Sect. 2). AVIRAD-derived observations are found in good agreement with the asymmetry factor of both models. Little difference was observed between asymmetry factor values on 13 and 14 June, for a given model. They range between 0.72 and 0.82, in agreement with the values of Saha et al. (2008) and Raut and Chazette (2008).

Figure 4e shows the spectral evolution of the modeled AEC (normalized at 550 nm), together with the AVIRAD measurements available in the visible. The normalized AEC in the RaCH model is underestimated (overestimated) with respect to the CHOM model for wavelengths larger (smaller) than 550 nm. AVIRAD data are in broad agreement with the modeled AEC. Finally, the real refractive indices used in RaCH and CHOM are very similar but imaginary parts are not, reflecting SSA differences (Fig. 4f).

Gaseous absorption by water vapour, carbon dioxide, ozone, and oxygen is computed following Tsay et al. (1989). The model runs with an emissivity of 0.90 for desert surfaces (Ogawa et al., 2004) and of 0.85 for the oceanic surfaces. The spectral reflectance is taken according to Tanre et al. (1986) for desert and from Briegleb et al. (1986) for oceanic surfaces. Profiles of atmospheric temperature, water vapor, and pressure need to be prescribed as inputs to the STREAMER simulations.

For the surface albedo a built-in spectral albedo model prescribed in STREAMER is used, but it is scaled by a user-specified visible albedo determined using MODIS data for the surface types present. The surface albedo models available in SREAMER are based on either modeled or observed data in the literature. Sand data are from Tanre et al. (1986). Spectral albedos for grass, dry grass and deciduous forest were taken from the ASTER Spectral Library v1.0 CD (California Institute of Technology, 1988).

4 The 13–14 June 2006 case study

4.1 Synoptic conditions during the dust event

During the 9–12 June period, i.e. 2–4 days before the airborne observations over Benin, strong northeasterly Harmattan winds were seen in the European Centre for Medium-range Weather Forecast (ECMWF) analyses over the Niger-Chad-Sudan sector of the Sahara (not shown). These winds

were the primary driver of dust emission in this sector, known to hold some of the most productive dust sources in West Africa, notably the Bodélé depression (in Chad) and the Sudanese sources in the May–July period. The ECMWF analyses at 925 hPa show strong winds, in the form of a north-easterly low-level jet, to the east of West Sudan at 00:00 UTC during the 9–13 June period (Flamant et al., 2009). Similarly, strong north-easterly low level winds were also observed between the Tibesti and Ennedi mountains in Chad, and over the Bodélé depression at 00:00 UTC. It is now well established that dust emission from the Bodele (and also over Sudan in this case) are related to the downward transfer of momentum from the nocturnal low-level jet to the surface due to turbulent mixing after solar heating commences each day (Todd et al., 2008).

The transport patterns of dust from eastern Saharan sources towards the southwest in this case have been described by Flamant et al. (2009). In particular, they have highlighted the role of the inter-tropical discontinuity and the Darfur Mountains in injecting the aerosols from Bodélé and Sudan, respectively, over the monsoon flow, and in the AEJ region.

4.2 Regional distribution of aerosol from 9 to 13 June 2006

The temporal evolution of the dust load over the Bodélé region and over Sudan has been investigated by Flamant et al. (2009) using daily MODIS Deep Blue AODs between 9 June and 15 June 2006. They show that over the Bodélé region, the dust load exhibited a decrease from 2.6 to 0.65 between 9 and 13 June, while over Sudan the dust load increased between 9 and 12 June (from 0.70 to 1.1), and decreased afterward. As noted by Flamant et al. (2009), the aerosol load appears to be advected westward between 9 and 14 June (not shown).

Figure 5a shows the regional distribution of AOD on 13 June. The dust transport from the Eastern dust sources across West Africa with the AEJ is seen in the form of an elongated band of high AOD values (>1 at 550 nm) extending from Sudan to Senegal between roughly 5° N and 18° N. The dust load over Benin on 14 June (0.5–1.2) was observed to be smaller than on 13 June (1.5–1.6) (Fig. 5b). This is in agreement with Flamant et al. (2009) who have shown that in Djougou, AERONET-derived AOD values at 440 nm (675 nm) decreased from 1.12 (1.06) at midday on 13 June to 0.72 (0.66) at midday on 14 June.

4.3 Vertical distribution of dust over Benin on 13 and 14 June

The two-dimension cross-sections of TABC (AEC) retrieved from LEANDRE 2 along the F/F20 flight track on 13 June and 14 June are shown in Fig. 6a and c (Fig. 6b and d), respectively.

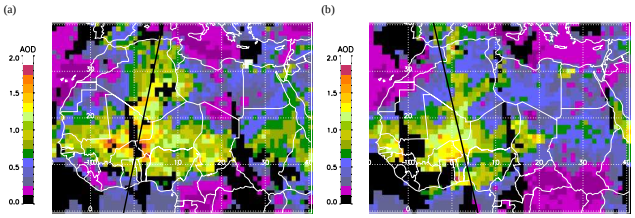


Fig. 5. MODIS-derived AOD *at 670 nm* over West Africa from 13 June **(a)** to 14 June **(b)** 2006 with CALIPSO tracks (black line).

On 13 June, LEANDRE 2 measurements evidenced the presence of an extended and thick dust plume spanning from north of Niamey (15° N) to the Benin coastline (6° N) (Fig. 6b). The depth of the plume was of the order of 3 km, while the height of the top of the plume was observed to increase with latitude. In connection with the presence of the monsoon flow, smaller reflectivity values were observed below the dust plume along the entire transect, because of the much lower aerosol content to which the lidar is sensitive. South of 11° N, over the continent, cumulus clouds were observed below the dust plume which marked the top of the monsoon layer. They are characterized by large AEC values, in excess of 0.5 km^{-1} In some instances, these clouds were observed to penetrate the dust plume (e.g. between 8 ° and 9° N). The dust plume over Benin and Niger is characterized by values in excess of 0.15 km^{-1}. Values larger than 0.4 km^{-1} are also seen in the vicinity of Niamey (from 12.5 to 15° N), between 2.5 and 3.5 km m.s.l.

On 14 June, north of 6.5° N, the LEANDRE 2-derived AEC along the transect exhibits lower values than on the previous day above the monsoon flow (Fig. 6d). The largest AEC values on this day are on the order of 0.15 km^{-1}. The latitudinal structure of the altitude of the plume top on 14 June was very similar to that observed on 13 June. However, it was observed to extent further south. Also, north of 10° N, the AEC was observed to exhibit much less vertical variability. Numerous cumulus clouds were also observed at the top of the monsoon layer over the southern part of the transect. As pointed out by Flamant et al. (2009), the reduction of the dust load between 13 and 14 June is essentially related to the fluctuations of the dust emissions over the source regions 2 to 4 days prior to the airborne measurements over Niger and Benin. The comparison between the LEANDRE-derived AODs (obtained after integration of the AEC in the dust plume using a BER of 0.20 sr^{-1}) and the MODIS AODs at 670 nm along the F/F20 track the 14 June 2006, without clouds, is shown in Fig. 5e. MODIS AODs are consistent with lidar AODs in the plume. It is observed that the latitudinal trend in MODIS AODs is more marked to the South. The lower lidar AODs are partly explained by the larger wavelength.

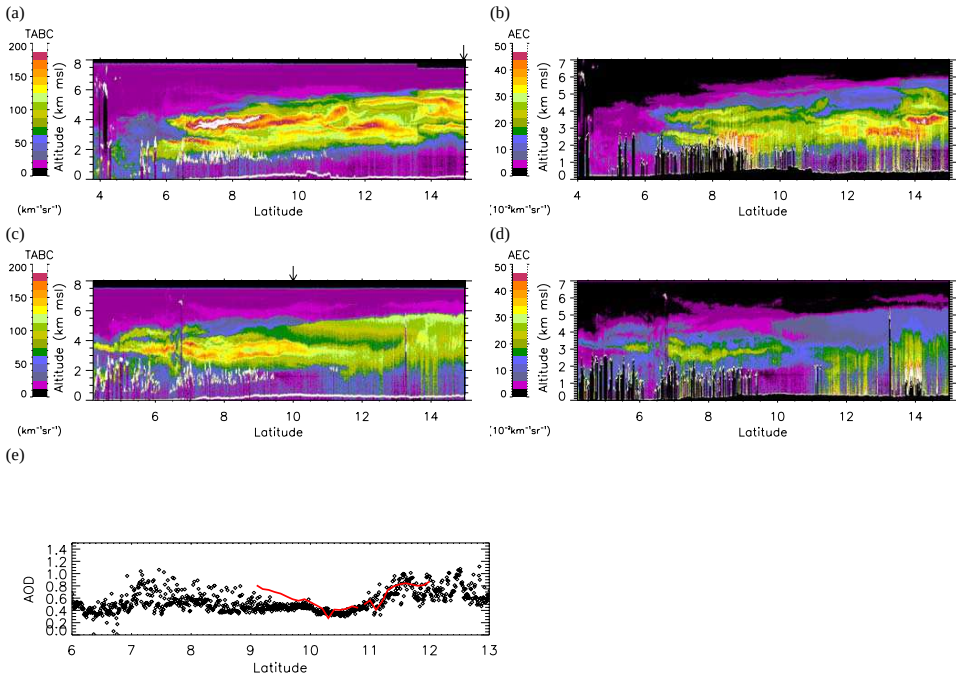


Fig. 6. LEANDRE-derived total attenuated backscatter coefficient (TABC) and LEANDRE-derived aerosol extinction (AEC) on 13 June (**a** and **b**, respectively) and 14 June (**c** and **d**, respectively). Clouds appear as areas with high TABC (white) above regions characterized by reduced TABC (blanks in AEC) as a result of attenuation between the cloud top and ground. **(e)** Aerosol optical depth from LEANDRE 2 at 730 nm (diamonds) and MODIS at 670 nm (solid red line).

5 Radiative impact

A series of STREAMER simulations were performed on 13 and 14 June 2006, to quantify radiative forcing profiles of dust aerosols according to the latitude (between 6° N to 15° N) between the vegetated coast and the dry Sahel. HRs were computed indifferently in cloud-free conditions and in the presence of low-level clouds, in spite of the fact that STREAMER might not be able to account for three-dimensional effects induced by clouds. This choice was motivated by the fact that the liquid water content associated with the cumulus clouds was rather small (on the order of 0.05 gm^{-3}, see below) and that the albedo associated with these clouds is comprised between 0.2 and 0.4 (Fig. 3). Ultimately, the relevance of this approach was assessed by the fact that, at a given altitude, coherent HRs were obtained for contiguous profiles, independently of the presence of cumulus type clouds.

First, STREAMER simulations are performed for each airborne and space-borne lidar-derived AEC profile to infer the radiative forcing (i.e. heating or cooling) associated with the dust-laden atmosphere. In addition to the lidar-derived AEC profiles, profiles of temperature, pressure and water vapour mixing ratio as well as surface albedo have to be provided. MODIS-derived surface albedo (0.05 ° resolution) was linearly interpolated along the F/F20 and CALIPSO tracks so that one albedo value is associated with a given AEC. In the case of the presence of a low-level clouds, such as the cumulus clouds seen in the lidar observations at the top of the monsoon layer (Fig. 6), the radiative forcing is computed at the level of the cloud layer and above the cloud top height, accounting for the cloud properties as derived from MODIS (see Sect. 2.3.2). We have used average cloud properties as representative of cumuli over southern Benin. The following MODIS-derived values have been used as characteristic of the cloud properties in the region of interest: the cloud optical thickness in the visible is taken as 7.25 (±6.63), the cloud particle effective radius is set to 7.74 (±3.80) µm and the liquid water concentration is equal to 0.051 (±0.045) gm^{-3}. We only consider low-level liquid-water clouds (high-level or even mid-level clouds being almost always above the aerosol plume). The cloud top temperature is determined from the MODIS-derived cloud top pressure and a prescribed temperature profile. The cloud thickness is computed in STREAMER using the values of optical thickness, effective radius and water concentration. In the case of elevated clouds such as towering cumuli reaching the top of the aerosol layer (see for instance at 13.3° N in Fig. 6a and b) the profile is discarded altogether. There are very few such cases in the LEANDRE 2 data. Similarly, elevated clouds (such as cirrus clouds) associated with nearby convective systems were often observed with CALIPSO. In the cases also, the contaminated profiles are discarded altogether. Finally, the profiles of temperature, pressure and water vapour mixing ratio

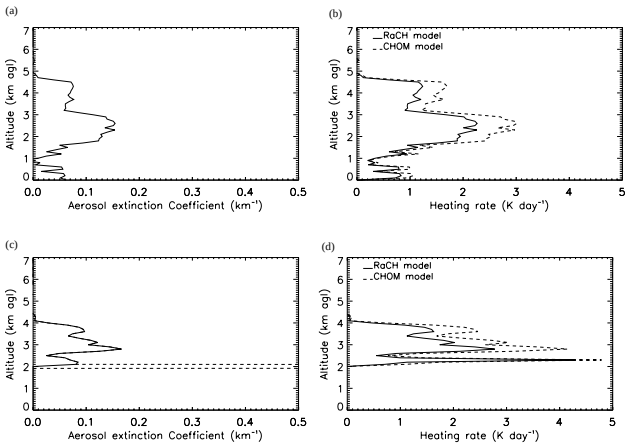


Fig. 7. LEANDRE-derived AEC profiles at 10° N **(a)** in cloud-free conditions and 5° N **(c)** in cloudy conditions, and corresponding heating rate (HR) **(b, d)** for the 14 June. Dashed line in (c) corresponds to location of the cloud top as derived from LEANDRE 2 measurements.

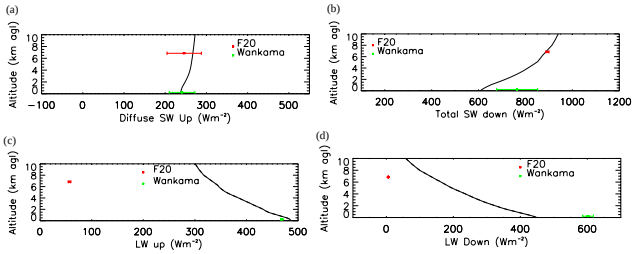


Fig. 8. Comparison between irradiances profiles derived from STREAMER (black solid line) obtained at the location of the Wankama station and at the time of the F/F20 overpass on 14 June. The data from the F/F20 are in red and data from the Wankama station are in green: upward shortwave **(a)** downward shortwave **(b)**, upward longwave **(c)** and downward longwave **(d)**.

profiles needed to compute the radiative forcing from the CALIOP data are from NCEP analyses and are provided for each CALIOP profile. On the other hand, we have used dropsonde measurements to characterize the lower troposphere and compute the radiative forcing. STREAMER simulations on 13 June are performed using average temperature, pressure and water vapour mixing ratio profiles computed from the profiles obtained from the 13 dropsondes released on that day. STREAMER simulations on 14 June are performed using the temperature, pressure and water vapour mixing ratio profiles obtained from the single dropsonde released on that day. As discussed in the next section, radiative forcing in these cases was only marginally sensitive to the temperature, pressure and water vapour mixing ratio profiles.

Figure 7 shows an example of an AEC retrieved from the LEANDRE 2 measurements in cloud-free conditions over Benin at 10° N (Fig. 7a) and the corresponding vertical profile of radiative heating obtained from STREAMER using the RaCH model and CHOM model (Fig. 7b). In this example, the dust layer traveling the AEJ region is essentially comprised between 1.8 and 4.8 km a.g.l. Below, the AEC decreases and is minimum around 1 km a.g.l., and increases in the monsoon layer. Furthermore, the examination of the spectral dependence of the in situ measured scattering coefficient show that mineral dust was indeed dominant north of 10° N. Figure 7 also shows an example of an AEC profile retrieved from LEANDRE 2 in the presence of low-level clouds over the Gulf of Guinea at 5° N (Fig. 7c) and the corresponding vertical profile of radiative heating obtained from STREAMER using the RaCH model and CHOM model (Fig. 7d). In the present case the altitude of cloud is 2.3 km m.s.l..

The AEC profile shown in Fig. 7a was obtained using a BER of 0.02 sr^{-1}, and the heating rate profiles (Fig. 7b) were obtained using a visible surface albedo of 0.20, a temperature profile derived from the dropsonde released on 13 June at 10° N, a mean ozone column of 320 Dobson, and over a vegetated surface. This profile is referred to as the reference profile in the following. The maximum heating rate of about 2.3 K day^{-1} is obtained at the altitude where the dust plume exhibits the largest AEC values (i.e 3 km m.s.l.) for RaCH model and about 3 K day^{-1} with CHOM model. Satheesh et al. (2002) evidenced a dust-related heating rate between 0.4 and 1.2 K day^{-1} over northern Africa (10–20° N; 20–30° E) and southern Africa (10–20° S; 20–30 ° E) using direct observation of solar radiation in the shortwave part of the spectrum. From Fig. 7a and b, it is quite obvious that the heating rate increases as AEC increases, even in the monsoon layer.

The AEC profile shown in Fig. 7c was obtained using a BER of 0.02 sr^{-1}, and the heating rate profiles (Fig. 7d) were obtained using a cloud optical thickness in the visible of 7.25, a cloud physical thickness of 45 m, a cloud particle effective radius of 7.74 µm, a liquid water concentration equal to 0.051 g m^{-3}, a temperature profile derived from the dropsonde released on 13 June at 10° N, and a mean ozone column of 320 Dobson. This profile is referred to as the reference profile in cloudy conditions in the following. In these conditions, the heating rate just above the cloud layer can reach 4.3 K day^{-1} (RaCH model) and 4.8 K day^{-1} (CHOM model) for an AEC of 0.08 km^{-1}, while lower heating values are obtained in cloud-free conditions at higher altitude where the AEC reaches 0.17 km^{-1} (2.8 and 3.2 K day^{-1} for the RaCH and CHOM models, respectively). This is found in agreement with the large-eddy model based results of Johnson et al. (2004) who evidenced the strongest heating rates to be located in the vicinity of clouds. In the case, nonlinear effects are evident in the immediate vicinity of the clouds, and the strongest heating rates are obtained for significant but yet moderate AEC values.

5.1 Comparison of irradiances and surface/cloud albedo from the model with measurements

To assess the performance of STREAMER, a comparison was made between irradiances obtained at the location of the Wankama station and at the time of the F/F20 overpass on 14 June. The upward and downward shortwave and longwave irradiances profiles obtained from the LEANDRE 2 data using STREAMER are compared to near surface irradiance values (Wankama station) and irradiance values at the altitude of the F/F20 (Fig. 8). The instruments have similar spectral responses as described in Sect. 2, which are also close to longwave and shortwave spectral intervals defined in STREAMER (see Sect. 3). The comparison was conducted for diffuse upward shortwave irradiances (Fig. 8a), total downward shortwave irradiances (Fig. 8b), upward longwave irradiances (Fig. 8c) and downward longwave irradiances (Fig. 8d).

In the shortwave spectrum, a good agreement is seen between simulations and observations, exception made of the near surface total shortwave irradiance (Fig. 8b). In the longwave spectrum, the agreement between the STREAMER simulations and the observations are not as good, exception made of the near surface upward irradiances (Fig. 8d).

The surface/cloud albedo computed with STREAMER from each LEANDRE 2 profiles along the F/F20 track on 14 June is shown in Fig. 3. In cloud-free conditions, good agreement is found with MODIS surface albedo, as expected, since STREAMER uses a built-in albedo model scaled to MODIS visible albedo. Good agreement is also found with the albedo derived from airborne measurements. In the presence of cumulus type clouds, good agreement is found between STREAMER simulations and the albedo derived from airborne measurements, particularly between 6 and 9.5° N (*i.e.* over land).

5.2 Sensitivity studies

In this section we conduct a series of sensitivity studies to (i) the surface albedo, (ii) type of soil (vegetated or rather dry), (iii) aerosol backscatter-to-extinction ratio, (iv) ozone content, (iv) temperature and water vapor mixing ratio profiles, as well as (v) cloud microphysical, optical and structural properties, in order to evaluate the potential sources of uncertainties in the radiative forcing results presented above. The sensitivity analyses are conducted using the AEC profiles shown in Fig. 7a (cloud-free conditions) and Fig. 7c (low-level cloud conditions), and for the RaCH aerosol model. The sensitivity is also quantified in terms of uncertainty profiles (in $\mathrm{K\,day^{-1}}$), which are computed as the difference between the reference profile (shown in Fig. 7b and d) and sensitivity profile.

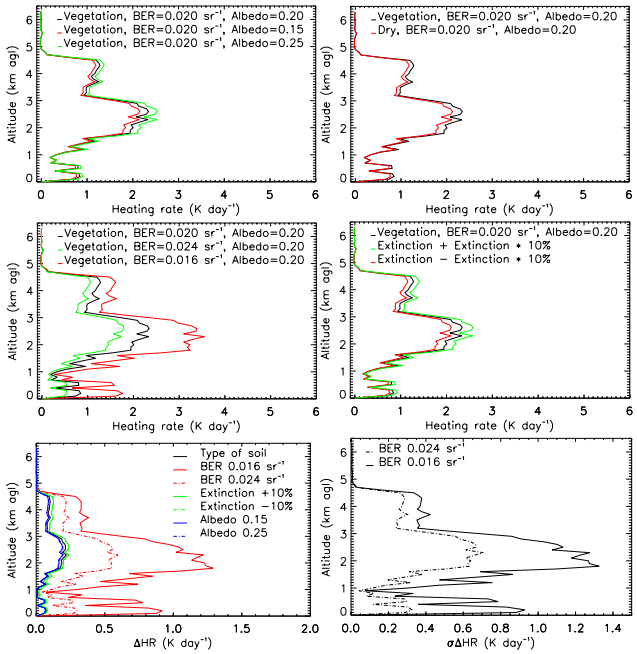


Fig. 9. Sensitivity of the LEANDRE-derived heating rate profile at 10° N on 14 June to: **(a)** surface albedo **(b)** type of soil, **(c)** dust BER and **(d)** lidar AEC. Uncertainties (in $\mathrm{K\,day^{-1}}$) for each of the previous variables are shown in **(e)**. Uncertainties are computed with respect to reference profile shown in Fig. 7a and using the RaCH model. The total uncertainty on the HR, taken as the sum of the quadratic errors of all variable previously shown are shown in **(f)**: the dashed line corresponds to the minimum total uncertainty and the solid line corresponds to the maximum total uncertainty (see text for details).

5.2.1 Cloud-free conditions

The first sensitivity test was conducted on surface albedo. The MODIS albedo error is estimated to be on the order 0.03 (Roman et al., 2010). As shown by Fig. 3, a maximum albedo variability of 0.05 is observed per 0.5 ° in latitude. So three values of surface albedo have been used to test the sensitivity of HRs to albedo: 0.20 (reference profile), 0.15 and 0.25. While changing the albedo from 0.15 to 0.25 (all other variables remaining constant), the HR profile is only slightly modified and is shifted towards higher values as albedo increases (Fig. 9a). A surface albedo increase means that more radiation is reflected by the surface. The outgoing radiation leaving the surface also interacts with dust layer which increases the overall absorption. This result is in agreement with Heintzenberg et al. (1997), Satheesh et al. (2002) or Raut and Chazette (2008). As a result, an error of 20% (0.20 ± 0.05) on the albedo leads to an error of $0.2\,\mathrm{K\,day^{-1}}$ on the HR in the part of the plume exhibiting the largest AEC (and smaller elsewhere) and an error in the monsoon layer less than about $0.1\,\mathrm{K\,day^{-1}}$ (Fig. 9e).

The sensitivity of the heating rate retrievals to the type of surface was also investigated by performing a STREAMER simulation with the surface characterized as vegetation and another with a soil characterized as dry (all other variables being identical). The radiative impact of dust is strongest above vegetated (darker) surfaces (Fig. 9b) consistently with the change in albedo discussed previously. The difference between the surface type leads an error on the order of $0.2\,\mathrm{K\,day^{-1}}$ on the heating rate profile in the aerosol layer and a slightly smaller error in the monsoon layer (Fig. 9e).

Profiles issued from dropsondes released on 13 June every 2° along the Niamey-Cotonou transect were used to compute the heating rates at 10° N on 14 June. The sensitivity of the heating rate retrievals to the temperature, pressure and water vapor mixing ratio profiles were found to be negligible, except below the dust layer where it is very small between 0 and $0.2\,\mathrm{K\,day^{-1}}$ (not shown).

Concerning ozone, HR profiles were found not to be sensitive to the total column (not shown). The sensitivity was tested for a value of 280 Dobson.

We also have tested the sensitivity of the HR profiles to the BER value. As stated in Sect. 2.2, a value of $0.02\,\mathrm{sr^{-1}}$ was selected for the inversion of the LEANDRE 2 data, while a value of $0.024\,\mathrm{sr^{-1}}$ (modulated by a factor accounting for multiple scattering and ranging between 0.95 and 0.65) was chosen for the inversion of the CALIOP data (Sect. 2.3.1). Recent studies evidenced that that BER variations associated with dust in this region of the globe are generally less than 20% (Wandinger et al. (2010), Omar et al. (2009)). Hence, we have analyzed the sensitivity of the LEANDRE 2-derived HR to an error of $\pm 0.004\,\mathrm{sr^{-1}}$ on the BER values, i.e. for BER values ranging from 0.016 to $0.024\,\mathrm{sr^{-1}}$. An increase of the BER leads to a decrease of HR values throughout the profile (Fig. 7c). The error resulting from uncertainties on the BER can be as high as $1.7\,\mathrm{K\,day^{-1}}$ in the optically thickest part of the dust plume, in agreement with the results of Berthier et al. (2006). The error in the monsoon layer, i.e. below the dust plumes ($\approx 1\,\mathrm{K\,day^{-1}}$), are found to be larger than those in the upper, optically less thick, part of the plume ($\approx 0.6\,\mathrm{K\,day^{-1}}$).

Finally, the error on the dust HR associated with an uncertainty of 10% on the aerosol extinction coefficient profile retrieved from lidar measurements was taken into account. Dust HR increases with AEC as shown by Fig. 9d. The maximum error is located in dust layer and is on the order of $0.25\,\mathrm{K\,day^{-1}}$.

Figure 9e shows the expected uncertainties on the HR profile associated with the error sources identified above. The largest uncertainties (or ΔHR) are related to errors on the BER, all other variables remaining equal. The same uncertainty is found on the HR whether a +10% or a -10% error is considered for the extinction. The same is true also when one considered an albedo of 0.15 or 0.25.

The total uncertainty on the HR values, taken as the sum of the quadratic errors related to the type of soil, the albedo, the BER and the extinction, can be written as:

$$\sigma_{\Delta \mathrm{HR}} = [(\mathrm{HR_{alb0.15}} - \mathrm{HR_{alb0.20}})^2 + (\mathrm{HR_{dry}} - \mathrm{HR_{vegeted}})^2 + (\mathrm{HR_{BER}}0.020 \pm 0.004 - \mathrm{HR_{BER}}0.020)^2 + (\mathrm{HR_{ext10}} - \mathrm{HR_{ext}})^2]^{1/2}$$

In all cases, the total uncertainty is computed with respect to the reference profile. Because the uncertainty is mainly sensitive to the BER value, two profiles are shown in Fig. 9f : a profile corresponding to the minimum total uncertainty and a profile corresponding to the maximum total uncertainty. Figure 9f evidences that the uncertainty in the thickest part of the plume was between 0.6 and $1.3\,\mathrm{K\,day^{-1}}$, and less than that in the upper part of the plume. These values were also found to be representative of the average total uncertainties computed along the entire F/F20 transect while only considering cloud-free lidar profiles.

5.2.2 Cloudy conditions

We have tested the sensitivity of the HR profiles to the BER values, as in the previous section. As observed for the cloud-free profiles, increased BER values lead to decreased heating rate values throughout the profile (Fig. 10a). Resulting uncertainties are comprised between 0.5 and $1.1\,\mathrm{K\,day^{-1}}$ in the optically thickest part of the dust plume (Fig. 10e). As in cloud-free condition, HR profiles were found not to be sensitive to the total column values prescribed in STEAMER (not shown).

The sensitivity of HR profiles to the cloud radiative, optical and structural properties were then tested for: (i) cloud physical thickness (Fig. 10b), (ii) cloud optical depth (Fig. 10c), and (iii) cloud particle effective radius (Fig. 10d). Heating rates profiles were found to be insensitive to water concentration (not shown). Sensitivity tests were made based on the standard deviation of the MODIS-derived clouds properties.

The influence of the cloud physical thickness on the heating rate profiles is mainly located in the immediate vicinity of the cloud layer (Fig. 10b, e). The maximum of HR in the cloud is found to be stronger for the shallower cloud (i.e. 10 m). The maximum is found to be located higher because the reference of physical thickness is at the top of the cloud. The error relative to the reference value (45 m) is null in most of the aerosol layer (Fig. 10e) and is more important in the lower part of the plume, in the cloud layer. Large uncertainties on the HR are obtained for very shallow clouds ($3.6\,\mathrm{K\,day^{-1}}$).

The sensitivity of the HR profiles to the cloud optical thickness values is analyzed next for extreme values ranging from 1 to 14.95 (Fig. 10c). An increase of the optical thickness leads to an increase of heating rate values throughout the profile. Important errors are also found at the bottom of the dust layer, in the vicinity of the cloud top. They are smaller for optically thicker clouds ($0.2\,\mathrm{K\,day^{-1}}$ for an optical depth of 14.95 versus $2\,\mathrm{K\,day^{-1}}$ for an optical depth of

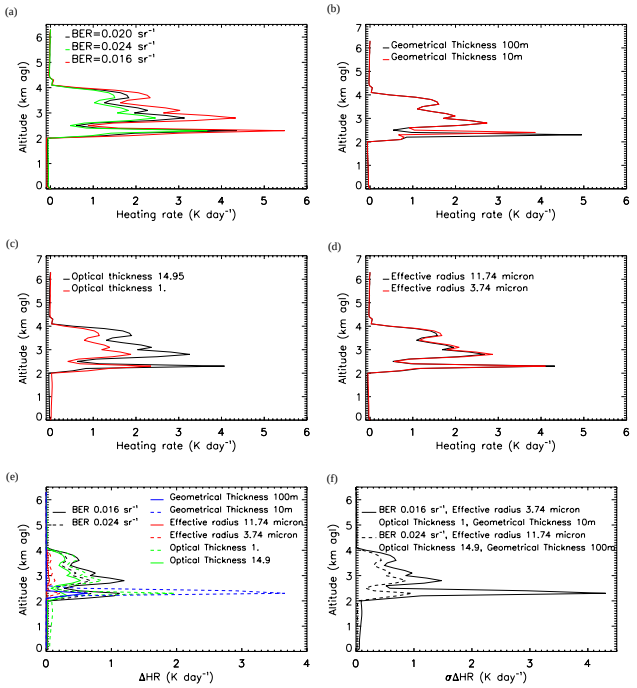


Fig. 10. Sensitivity of the LEANDRE-derived heating rate profile at 5° N on 14 June to: **(a)** dust BER, **(b)** cloud geometrical depth, **(c)** cloud optical thickness and **(d)** effective radius of cloud particles. Uncertainties (in $\mathrm{K\,day^{-1}}$) for each of the previous variables are shown in **(e)**. Uncertainties are computed with respect to reference profile shown in Fig. 7c and using the RaCH model. The total uncertainty on the HR, taken as the sum of the quadratic errors of all variable previously shown are shown in **(f)**: the dashed line corresponds to the minimum total uncertainty and the solid line corresponds to the maximum total uncertainty (see text for details).

1). In the core of the dust plume, the maximum uncertainties are on the order of $0.9\,\mathrm{K\,day^{-1}}$ for optically thick clouds and $0.6\,\mathrm{K\,day^{-1}}$ for optically thin clouds.

Finally, the sensitivity of the heating rate retrievals to the cloud particle effective radius was found to be quite small (Fig. 10d). The largest uncertainties are found at the bottom of the dust layer, in the vicinity of the cloud top ($0.2\,\mathrm{K\,day^{-1}}$). Uncertainties are smaller for smaller effective radius. In the core of the dust plume, the maximum uncertainties are on the order of $0.1\,\mathrm{K\,day^{-1}}$.

The total uncertainty on the HR values, taken as the sum of the quadratic errors related the variables described above, was also computed in the case of cloudy profiles (Fig. 10f). The largest total uncertainties in the dust plume are associated with a BER of $0.016\,\mathrm{sr^{-1}}$, a cloud particle effective radius of 3.74, a cloud physical thickness of 10 m and an cloud optical thickness of 1. The smallest uncertainty is obtained a BER of $0.024\,\mathrm{sr^{-1}}$, a cloud particle effective radius of 14.9, a cloud physical thickness of 100 m and an cloud optical thickness of 14.9. Figure 10f evidences that the uncertainty in the thickest part of the plume was between 0.8 and $1.3\,\mathrm{K\,day^{-1}}$, and less than that in the upper part of the plume. The largest uncertainties are associated with HR retrievals just above the cloud layer (between 1 and $4.3\,\mathrm{K\,day^{-1}}$). These values were also found to be representative of the average total uncertainties computed along the entire F/F20 transect while only considering cloudy lidar profile.

We have to bear in mind that a cooling effect at the level of the cloud is observed for a reference case, without aerosols. The previous results highlight that a dust aerosol layer overlying a cloud reduces the cloud cooling effect mentioned above. This is due to an attenuation thought the dust layer of the radiative irradiances reaching the cloud. In comparison to the reference case the resulting effect is a local warming of the atmosphere at the cloud location.

5.3 Daytime observations

5.3.1 Radiative impact from LEANDRE 2 data

Figure 11a and 11b show the heating rates HRs associated with dust on 13 June computed using the RaCH and CHOM models, respectively, and the AEC shown in Fig. 6b. Figure 11d and e represent the HR associated with dust on 14 June 2006 computed using the RaCH and CHOM models, respectively, and the AEC shown in Fig. 6d.

Maximum values of the heating rates are observed at the location of maximum dust-related AEC. They are mainly due to the shortwave contributions (for more than 60%). Two regions of particularly high heating rates (in excess of $6\,\mathrm{K\,day^{-1}}$, reaching $8\,\mathrm{K\,day^{-1}}$ in some instances, see Fig. 11) are seen between 6° N and 10° N (above the cumulus clouds over vegetated Benin) and between 12 ° and 15° N (over the drier Sahel). A weak but non negligible HR (on the order of $1\,\mathrm{K\,day^{-1}}$) is observed in the monsoon layer. HRs in excess of $2\,\mathrm{K\,day^{-1}}$ (resp. $3\,\mathrm{K\,day^{-1}}$) are generally observed to be associated with the thickest part of the dust plume using the RaCH (resp. CHOM) model. The difference between the HRs obtained with the CHOM and RaCH models on 13 June can reach values as large as $3\,\mathrm{K\,day^{-1}}$ (Fig. 11c). The higher HRs retrieved with the CHOM model likely reflect the fact that the dusts in this model are characterized by lower SSA values in the visible (Fig. 4c, d). On 13 June, the average heating rate difference in the dust layer is about $1\,\mathrm{K\,day^{-1}}$.

On 14 June, the heating rates derived from the RaCH model (Fig. 11d) and CHOM model (Fig. 11e) are smaller than on 13 June. Differences in heating rates between the two days are on the order of several $\mathrm{K\,day^{-1}}$ and are most significant north of 12° N (Fig. 12). On 14 June, the highest heating rates are seen in the form of a thin layer between 7 ° and 10° N, mostly above the cumulus clouds covering southern Benin. On 14 June, the average heating rate difference in the dust layer is about $0.7\,\mathrm{K\,day^{-1}}$ (Fig. 11f).

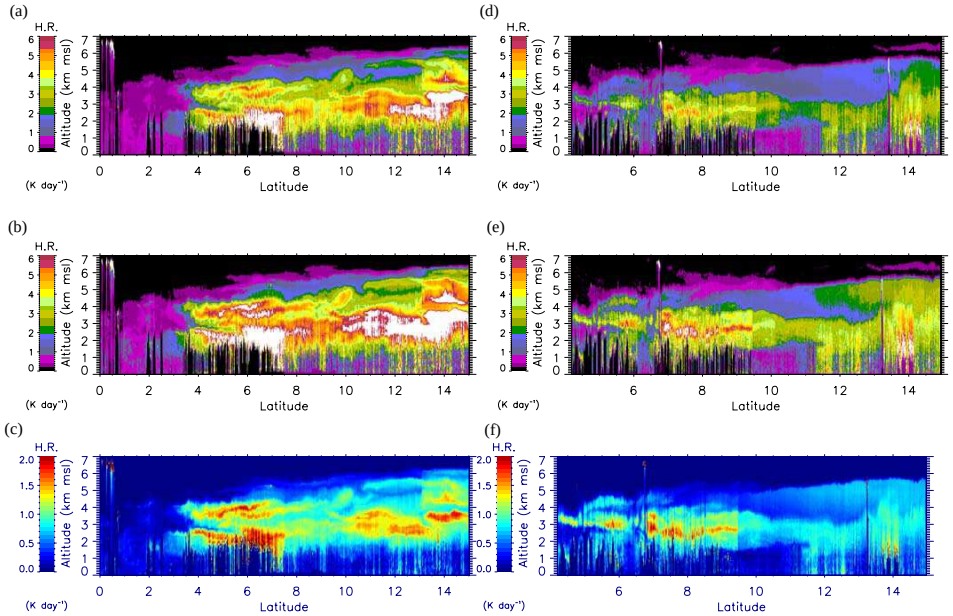


Fig. 11. Heating rate transect derived from LEANDRE 2 aerosol extinction coefficient profiles on 13 June 2006 using the RaCH model **(a)** and and the CHOM model **(b)**. **(c)** The difference between the two heating rate fields shown in (a) and (b). **(d)**, **(e)** and **(f)** are as in (a), (b) and (c) but on 14 June 2006.

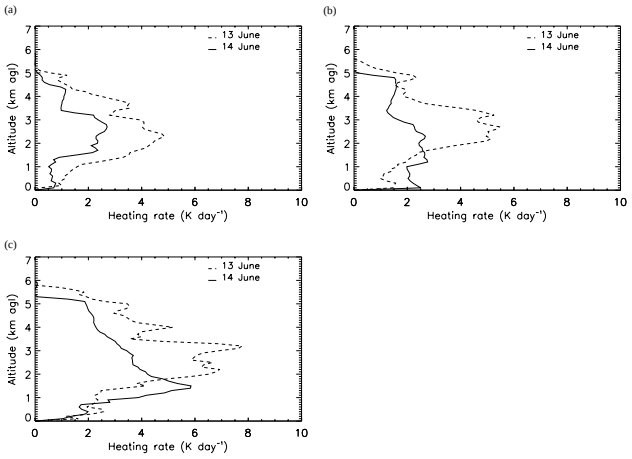


Fig. 12. Heating rate profiles derived from LEANDRE 2 on 13 June (dashed line) and 14 June (solid line) at 10° N **(a)**, 12° N **(b)** and 14° N **(c)** with the RaCH model.

5.3.2 Radiative impact from CALIOP data

The same procedure is followed to quantify the radiative impact of dust using data gathered by CALIOP. Results are presented in Fig. 13 for the daytime CALIPSO track on 14 June. The HRs corresponding to the CALIOP AEC cross-section is shown for both the RaCH model (Fig. 13b) and the CHOM model (Fig. 13c). Finally, the difference between the HRs retrievals from the two aerosol models is shown in Fig. 13d. The black areas correspond to regions located below clouds were calculation cannot be done since the reflectivity signal is strongly impacted by clouds or totally attenuated. The radiative forcing in the dust plume is observed to be in excess of about $2\,\mathrm{K\,day^{-1}}$ in the region located between 3 and 5 km m.s.l. from 6° to 35° N (Fig. 13b, c). The strongest HRs are observed to be on the order of 3 to $4\,\mathrm{K\,day^{-1}}$, i.e. slightly less than what was observed by LEANDRE 2 for instance in the region between 6 and 15° N. In particular, CALIOP seems to be missing the thin layer of high HR values observed by LEANDRE 2 around 3 km m.s.l. between 6° and 10° N (also see Sect. 5.3.3). The difference between the HRs derived from the two aerosol models is about $0.8\,\mathrm{K\,day^{-1}}$ on average in the dust layer and can reach $2\,\mathrm{K\,day^{-1}}$ locally, particularly above the cumulus clouds over southern Benin, as observed with LEANDRE 2. In this case also, the difference in HRs observed with the CHOM model are caused by the more absorbing dust properties of this model with respect to the RaCH model.

5.3.3 Comparison of results obtained with LEANDRE 2 and CALIOP

Vertical cross section of AEC and radiative HRs deduced from LEANDRE 2 and CALIOP AEC profiles show coherent results. In both datasets, the maximum heating rate is located between 6° N and 15° N as well as between 2 and 5 km m.s.l., i.e. in the AEJ which was shown by Flamant et al. (2009) to extend from 5 to 14° N and between 2 and 5 km m.s.l. over Benin and southern Niger (Fig. 14).

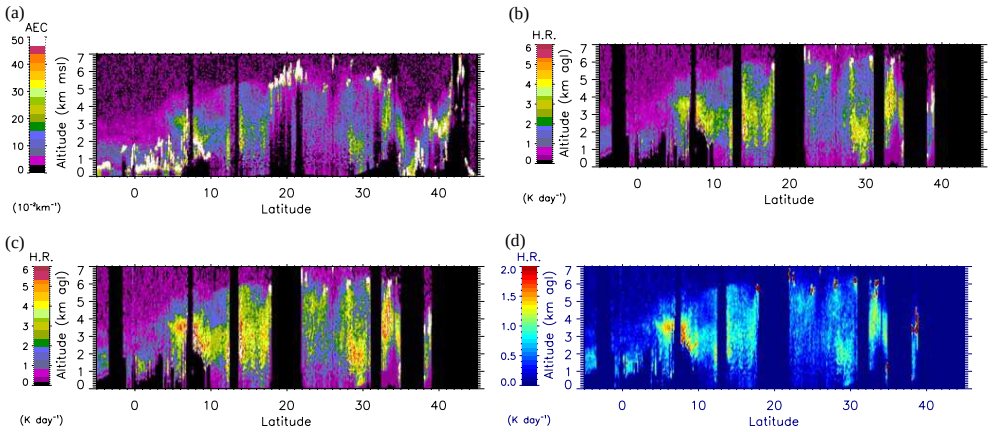


Fig. 13. (a) Aerosol extinction coefficient profiles derived from the CALIOP lidar on 14 June at 13:20 UTC. Heating rate derived using the RaCH model **(b)** and the CHOM model **(c)**.**(d)** The difference between the two heating rate fields shown in (b) and (c).

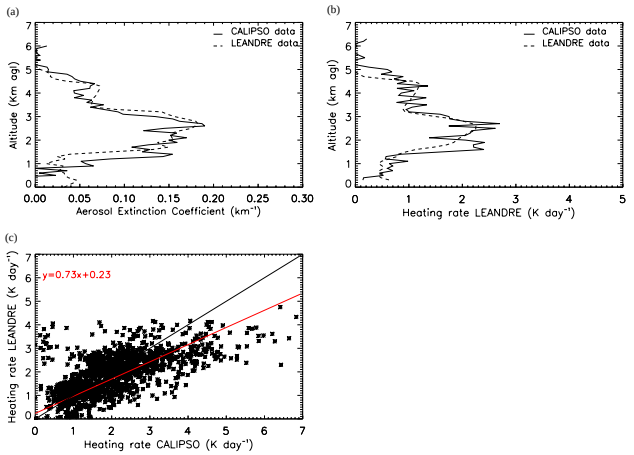


Fig. 14. Comparison of **(a)** AEC and **(b)** heating rate profiles with RaCH model on 14 June at 12° N derived from LEANDRE 2 (solid line) and from CALIOP (dash line). **(c)** Scatter plot of the profile-to-profile comparison of heating rates obtained with LEANDRE 2 and CALIOP between 5 ° and 15° N. The linear regression trough the cluster is given by the red solid line.

In spite of good agreement between the LEANDRE 2 and CALIOP heating rate retrievals, the latter were always observed to be greater than the former, except in the monsoon layer. As an example, Fig. 14a shows the vertical profile of the AEC at 12° N for the two instruments and the corresponding vertical profile of the HR at the same latitude (Fig. 14b). The AEC profiles are seen to be in good agreement in the upper part of the dust layer (between 2 and 5 km a.g.l.) and to be somewhat different below 2 km a.g.l. The difference below 2 km a.g.l. is related to the correction of the attenuation in the lidar inversion technique discussed in Sect. 2. Given that LEANDRE 2 measurements were acquired from a much lower altitude and just above the dust plume, the signal-to-noise ratio (20) is much greater than for CALIOP (1 at 532 nm and at night, for an horizontal resolution of 1 km and a vertical resolution of 60 m) which enables a better correction of the dust-induced attenuation (assuming an unbiased BER value) and to obtain more realistic backscatter and AEC values in the monsoon layer below the dust layer.

The HR is slightly greater for CALIPSO (+0.2 $\mathrm{K\,day^{-1}}$ on average for the profile) than for LEANDRE. However, in some instances, the difference between the two profiles can reach 0.5 $\mathrm{K\,day^{-1}}$ as for example below the dust layer, in the monsoon layer (Fig. 14b).

A profile-to-profile comparison between HRs retrieved with CALIOP and LEANDRE is shown in Fig. 14c. For the comparison, approximately 10 LEANDRE 2 profiles were averaged together to match the spatial resolution of CALIOP. Only HR values in the dust plume (between 2 and 5 km a.g.l.) and in excess of 0.15 $\mathrm{K\,day^{-1}}$ are concerned here. Overall, we find a marked tendency for CALIOP-derived HRs to be overestimated with respect to the LEANDRE-derived heating rates (see regression line in Fig. 14c). Nevertheless, there is a fair agreement between the CALIOP-derived and LEANDRE-derived HRs for values comprised between 0.5 and 3 $\mathrm{K\,day^{-1}}$. The correlation coefficient between the CALIOP- and LEANDRE-derived heating rate is around 0.85.

5.3.4 The importance of radiative forcing in the longwave spectral domain during daytime

In this study, the contribution of the HR in the longwave is accounted for. Generally only HRs in the shortwave part of the spectrum are considered (e.g. Saha et al. (2008), Dubovik et al. (2002), Satheesh et al. (2006)) since the contribution of longwave is supposed to be negligible. Nevertheless, during the SHADE campaign, Highwood et al. (2003) evidenced a warming at the surface (up to 0.5 $\mathrm{K\,day^{-1}}$) and a cooling

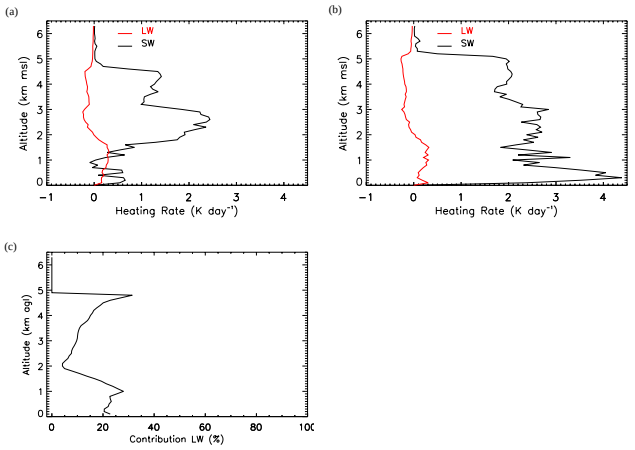


Fig. 15. Heating rate profiles in the longwave domain (red solid line) and in the shortwave domain (black solid line) derived from LEANDRE 2 at 10° N **(a)** and 13° N **(b)** with the RaCH model. **(c)** Relative contribution of the longwave to the total heating rate averaged along the entire F/F20 transect on 14 June.

within a Saharan dust plume (up to 0.5 K day^{-1}) in the longwave, over the Atlantic Ocean.

The contribution of the radiative forcing in the longwave (4 to 400 µm) and shortwave (0.28 to 4 µm) parts of the spectrum to the total radiative forcing is shown at two locations along the F/F20 transect (10° N in Fig. 15a; 13° N in Fig. 15b). In the case of the northernmost profile, the contribution of the forcing in the longwave is observed to be small (Fig. 15b) and is less than 10%. Cooling is observed in the dust plume in both cases, while warming is seen below the dust plume, in the monsoon layer. In the case of the southern profile, the impact in the longwave is on the order of that in the shortwave. This is likely related to the lesser amount for dust present in the monsoon layer at sourthern latitudes.

The mean contribution of the radiative forcing in the longwave was investigated along transect (Fig. 15c). It is on the order of 20% in the monsoon layer, while only being on the order of 10% in the dust layer. The maximum contribution of the longwave is observed at the top of the aerosol layer and at the top of the monsoon layer. On average, the contribution of the shortwave is more important in the dust layer than in the monsoon layer (Fig. 15c).

5.4 Nighttime observations

Estimating dust related HR during the nighttime is essential to fully understand the radiative impact of the dust transported in the AEJ region across West Africa on the monsoon dynamics. Because such dust transport episodes can last for a few days and nights, and because the radiative impact of the advected dust will be likely be different whether dust interact with longwave and shortwave radiations or just longwave radiations, the effect on the atmospheric dynamics is expected to be different.

The radiative impact of the dust plume from Eastern Africa was also investigated using nighttime CALIOP data over Ghana, Bukina-Faso and Niger (Fig. 1a). In the early hours of 13 June, a distinct dust plume was observed between 8° N and 15° N, and between 2 and 4.5 km m.s.l.(Fig. 16a). A thin layer of aerosol was also observed south of 8° N at about 3 km m.s.l. The radiative impact of dust during the night is quite different from that observed during the day, because of the contribution of the longwave only (Fig. 16b, c). In this case, a radiative cooling on the order of 0.2 to 0.8 K day^{-1} is retrieved in the dust layer, while a warming is seen below the dust layer (0.2 and 0.6 K day^{-1}). These results are in agreement with the findings of Stone et al. (2007), **?** and Highwood et al. (2003). Furthermore, the radiative impact derived from the RaCH model (Fig. 16b) and the CHOM model (Fig. 16c) are identical (not shown), even though the two models exhibit discrepancies in the longwave part of the spectrum in terms of SSA (Fig. 4a), asymmetry factor (Fig. 4c) and AEC (Fig. 4e). This suggests that the heating rate in the longwave is not very sensitive to the aerosol model (RaCH or CHOM).

6 Summary and conclusion

The present study has evaluated a new approach to quantify the radiative impact of dust from airborne LEANDRE 2 and space-borne CALIOP lidar observations using a two mineral dust models constrained by airborne in situ data and ground-based sun-photometer. Complementary space-borne observations (from MODIS) and in-situ observations such as dropsondes are also used. The sensitivity of the so-derived heating rate is also analyzed for some key variables for which the associated uncertainties are quite large.

We demonstrate the benefit of lidar-derived AEC to determine the HR profiles. This is particularly crucial if one wants to thoroughly understand the radiative forcing feedback on atmospheric boundary-layer dynamics. Furthermore, we have analyzed the contribution of the forcing in the longwave part of the spectrum during the daytime and the nighttime. This is essential if one wants to fully understand the radiative impact of the long-lasting dust episodes transported in the AEJ region across West Africa on the monsoon dynamics.

To the best of the authors, this study is the comprehensive observational study to thoroughly explore at the same time the variability of the HR on the vertical within a dust plume, the contribution of longwave radiation to the HR and radiative forcing of dust during the night. Past studies analyzing dust-related HR retrievals over the African continent have dealt with column integrated HR retrievals. Over the ocean, Highwood et al. (2003) have provided evidence of the importance of the longwave contribution to radiative

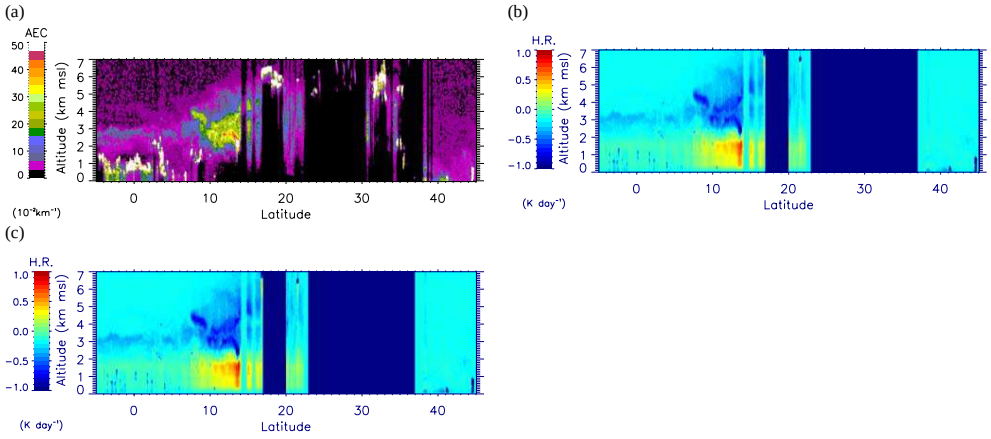


Fig. 16. Aerosol Extinction coefficient profiles derived from the CALIOP lidar on 13 June at 01:39 UTC **(a)**. Heating rate derived using the RaCH model **(b)** and the CHOM model **(c)**.

heating/cooling associated with dust plumes advected from the continent.

In this paper, we focus on an intense and long-lasting episode of dust being lifted in remote sources in Chad and Sudan and transported across West Africa in the AEJ region. This episode (9–15 June 2006) was well documented in the framework of the AMMA SOP, particularly on 13 and 14 June, when airborne and space-borne lidar data were acquired over some AMMA ground-based instrumental sites in Benin and Niger.

During the daytime, the warming associated with the presence of dust aerosols was found to be between 1.5 $\mathrm{K\,day^{-1}}$ and 4 $\mathrm{K\,day^{-1}}$, on average, depending on altitude and latitude which is in agreement with previous studies. For instance, Dimri and Jain (1999) found maximum heating rates between 2.2 $\mathrm{K\,day^{-1}}$ in winter and 2.53 $\mathrm{K\,day^{-1}}$ in summer, for dust transport episodes in the Sahara. Also Saha et al. (2008) found heating rates on the order of 3.47 $\mathrm{K\,day^{-1}}$ to be associated with dust events occurring over the French Mediterranean coastal zone. In the present case, strong warming (i.e. heating rates as high as 8 $\mathrm{K\,day^{-1}}$) was also observed locally in some limited part of the dust. Large vertical gradients of heating rates are also evidenced between the optically thickest and thinnest parts of the plume (up to 3 $\mathrm{K\,day^{-1}}$). The uncertainty on the heating rate retrievals in the optically thickest part of the dust plume was estimated to be between 0.5 and 1.4 $\mathrm{K\,day^{-1}}$. Warming was also observed in the monsoon layer, due to the presence of dust in that layer as well. In cloud-free conditions (over northern Benin and Niger), the HR was observed to scale with the lidar-derived AEC. Over cumulus type clouds (present at the top of the monsoon layer over southern Benin and over the Gulf of Guinea), the largest HRs were observed just over the cloud. The largest uncertainties on the HR profiles are related to uncertainties on the BER. We also show that in the dust plume, the longwave contribution to the HR is on the order of 5-15%. Below, in the monsoon layer, this contribution increases to 20% near the surface.

During the nighttime, much smaller values of heating/cooling are retrieved (less than $\pm 1\,\mathrm{K\,day^{-1}}$). Furthermore, cooling is observed as the result of the longwave forcing in the dust layer, while warming is observed below the dust layer, in the monsoon layer.

The availability of this information over West Africa thanks to the CALIOP platform will allow in the future evaluating the effect of dust event on the monsoon regime. Thus the next step of this work aims at quantifying the effect of dust over the whole West Africa using CALIPSO data producing three-dimensional maps of radiative forcing for the 9-15 June dust episode. The temporal and spatial variability of dust impact will be scrutinized and analyzed in relationship with the monsoon dynamics. Particular attention will be given to the impact of the transported dust on the dynamic of the AEJ and the modification of the development of westerly African waves through alterations of horizontal temperature gradient.

Acknowledgements. Based on a French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, especially from France, UK, US and Africa. It has been the beneficiary of a major financial contribution from the European Communitys Sixth Framework Research Programme. Detailed information on scientific coordination and funding is available on the AMMA International web site http://www.amma-international.org. The authors wish to thank the SAFIRE (Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement, www.safire.fr), the Institut Géographique National (IGN, www.ign.fr) and the Division Technique of the Institut National des Sciences de l'Univers (DT/INSU,www.dt.insu.cnrs.fr) for preparing and delivering the research aircraft (Falcon 20/F-GBTM and the ATR42) and the airborne instruments in a timely manner for the AMMA SOP. They also wish to thank the AMMA Operation Center and their partners across West Africa for smoothing out many aspects of the

airborne operations. The authors are grateful to D. Bruneau and P. Genau (LATMOS), F. Blouzon, A. Abchiche, D. Chaize, and N. Amarouche (DT/INSU) for re-fitting and operating the LEANDRE 2 system in the F/F20. Special thanks to A. Gribkoff, R. Caillou and M. Laurens (SAFIRE) for operating the dropsonde system, and to N. Grand (LISA, previously DT-INSU) for operating the AVIRAD system. The authors thank CNRS-INSU for financial support for this publication. We also wish to thank Bernard Cappelaere for delivering irradiance data on Wankama station.

Edited by: J. Williams

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

References

Ackermann, J., Völger, P., and Wiegner, M. : Significance of Multiple Scattering from Tropospheric Aerosols for Ground-Based Backscatter Lidar Measurements. Appl. Opt. 38, 24, 5195-5201, doi:10.1364/AO.38.005195, 1999.

Alfaro S., Gaudichet, A., Gomes, L., and Maillé, M.: Mineral aerosol production by wind erosion: aerosol particle sizes and binding energies, Geophys. Res. Lett., 25, 991–994, 1998.

Anderson, T. L. and Ogren, J. A.: Determining Aerosol Radiative Properties using the TSI 3563 Integrating Nephelometer, Aerosol Sci. Technol., 29(1), 57–69, 1998.

Balkanski, Y., Schulz, M., Claquin, T., and Guibert, S.: Reevaluation of Mineral aerosol radiative forcings suggests a better agreement with satellite and AERONET data, Atmos. Chem. Phys., 7, 81–95, doi:10.5194/acp-7-81-2007, 2007.

Berthier, S., Chazette, P., Couvert, P., Pelon, J., Dulac, F., Thieuleux, F., Moulin, C., and Pain, T.: Desert dust aerosol columnar properties over ocean and continental Africa from Lidar in-Space Technology Experiment (LITE) and Meteosat synergy, J. Geophys. Res., 111, D21202, doi:10.1029/2005JD006999, 2006.

Bierwirth, E., Wendisch, M., Ehrlich, A., Heese, B., Tesche, M., Althausen, D., Schladitz, A., Mller, D., Otto, S., Trautmann, T., Dinter, T., von Hoyningen-Huene, W., and Kahn, R. : Spectral surface albedo over Morocco and its impact on radiative forcing of Saharan dust. Tellus, 61B, 252–269, doi:10.1111/j.1600-0889.2008.00395.x., 2009.

Briegleb, B. P, Minnis, P., Ramanathan, V., and Harrison, E.: Comparison of regional clear-sky albedos inferred from observations and model calculation, J. Climate Appl. Meteor., 25, 214–226, 1986.

Bruneau, D., Quaglia, P., Flamant, C., Meissonnier, M., and Pelon, J.: The airborne lidar LEANDRE II for water-vapor profiling in the troposphere, I. System description, Appl. Opt. 40, 3450–3475, 2001.

Chomette, O.: Modélisation et analyse meso-échelle du cycle de l'aérosol désertique. Aspects radiatifs et dynamiques. PhD thesis, Université de Lille, 1999.

Collins, D. R., Johnson, H. H., Seinfeld, J. H., Flagan, R. C., Gasso, S., Hegg, D. A., Schmid, B., Russell, P. B., Livingston, J. M., Ostro E., Noone, K. J., Russell, L. M. and Putaud, J. P.: In situ aerosol size distributions and clear column radiative closure during ACE-2. Tellus 52B, 498–525, 2000.

Cuesta, J., Edouart, D., Mimouni, M., Flamant, P. H., Loth, C., Gibert, F., Marnas, F., Bouklila, A., Kharef, M., Ouchene, B., Kadi, M., and Flamant, C. A.: Multi-platform observations of the seasonal evolution of the Saharan atmospheric boundary layer in Tamanrasset, Algeria, in the framework of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis field campaign conducted in 2006, J.Geophys. Res., 113, D00C07, doi:10.1029/2007JD009417, 2008.

Cuesta, J., Marsham, J. H., Parker, D. J., and Flamant, C.: Dynamical mechanisms controlling the vertical redistribution of dust and the thermodynamic structure of the West Saharan Atmospheric Boundary Layer during Summer, Atmos. Sci. Lett., 10, 1, 34–42, 2009.

Dimri, A. P. and Jain, V. K.: Radiative effect of desert aerosols, Current Science, 77(1), 163–166, 1999.

Dubovik, O., Smirnov, A., Holben, B. N., King, M. D., Kaufman, Y. J., Eck, T. F., and Slutsker, I.: Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from AERONET sun and sky-radiance measurements, J. Geophys. Res., 105, 9791–9806, 2000.

Dubovik, O., Holben, B., Exk, T., Smirnov, A., Kaufman, Y., King, M., Tanré, D., Slutsker, I.: Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations, J. Atmos. Sci., 59, 590–608, 2002.

Dunion, J. P. and Velden, C. S.: The impact of the Saharan air layer on Atlantic tropical cyclone activity, BAMS, 353–365, doi:10.117/BAMS-85-3-353, 2004.

Evan, A. T., Dunion, J., Foley, J. A., Heidinger, A. K., Velden, C. S.: New evidence for a relationship between Atlantic tropical cyclone activity and African dust outbreaks, Geoph. Res. Lett., 33, L19813, doi:10.1029/2006GL026408, , 2006.

Fernald, F. G., Herman, B. M., and Reagan, J. A.: Determination of aerosol height distributions by lidar, J. Atmos. Meteor., 11, 482–489, 1972.

Fernald, F. G.: Analysis of atmospheric lidar observations: some comments, Appl. Opt., 23, 652–653, 1984.

Flamant, C., Chaboureau, J.-P., Parker, D. P., Taylor, C. M., Cammas, J. P., Bock, O., Timouk, F., and Pelon, J.: Airborne observations of the impact of a convective system on the planetary boundary-layer thermodynamics and aerosol distribution in the intertropical discontinuity region of the West African Monsoon, Q. J. Roy. Meteorol. Soc., 133, 1175–1189, 2007.

Flamant, C., Lavaysse, C., Todd, M., Chaboureau, J. P., and Pelon, J.: Multi-platform observations of a representative springtime case of Bodele and Sudan dust emission, transport and scavenging over West Africa, Q. J. Roy. Meteorol. Soc., 135, 413–430, 2009.

Formenti P., Grand, N., Chevaillier, S., Schmechtig, C., and Desboeufs, K.: Airborne observations of aerosol particles over western Africa in the summer monsoon season: Spatial and vertical variability of physico-chemical and optical properties, Atmos.

Chem. Phys., to be submitted, 2010.
Grams, G., Blifford Jr., I. H., Gillette, D. A., and Russell, P. B.: Complex index of refraction of airbone soil particles, J. Appl. Meteorol., 13, 459–471, 1974.
Heinold, B., Tegen, I., Schepanski, K., and Hellmuth, O.: Dust radiative feedback on Saharan boundary layer dynamics and dust mobilization, Geophys. Res. Lett., 35, L20817, doi:10.1029/2008GL035319, 2008.
Heintzenberg, J., Charlson, R. J., Clarke, A. D., et al.: Measurements and modeling of aerosol single-scattering albedo: progress, problems and prospects, Beitr. Phys. Atmosph., 5(70), 249–263, 1997.
Heintzenberg, J.: The SAMUM-1 experiment over Southern Morocco: overview and introduction, Tellus, 61B, 2–11, 2009.
Highwood, J. E, Haywood, J. M. Silverstone, M. D., Newman, S. M., and Taylor, J. P.: Radiative properties and direct effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during Saharan Dust Experiment (SHADE): 2. Terrestrial spectrum, J. Geophys. Res., 108(D18), 8578, doi:10.1029/2002JD002552, 2003.
Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Climate Change 2007: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., and Miller, H. L., Cambridge Univ. Press, New York, USA, 881 pp. 2007.
Johnson, B. T.: The semi direct aerosol effect, Phd thesis, University of Reading, UK, 2003.
Johnson, B. T., Shine, K. P., and Forster, P. M.: The semi-direct aerosol effect: Impact of absorbing aerosols on marine stratocumulus, Q. J. Roy. Meteorol. Soc., 130, 1407–1422, 2004.
Key, J. and Scheiger, A. J.: Tools for atmospheric radiative transfer: Streamer and FluxNet, Comp. Geosci., 24(5), 443–451, 1998.
Key, J.: Streamer User's Guide. Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies, University of Wisconsin, USA, 96 pp., 2001.
Kim, S.-W., Chazette, P., Dulac1, F., Sanak, J., Johnson, B., and Yoon, S.-C.: Transport and vertical structure of aerosols and water vapor over West Africa during the African monsoon dry season, Atmos. Chem. Phys., 9, 8017–8038, doi:10.5194/acp-9-8017-2009, 2009.
Lebel, T., Parker, D. J., Flamant, C., Bourles, B. , Marticorena, M., Mougin, E., Peugeot, C., Diedhiou, A., Haywood, J. M., Ngamini, J. B., Polcher, J., Redelsperger, J.-L., and Thorncroft, C. D.: The AMMA field campaigns: Multiscale and multidisciplinary observations in the West African region, Q. J. Roy. Meteorol. Soc., 136, S1, 8–33, 2010.
Liu, Z., Omar, A., Vaughan, M., Hair, J., Kittaka, C., Hu, Y., Powell, K., Trepte, C., Winker, D., Hostetler, C., Ferrare, R., and Pierce, R.: CALIPSO lidar observations of the optical properties of Saharan dust: A case study of long-range transport, J. Geophys. Res., 113, D07207, doi:10.1029/2007JD008878., 2008.
Messager, C., Parker, D. J., Reitebuch, O., Agusti-Panareda, A., Taylore, C. M., and Cuesta, J.: Structure and dynamics of the Saharan atmospheric boundary layer during the West African monsoon onset: Observations and analyses from the research flights of 14 and 17 July 2006, Q. J. Roy. Meteorol. Soc., 136(S1), 107–124, doi:10.1002/gj.469, 2010.
Mishchenko, M. I., Travis, L. D., and Macke, A.: Scattering of light by polydisperse, randomly oriented, finite circular cylinders, Appl. Opt., 35, 4927–4940, 1996.
Mohalfi, S., Bedi, H. S, Krishnamurti, T. N., and Cocke, S. D.: Impact of shortwave radiative effects of dust aerosols on the summer season Heat Low over Saudi Arabia, Amer. Meteorol. Soc., 126, 3153–3167, 1998.
Nicolas, F., Bissonnette, L. R., and Flamant, P. H.: Lidar effective multiple-scattering coefficients in cirrus clouds. Appl. Opt. 36, 3458–3468, 1997.
Ogawa, K. and Schmugge, T.: Mapping Surface Broadband Emissivity of the Sahara Desert using ASTER and MODIS data, Amer. Meteorol. Soc., 8(7), 1–14, 2004.
Omar, A. H., Winker, D., Kittaka, C., Vaughan, M. A., Liu, Z., Hu, Y., Trpte, C. R., Rogers, R. R, Ferrare, R. A., Lee, K.-P., Kuehn, R. E., and Hostetler, A.: The CALIPSO Automated Aerosol Classification and Lidar Ratio Selection Algorithm, J. Atmos. Ocean. Technol., 26, 1994–2014, 2009.
Prospero, J. M., Ginoux, P., Torres, O., and Nicholson, S. E.: Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust derived from the NIMBUS7 TOMS absorbing aerosol product, Rev. Geophys., 40(1), 1002, doi:10.1029/2000RG000095, 2002.
Raut, J.-C. and Chazette, P.: Radiative budget in the presence of multi-layered aerosol structures in the frame of AMMA SOP-0, Atmos. Chem. Phys., 8, 6839–6864, doi:10.5194/acp-8-6839-2008, 2008.
Redelsperger, J. L., Thorncroft, C., Diedhiou, A., Lebel, T., Parker, D. J., and Polcher, J., et al.: African Monsoon Multidisciplinary Analysis: An International Research Project and Field, BAMS, (December 2006), 87(12), 1739–1746. 2006.
Roman, M., Schaaf, C. B., Lewis, P., Gao, F., Anderson, G. P., Privette, J. L., Strahler, A. H., Woodcock, C. E., and Barnsley, M.: Assessing the coupling between surface albedo derived from MODIS and the fraction of diffuse skylight over spatially-characterized landscapes, Remote Sens. Environ., 114, 738–760, 2010.
Saha, A., Mallet, M., Roger, J. C, Dubuisson, P., Piazzola, J., and Despiau, S.: One year measurements of aerosol optical properties over an urban coastal site: Effect on local direct radiative forcing, Atmos. Res., 90, 195–202, 2008.
Satheesh, S. K. V. Ramanathan, V., Holben, B. N., Moorthy, K. K., Loeb, N. G., Maring, H., Prospero, J. M., and Savoie, D.: Chemical, microphysical and Radiative Properties of Indian Ocean Aerosols, J. Geophys. Res., 107(D23), 4725, doi:10.1029/2002JD002463, 2002.
Satheesh, S. K., Deepshikha, S., and Srinivasan, J.: Impact of dust aerosols on Earth-atmosphere clear-sky albedo and its short wave radiative forcing over African and Arabian regions, Int. J. Remote Sens., 27(8), 1691–1706, 2006.
Sokolik, I. N. and Toon, O. B.: Incorporation of mineralogical composition into models of the radiative properties of mineral aerosol from UV to IR wavelengths, J. Geophys. Res., 104(D8), 9423–9444, 1999.
Solmon, F., Mallet, M., Elguindi, N., Giorgi, F., Zakey, A., and Konaré, A.: Dust aerosol impact on regional precipitation over western Africa, mechanism and sensitivity to absorption properties, Geophys. Res. Lett., 35, L24705, doi:10.1029/2008GL035900, 2008.
Stephens, G. L., Vane, D. G., Boain, R. J., Mace, G. G., Sassen,

K., Wang, Z., Illingworth, A. J., O'Connor, E. J., Rossow, W. B., Durden, S. L., Miller, S. D., Austin, R. T., Benedetti, A., Mitrescu, C., and CloudSat Science Team: The CloudSat mission and the A-train: A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation, Bull. Amer. Meteorol. Soc., 83, 1771–1790, doi:10.1175/BAMS-83-12-1771, 2002.

Stone, R. S., Anderson, G. P., Andrews, E. , Dutton, E. G., Shettle, E. P., and Berk, A.: Incursions and radiative impact of Asian dust in northern Alaska, Geophys. Res. Lett., 34, L14815, doi:10.1029/2007GL029878, 2007.

Tanre, D., Deroo, C., Duhaut, P., Herman, M., Morcrette, J. J., Perbos, J., and Deschamps, P. Y.: Simulation of the satellite signal in the solar spectrum (5S), Lab. Opt. Atmos., 262 pp., 1986.

Tegen, I., Heinold, B., Todd, M., Helmert, J., Washington, R., and Dubovik, O.: Modelling soil dust aerosol in the Bodélé depression during the BoDEx compaign, Atmos. Chem. Phys., 6, 4345–4359, doi:10.5194/acp-6-4345-2006, 2006.

Tesche, M., Ansmann, A., Müller, D., Althausen, D., Mattis, I.n Heese, B., Freudenthaler, V., Wiegner, M., Esselborn, M., Pisani, G., and Knippertz, P.: Vertical profiling of Saharan dust with Raman lidars and airborne HSRL in southern Morocco during SAMUM, Tellus, Ser. B, 61, 144–164, doi:10.1111/j.1600-0889.2008.00390.x., 2009.

Todd, M. C., Washington, R., Raghavan, S., Lizcano, G., and Knippertz, P.: Regional model simulations of the Bodele low-level jet of northern Chad during the Bodélé Dust Experiment (BoDEx 2005), J. Climate, 21, 995–1012, 2008.

Tsay, S.-C., Stamnes, K., and Jayaweera, K.: Radiative energy budget in the cloudy and hazy Arctic, J. Atmos. Sci., 46, 1002–1018, 1989.

Voltz, F. E.: Infrared optical constants of ammonium sulfate, Sahara dust, volcanic pumice and flyash, Appl. Opt., 12, 564–568, 1973.

Wandinger, U., Tesche, M., Seifert, P., and Ansmann, A.: Size matters: Influence of multiple scattering on CALIPSO light-extinction profiling in desert dust, Geophys. Res. Lett., 37, L10801, doi:10.1029/2010GL042815, 2010.

Washington, R., Todd, M. C., Engelstaedter, S., Mbainayel, S., and Mitchell, F.: Dust and the low-level circulation over the Bodele Depression, Chad: Observations from BoDEx 2005, J. Geophys. Res., 111, D03201, doi:10.1029/2005JD006502, 2006.

Weingartner, E., Saatho, H., Schnaiter, M., Streit, N., Bitnar, B., and Baltensperger, U.: Absorption of light by soot particles: determination of the absorption coefficient by means of aethalometers, Aerosol Sci., 34, 1445–1463, 2003.

Weinzierl, B., Petzold, A., Esselborn, M., Minikin, A. Fix, A., Wirth, M., and Fiebig, M.: The Airborne Aerosol Measurements During SAMUM-1 and SAMUM-2: What Have we Learned About Dust?, AGU Fall Meeting 2008, San Francisco, CA, USA, 15–19 December 2008, A41K-08, 2008.

Welton, E. J., Voss, K. J., Gordon, H. R., Maring, H. , Smirnov, A., Holben, B., Schmid, B., Livingston, J. M., Russell, P. B., Durkee, P. A., Formenti, P., and Andreae, M. O.: Groundbased lidar measurements of aerosols during ACE-2: Instrument description, results, and comparisons with other groundbased and airborne measurements, Tellus Ser. B, 52, 636–651, 2000.

Winker, D., Hunt, W., and McGill, M.: Initial performance assessment of CALIOP, Geophys. Res. Lett., 34, L19803, doi:10.1029/2007GL030135, 2007.

Winker, D. M., Vaughan, M. A, Omar, A., Hu, Y., Powell, K. A., Liu, Z., Hunt, H. W., and Young, S. A. : Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms, J. Atmos. Ocean. Technol., 26, 2310–2323, 2009

Young, S., Winker, D., Vaughan, M., Hu, Y., and Kuehn, R.: Extinction Retrieval Algorithms, CALIOP Algorithm Theoretical Basis Document PC-SCI-202 Part 4, available online at: http://www-calipso.larc.nasa.gov/resources/project_documentation.php, 2008.

Ces résultats indiquent un chauffage très important provoqué par ces aérosols qui peut ainsi modifier de façon notable l'équilibre thermodynamique cette région. De ce fait, on s'attend que ces aérosols impactent également de façon notable la dynamique atmosphérique, particulièrement dans la région de l'AEJ et de la dépression thermique Saharienne. Au delà, l'ensemble de la dynamique de la MAO pourrait être affecté par le nouvel équilibre thermique résultant de la présence massive d'aérosols dans l'atmosphère. Cet impact important a déjà été noté pour la mousson indienne par Lau *et al.* (2006), Wu & Zhang (1998) et Li & Yanai (1996), mais aussi pour la MAO par Solmon *et al.* (2008).

3.5.2 Etude complémentaire sur l'importance de l'infrarouge

Cette étude a pu être poursuivie afin de préciser la contribution du forçage radiatif infrarouge dans des domaines de longueur d'onde connexe a ceux considérés dans l'étude précédente. Lors de l'étude précédente, la contribution dans le domaine LW a été considérée pour des bandes de longueur d'onde comprises entre 4 et 400 μm et pour le domaine SW pour des bandes de longueur d'onde comprises entre 0.2 et 4 μm.

Dans cette partie, nous allons analyser la contribution du forçage radiatif dans l'infrarouge, i.e. pour un domaine spectral compris entre 0.7 et 400 μm, et dans le visible, i.e. domaine spectral compris entre 0.2 et 0.7 μm.

La figure 3.18 présente les taux de chauffage calculés avec STREAMER dans le visible et dans l'infrarouge à 10°N (Fig. 3.18a), et 13°N (Fig. 3.18b). Il apparaît que le forçage radiatif dans l'infrarouge est généralement plus faible que celui dans le visible bien qu'il soit possible (voir par exemple pour 10°N Fig. 3.18a) que l'impact du forçage radiatif dans l'infrarouge l'emporte sur celui du visible dans la couche de mousson. Par contre, dans la couche d'aérosols, le chauffage radiatif dans le visible l'emporte de façon systématique (valeur positive de l'ordre de 0.5 à 1.5 K jour^{-1}) sur le forçage dans l'infrarouge (valeur positive de l'ordre de 0.3 à 1 K jour^{-1}). Ainsi, on observe une contribution de l'infrarouge au taux d'échauffement de l'ordre de 30% dans la couche d'aérosol (Fig. 3.18c, d) qui peut atteindre 40-80% dans la couche de mousson (Fig. 3.18c).

La contribution moyenne du forçage radiatif dans l'infrarouge le long du transect avion du 14 juin 2006 peut atteindre 75% près de la surface (Fig. 3.18e). Elle diminue avec l'altitude dans la couche de poussière désertique. En moyenne la contribution de l'infrarouge au chauffage radiatif des aérosols est de l'ordre de 35-40% dans la couche d'aérosols.

On constate ainsi que la contribution de l'infrarouge va dépendre fortement des bandes de longueur d'ondes prises en considération. Ainsi, pour une bande de longueur d'onde comprise entre 0.7 et 400 μm on obtient une contribution dans la couche d'aérosols de l'ordre de 35-40% alors que dans la bande de longueur d'onde comprise entre 0.2 et 4 μm (LW), on obtient une contribution de l'ordre de 10-20%. Il apparaît ainsi que la bande comprise entre 0.7 et 4 μm joue un rôle essentiel dans le forçage associé aux aérosols désertiques.

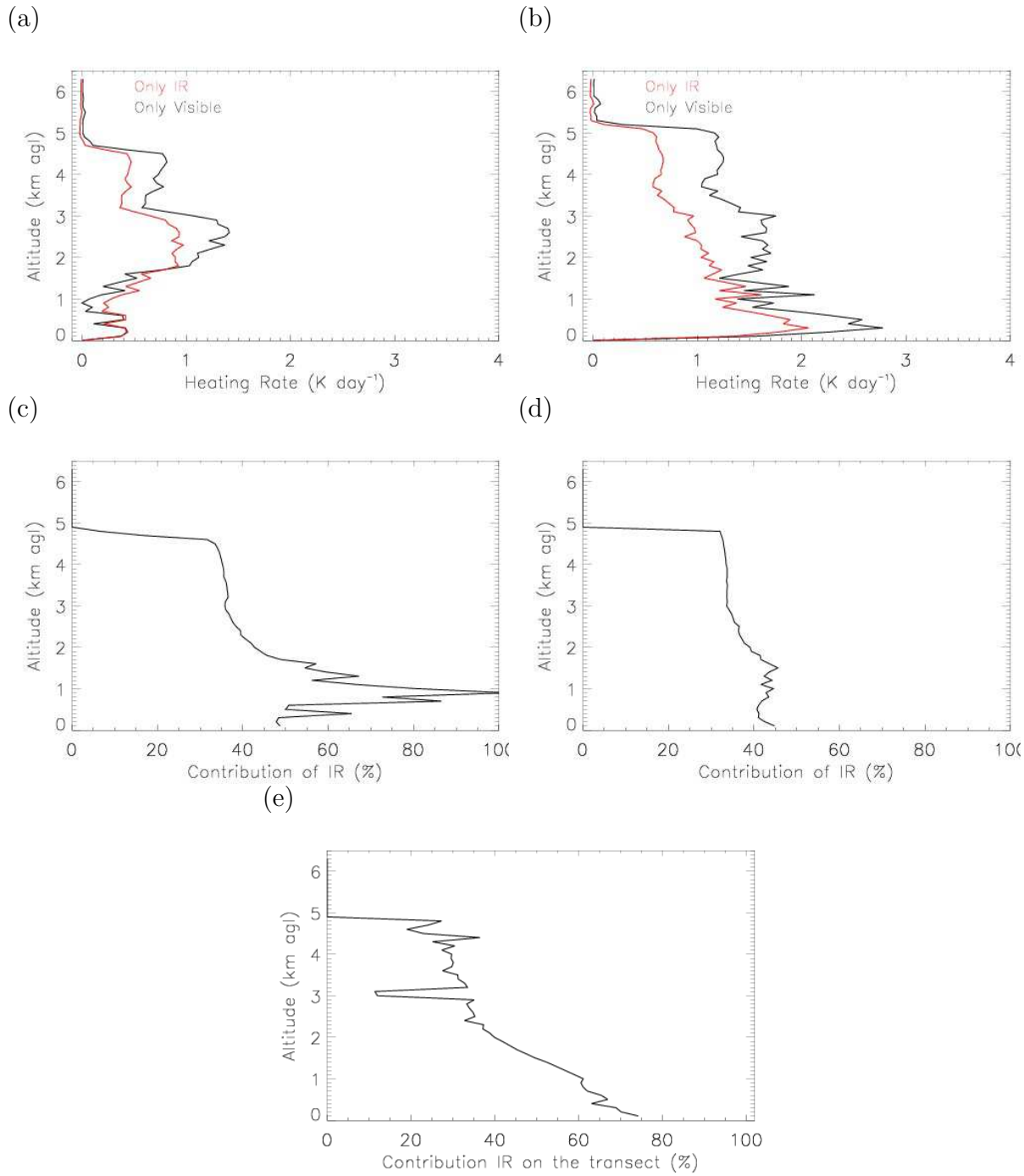


FIG. 3.18 – Profils verticaux du forçage radiatif pour le visible et l'infrarouge à 10°N (a) et 13°N (b). Contribution de l'infrarouge à l'échauffement total à 10°N (c) et 13°N (d). (e) Contribution du forçage radiatif dans l'infrarouge en moyenne sur tout le transect.

Une difficulté ou limitation dans ce travail reste, comme le montre la figure 3 de Lemaître *et al.* (2010b) ou la figure 3.6 du chapitre 2, la non disponibilité d'observations à partir de 1 μm permettant la validation des propriétés optiques des aérosols incorporés

dans les modèles de poussières désertiques utilisés dans STREAMER. On peut ainsi se poser la question de l'importance de ces propriétés optiques pour les longueurs d'onde infrarouges, et la nécessité de les obtenir à travers par exemple les données IASI (Interféromètre Atmosphérique de sondage Infrarouge).

3.6 Conclusion

Cette étude a permis d'évaluer une nouvelle approche pour quantifier le chauffage radiatif des poussières désertiques au-dessus du continent Africain. Cette approche repose sur l'exploitation des observations lidar aéroportées LEANDRE 2 et des observations lidar spatiales CALIOP en utilisant deux modèles de poussières désertiques contraints par les données in situ aéroportées et des bases de données photométriques et prenant en compte en complément, des observations satellitaires et in situ telles que MODIS et les dropsondes (Lemaître *et al.*, 2010b).

La sensibilité du chauffage radiatif obtenue par le modèle de transfert radiatif est également analysée pour différentes variables pour lesquelles les incertitudes associées sont assez importantes.

A été également démontré l'importance du coefficient d'extinction sur la détermination des profils de chauffage radiatif. Ceci est surtout crucial pour la compréhension de l'impact de ce forçage radiatif sur la dynamique atmosphérique de la couche limite. De plus, la contribution du forçage dans les grandes longueurs d'onde durant le jour et la nuit a été étudiée. Ceci est essentiel afin de comprendre l'impact radiatif des longs épisodes de poussières transportées dans la région de l'AEJ au-dessus de l'Afrique de l'Ouest sur la dynamique de la mousson.

Cette étude a également permis une première évaluation des données de la plateforme CALIPSO montrant qu'une bonne estimation du chauffage radiatif peut être obtenue avec cette plateforme. Les simulations montrent que la contribution de l'infrarouge n'est pas négligeable contrairement à ce qui est généralement supposé.

De jour, le chauffage associé à la présence de poussière est compris entre 1.5 $\mathrm{K\,jour^{-1}}$ et 4 $\mathrm{K\,jour^{-1}}$, en moyenne, dépendant de l'altitude et de la latitude, en accord avec différentes études. Dans le cas présent, un chauffage important est également observé localement dans certaines parties de la couche d'aérosols désertiques (pouvant atteindre 8 $\mathrm{K\,jour^{-1}}$). De forts gradients verticaux de chauffage radiatif sont mis en évidence entre la partie épaisse et la partie fine de la couche de poussière (plus de 3 $\mathrm{K\,jour^{-1}}$). Un chauffage important est également observé dans la couche de mousson, dû à la présence de poussières. La présence d'aérosols désertiques dans la couche de mousson résulte du processus d'entraînement au-sommet de celle-ci (Crumeyrolle *et al.*, 2010). En condition de ciel clair, le chauffage radiatif est essentiellement dépendant du coefficient d'extinction des aérosols. Au-dessus des cumulus, les maxima de chauffage sont observés juste au-dessus du nuage. Les plus grandes incertitudes sur ce chauffage sont liées aux incertitudes liées au rapport des coefficients d'extinction et de rétrodiffusion. La contribution des grandes longueurs d'onde sur le chauffage est évaluée à 15%, alors que dans la couche de mousson elle peut atteindre 30%.

De nuit, des valeurs de chauffage/refroidissement plus faibles sont mises en évidence

(moins de 1 K jour^{-1}). De plus, le refroidissement résultant du forçage aux grandes longueurs d'onde est observé dans la couche de poussière, alors qu'un chauffage est constaté en dessous, dans la couche de mousson.

Les prochaines étapes de cette étude sont maintenant d'estimer l'impact d'un tel évènement de poussière et des réchauffements/refroidissements associés sur la dynamique atmosphérique (Chapitre 5) en utilisant la modélisation numérique et de produire une carte 3D du forçage radiatif du 9 au 15 Juin 2006 au-dessus de l'Afrique de l'Ouest en exploitant l'ensemble des données CALIOP récoltées durant cette période. La variabilité temporelle et spatiale des poussières désertiques pourra ainsi être mise en relation avec celle de la mousson.

Chapitre 4

La détection des aérosols désertiques dans l'infrarouge

Sommaire

4.1 Introduction 100

4.2 Comparaison des données obtenues avec les radiomètres aéroportés et les radiomètres imageur satellitaires 101

4.2.1 Comparaison des données du radiomètre CLIMAT à bord de l'ATR et du radiomètre CLIMAT à bord du F20 101

4.2.2 Comparaison des données du radiomètre CLIMAT à bord du F20 et du radiomètre imageur infrarouge à bord de CALIPSO 104

4.2.3 Comparaison des données du radiomètre imageur infrarouge à bord de CALIPSO et à bord de MSG 105

4.3 Signature infrarouge des aérosols désertiques 108

4.3.1 Signature infrarouge des aérosols au-dessus de l'océan Atlantique 108

4.3.2 Signature infrarouge des aérosols au-dessus du continent 111

4.3.3 Comparaison des panaches d'aérosols obtenus avec la méthode développée et les observations MODIS 116

4.4 Conclusion 118

4.1 Introduction

Dans le chapitre 3, nous avons mis en évidence l'impact significatif des aérosols désertiques sur le bilan radiatif atmosphérique. Afin de déterminer leur impact sur la dynamique atmosphérique, il est nécessaire d'utiliser un modèle méso-échelle couplant de manière interactive un « coeur dynamique » et un module d'aérosol au travers d'un code de transfert radiatif performant. Aussi avons nous choisi d'utiliser le modèle Méso-NH (cf. Chapitre 5). Pour pouvoir exploiter les résultats de simulations obtenus, il sera nécessaire dans un premier temps de les valider et en particulier de vérifier la représentation du cycle de vie des aérosols. Pour ce faire, une comparaison de la localisation, de l'extension du panache de poussières sera en particulier nécessaire. Pour cela, on dispose des données MODIS et des photomètres mais avec ce type de données, on n'a pas accès à la couverture globale de manière instantanée et à une cadence temporelle élevée. Les mesures de l'instrument SEVIRI effectuées dans les canaux 10 et 12 μm, sensibles aux aérosols, permettent d'obtenir une telle d'information. Cependant, l'information contenue dans ces canaux résulte à la fois de la contribution des nuages, de la vapeur d'eau, de la surface et des aérosols. Pour pouvoir détecter la présence des aérosols, il est nécessaire de bien les séparer de ces autres contributions. Ceci est l'objet de la méthode développée dans ce travail et présentée dans ce chapitre.

Comme indiqué dans le chapitre 2, différentes études ont en effet montré la possibilité de différencier les aérosols et les nuages dans l'infrarouge (Chaboureau *et al.*, 2007 ; Schepanski *et al.*, 2007 ou encore Ackerman, 1997).
La composition colorée à partir des mesures MSG (Schepanski *et al.*, 2007) est généralement utilisée pour l'identification des sources d'émission des aérosols désertiques. Cependant, il semble que la contribution de la vapeur d'eau soit très importante au-dessous de 14°N, minimisant la détection des aérosols.
La méthode de Darmenov & Sokolik (2005) repose sur l'analyse de la différence de température de brillance entre 8 et 11 μm (BTD_{8-11}) en fonction de la BTD entre 11 et 12 μm (BTD_{11-12}). Chaboureau *et al.* (2007), exploitent également des différences de températures de brillance mais entre les canaux 10.8 et 12 μm de SEVIRI. Une signature positive des nuages et négative pour les aérosols est ainsi observée au-dessus de l'Afrique de l'Ouest.
En conclusion ces différentes études, montrent que la détection infrarouge des aérosols est possible mais fortement contrôlée par l'émissivité des sols, le contenu en vapeur d'eau atmosphérique et le type d'aérosol. L'expérience acquise lors de ces précédentes études conduit à montrer la nécessité de la correction de la contribution de la vapeur d'eau qui masque la signature des aérosols.

La contribution de la vapeur d'eau est généralement prise en compte, dans les études exploitant les différences de températures de brillance pour la détection des aérosols, à l'aide d'un code de transfert radiatif. L'utilisation de ces modèles radiatifs complexes, où une analyse pixel à pixel rend cependant ce type de méthode lourde et longue d'utilisation. L'objectif de ce chapitre est donc de proposer une solution plus simple qui permette d'établir en temps quasi-réel des cartes de localisation des aérosols et permette une exploitation plus systématique.

L'expérience acquise lors des précédentes études (cf, chapitre 2 section 2.4.1) conduit

à proposer la stratégie suivante qui sera utilisée dans la suite. Le principe de la méthode utilisée est de déterminer la signature des aérosols et des nuages à partir de la différence de température de brillance entre 10 et 12 μm (BTD_{10-12}) restitué par l'IIR en corrigeant de la contribution de la vapeur d'eau, sans avoir à utiliser un code de transfert radiatif (qui rend la démarche plus lourde). Pour ce faire, nous proposons d'utiliser un produit disponible à l'échelle du globe via l'observation spatiale, i.e. le contenu intégré en vapeur d'eau, afin de quantifier la contribution de la colonne d'eau atmosphérique à la BTD_{10-12}. Ce travail est effectué, dans un premier temps, au-dessus de l'océan, en ciel clair, ce qui permet de s'affranchir des effets de variabilité de températures de surface. Ensuite, ayant déterminé la relation entre contenu intégré en vapeur d'eau et BTD_{10-12} établie au-dessus de l'océan, il est possible de corriger les BTD_{10-12} au-dessus du continent (si on dispose d'une information sur le contenu en vapeur d'eau). Le choix de canaux 10 et 12 μm résulte du fait que la BTD_{10-12} est celle qui est la moins sensible à la vapeur d'eau.

Dans un deuxième temps, le même type d'analyse est réalisé au-dessus d'une région au sud et sous le vent de la région de Bodélé afin de déterminer la signature des aérosols désertiques dans l'infrarouge corrigée de la contribution de la vapeur d'eau, au-dessus du continent Africain.

Dans ces deux études (au-dessus de l'océan et au-dessus du continent), la synergie des observations visibles de CALIOP et infrarouge de l'IIR est utilisée. Le lidar permet la différentiation entre aérosols, nuages et mélange aérosols/nuages et d'estimer la réponse de chacun de ces constituants. Les observations de l'imageur SEVIRI à bord de MSG sont ensuite utilisées afin d'élargir la zone d'étude à une région de l'Afrique plus étendue que celle couverte par les traces CALIPSO.

Dans un premier temps une comparaison entre les températures de brillance issues des radiomètres CLIMAT aéroportés (à bord du Falcon et de l'ATR) et l'IIR à bord de CALIPSO est réalisée. Les températures de brillance de l'IIR sont ensuite confrontées à celles de l'imageur SEVIRI. Pour finir, la méthode de « pseudo-correction » détaillée précédemment est présentée.

4.2 Comparaison des données obtenues avec les radiomètres aéroportés et les radiomètres imageur satellitaires

Les comparaisons entre les radiomètres aéroportés (à bord du F20 et de l'ATR) et satellitaires (IIR et SEVIRI) sont présentées dans la suite.

4.2.1 Comparaison des données du radiomètre CLIMAT à bord de l'ATR et du radiomètre CLIMAT à bord du F20

Dans cette section, des exemples de différences entre températures de brillance des canaux 10 μm et 12 μm du radiomètre CLIMAT à bord du Falcon 20 (volant à une altitude de 6-7 km) et à bord de l'ATR (volant à une altitude de 600 m) sont présentées. Les différences sont analysées à l'instar du travail effectué avec SEVIRI afin de déterminer

la présence d'aérosols ou de nuages à l'aide du radiomètre CLIMAT à bord du Falcon 20 et à bord de l'ATR. Ces différences peuvent également fournir une information sur leur localisation en altitude et sur le type d'aérosols rencontrés, car l'absorption de l'aérosol à une longueur d'onde donnée dépend de sa composition chimique. Le choix des canaux 10 μm et 12 μm permet de s'affranchir en partie des effets de la vapeur d'eau. En effet, l'impact de la vapeur d'eau sur les deux longueurs d'onde est similaire.

La figure 4.1 présente la différence de température de brillance (BTD, 10-12μm) obtenue avec le radiomètre CLIMAT à bord des deux avions (F20/ATR).

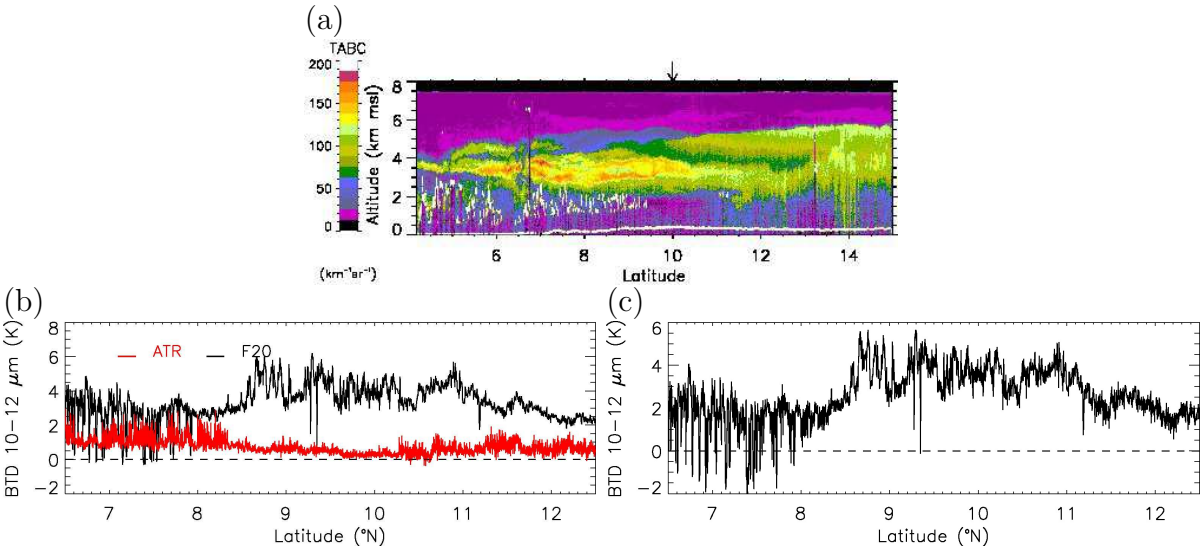


FIG. 4.1 – Signal rétrodiffusé du lidar LEANDRE 2 (a), comparaison des BTDs$_{10-12\mu m}$ mesurées par CLIMAT à bord du F20 (en rouge) et à bord de l'ATR (en noir) (b), et la différence correspondante (c) pour le 14 juin.

La BTD observée le long du transect de l'ATR correspond principalement à la signature du sol et de la couche atmosphérique entre 0 et 700 msl. La BTD obtenue à bord l'ATR, entre 8°N et 13 °N est proche de zéro et celle du F20 positive, la différence entre ces deux BTD est représentative de la signature de la couche d'aérosols. Pour confirmer que la différence observée est essentiellement due à la présence d'aérosols, l'utilisation du code de transfert radiatif est nécessaire afin de simuler la température de brillance à l'altitude du F20 et de l'ATR pour le profil d'extinction correspondant à la couche d'aérosols. La différence entre ces deux températures de brillance doit être de l'ordre de 4 K. D'après la figure 4.2, une différence de l'ordre de 2-3 K simulée par STREAMER peut exister entre les deux radiomètres du fait de leur altitudes différentes. On retrouve ainsi bien les différences observées entre 6 et 8 °N. Le maximum de différence est de l'ordre de 3K dans la simulation, inférieur aux observations (4 K). La différence de BTD observée sur les observations et confirmée par le modèle résulte donc essentiellement de la présence de la couche atmosphérique située entre ces deux altitudes. Les différences résiduelles entre le code de transfert radiatif et les observations sont certainement liées au fait que l'ATR effectue son vol légèrement plus tôt que l'heure de référence utilisée pour la simulation

qui est celle du F20 (autour de 13OO UTC alors que l'ATR a volé vers 1130 UTC).

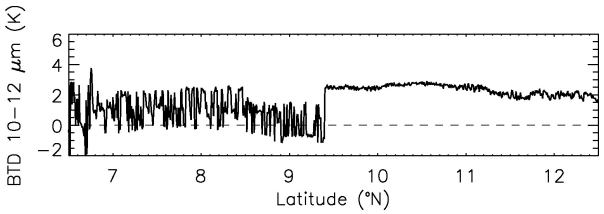


FIG. 4.2 – Différence simulées par STREAMER de la $BTDs_{10-12\mu m}$ mesurée par CLIMAT à bord du F20 et à bord de l'ATR pour le 14 juin.

La BTD obtenue à bord du F20 semble évoluer selon la latitude. Entre 6 et et 8.8° N, la BTD moyenne est de l'ordre de 4K, entre 8.8 et 11 ° N, la BTD augmente autour de 5-6K puis redescend progressivement. Ces variations semblent être dues d'une part à la présence de nuage de basse altitude entre 6 et 8.8 °N, d'autre part au changement de type de surface (passage d'un sol végétal à un sol désertique) autour de 11 °N. Au nord de 11 ° N, la BTD obtenue avec l'ATR augmente également indiquant un changement de l'état des sols.

La variation de la BTD en fonction de la température de surface a été simulée par Dubuisson *et al.* (2003) (cf, figure 4.3).

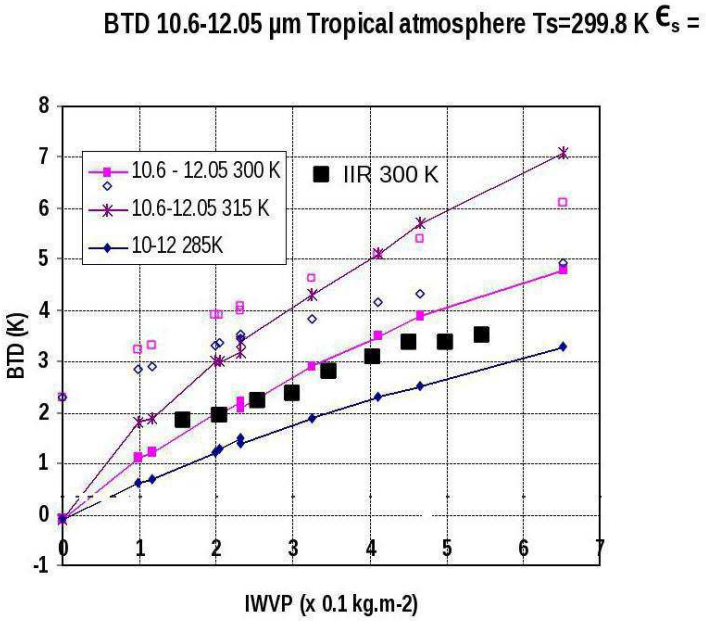


FIG. 4.3 – Variation de la droite de régression selon la température de la surface (285K, 300K, 315K). Les trois courbes de régression (courbe bleue, violette claire, violette foncée) sont obtenues à l'aide du modèle FASRAD ; Dubuisson *et al.*, 2003. La courbe noire est obtenue à l'aide des données de l'IIR. Source : Pelon, Faivre, Dubuisson.

Cette figure met en évidence que les changements de températures du sol (reliées à la température du sol) induisent des modifications sur la BTD pouvant expliquer les variations observées sur la figure 4.1b. Plus la température du sol est forte plus la BTD augmente.

De ce fait, les variations de BTD mesurées à partir du Falcon 20 seront à la fois une signature de la couche d'aérosols et du sol. Cet exemple montre la difficulté d'utiliser directement les données des radiomètres pour détecter les aérosols.

Dans la suite, seront utilisées les donnés des radiomètres imageurs infrarouge satellitaires (IIR/SEVIRI) afin de réaliser une étude plus systématique sur un plus grand nombre de transect.

4.2.2 Comparaison des données du radiomètre CLIMAT à bord du F20 et du radiomètre imageur infrarouge à bord de CALIPSO

La figure 4.4 présente une comparaison entre les températures de brillance de l'IIR et du radiomètre CLIMAT à bord du Falcon 20. Les trois canaux de l'IIR sont centrés respectivement sur 8,65 μm, 10,60 μm et 12,05 μm et pour CLIMAT sur 8,7 μm, 10,8 μm et 12 μm.

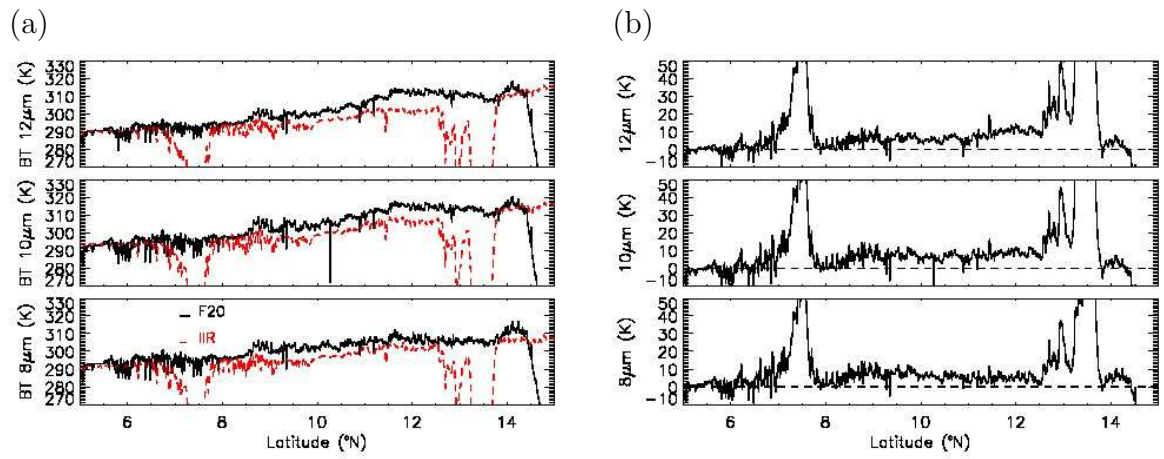


FIG. 4.4 – Comparaison des températures de brillance obtenues avec l'IIR (en rouge) et CLIMAT (en noir) pour le 14 juin (a) et la différence entre les températures de brillance entre l'IIR et CLIMAT (en noir) pour le 14 juin (b). La ligne en pointillé rouge indique une température de brillance égale à zéro.

Cette comparaison permet une première évaluation des produits de l'imageur infrarouge à bord de CALIPSO. Le Falcon 20 volant à une altitude de 6-7 km au-dessus du niveau de la mer, il permet de se placer dans un configuration proche de l'IIR, excepté pour les situations de nuages élevés (cumulonimbus, cirrus, etc..), de type de ceux associés à la convection profonde tropicale (car les mesures aéroportées sont dans ce cas acquises en dessous de ces nuages).

La figure 4.4a présente les valeurs de température de brillance pour les deux instruments en fonction de la latitude et la figure 4.4b donne la différence de température de brillance entre l'IIR/CALIPSO et CLIMAT/F20 (pour les trois canaux et le 14 juin 2006).

La figure 4.5 montre le signal rétrodiffusé pour les lidars LEANDRE et CALIOP le long des mêmes transects que ceux présentés sur la figure 4.4.

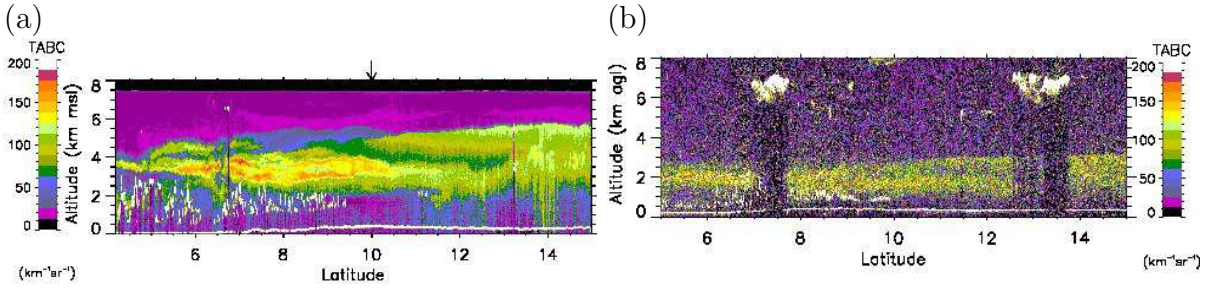


FIG. 4.5 – Signal rétrodiffusé du Lidar LEANDRE II (a) et CALIOP (b) du 14 juin

Ces figures montrent que les deux instruments (CLIMAT/Falcon et IIR de CALIPSO) donnent des résultats assez proches. Les différences ne dépassent pas 2 K entre 5 °N et 7 °N (au-dessus de l'océan) et entre 13.7 °N et 14.5 °N (sol désertique) (cf. Figure 4.5). Entre 8 et 12.5 °N, les différences peuvent atteindre 5 à 10 K. Ces différences peuvent s'expliquer en partie par le fait que le signal IIR inclus une contribution supplémentaire par rapport au signal de CLIMAT, i.e. entre l'altitude de vol de CLIMAT et le sommet de l'atmosphère. Le modèle STREAMER simule une différence de température de brillance entre le sommet de l'atmosphère et l'altitude de CLIMAT de l'ordre de 5K. Cette différence peut cependant également résulter de l'utilisation de canaux centrés sur des longueurs d'onde légèrement distinctes pour lesquels l'absorption par les nuages et les aérosols est différente. Ce point a été traité dans le chapitre 2. On constate pour finir des différences très importantes autour de 7.5 °N et 13.5 °N, qui résultent essentiellement de la présence de nuages autour de 12 km d'altitude non observés par le radiomètre CLIMAT.

Les différences observées entre les deux instruments mettent à nouveau en évidence des comportements différents selon le type de sol. Au-dessus de l'océan (entre 5 et 6 °N), les deux radiomètres sont en accord. Ensuite entre 10 et 12 °N, au-dessus du continent les radiomètres semblent obtenir des résultats plus différents.

4.2.3 Comparaison des données du radiomètre imageur infrarouge à bord de CALIPSO et à bord de MSG

La figure 4.6 présente des comparaisons entre les données de SEVIRI obtenues à 1200 UTC et les données IIR acquises sous une trace CALIPSO vers 1320 UTC. La figure 4.7 présente quant à elle la comparaison des BTD entre les canaux pour ces mêmes instruments.

Les températures de brillance obtenues pour chaque canal de l'IIR et SEVIRI sont relativement en bon accord (Fig 4.6). Les principales différences sont encore corrélées à la présence de nuages (autour de 5-7 5-7 °N et 12-15 °N). SEVIRI observe les nuages situés à

des latitudes différentes de celles observées par l'IIR du fait d'observations décalées dans le temps. Ensuite autour de 17-22°N, l'IIR est plus sensible aux particules que SEVIRI.

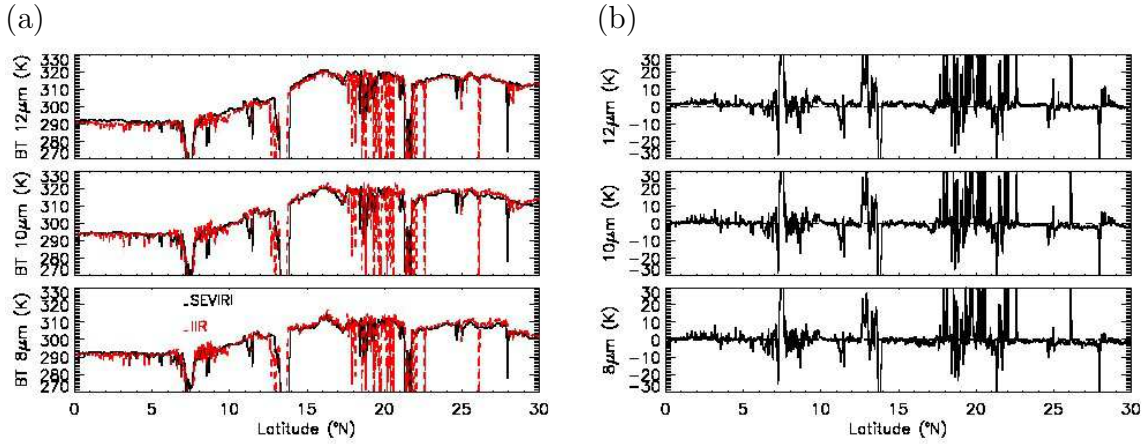


FIG. 4.6 – Comparaison des températures de brillances mesurées par l'IIR (en rouge) et SEVIRI (en noir) pour le 14 juin et les différences entre les températures de brillance de l'IIR et SEVIRI pour le 14 juin.

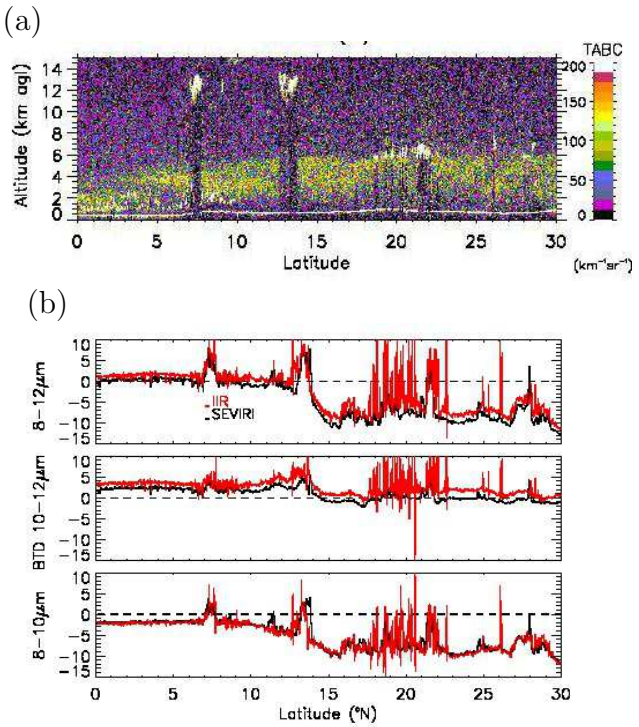


FIG. 4.7 – Signal rétrodiffusé obtenu par CALIOP (a) et comparaison des différences de température de brillance entre canaux obtenues avec l'IIR (en rouge) et SEVIRI (en noir) (b) le 14 juin 2006 entre 0 et 30 °N.

Les résultats obtenus pour la comparaison des BTDs entre ces deux instruments sont également satisfaisants (Fig 4.7). Les deux radiomètres observent bien les nuages de haute altitude autour de 7 et 13 °N. Les différences les plus notables sont également observées autour de 20 ° N.

La figure 4.8 donne une image de « composition colorée » obtenue à partir des données SEVIRI permettant une première identification des aérosols et nuages (Fig. 4.8a) et de la différence de température de brillance (Fig. 4.7b) entre les canaux 10 et 12 μm pour le 14 juin 2006 à 1200 UTC.

(a) (b)

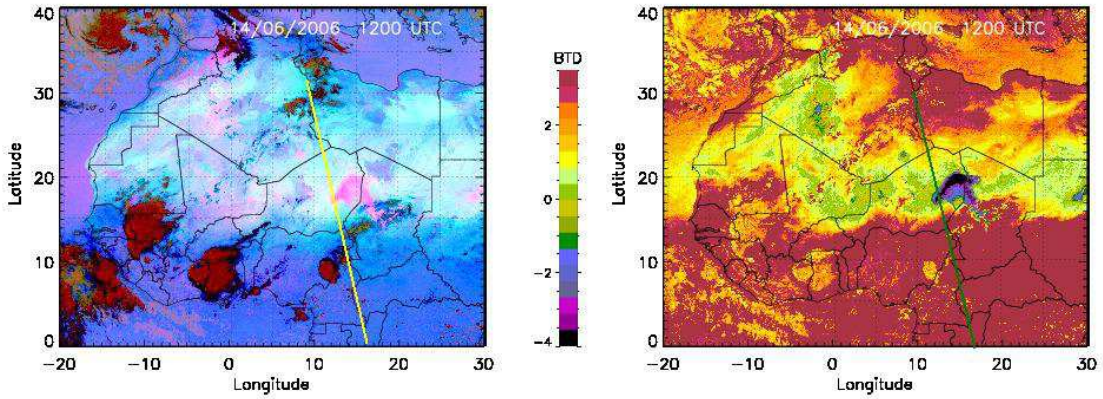


FIG. 4.8 – Carte colorée des données SEVIRI (a) et de la différence de température de brillance entre 10 et 12 μm (b) le 14 juin 2006 à 1200 UTC. La trace CALIPSO du 14 juin à 1320 UTC est également indiquée (ligne jaune ou verte).

Sur cette figure 4.8a, les aérosols sont représentés en violet et les couleurs rouge-orangée correspondent à des nuages de haute altitude. Cette cartographie donne une première idée sur la présence ou non d'aérosols. Cependant, comme on peut le constater au sud de 14°N, les fortes teneurs en vapeur d'eau (couleur bleu violet) tendent à contaminer la signature des aérosols (couleur violette). Par conséquent, cette seule méthode ne nous permet pas une discrimination directe et précise des aérosols. Ce problème se retrouve également sur l'image de la différence de température de brillance entre 10 et 12 μm. Ceci montre l'importance de corriger de l'effet de la vapeur d'eau et de la surface pour détecter de façon fiable les aérosols. Dans la suite, section 4.3, une méthode de détection basée sur l'utilisation des données SEVIRI/IIR est proposée.

Une explication possible concernant la signature des aérosols et des nuages entre les 3 radiomètres infrarouge (IIR/SEVIRI/CLIMAT) qui ne s'observe pas de la même façon dans les différents canaux est la différence des fonctions de transfert de ces instruments (cf. chapitre 2 section 2.5). Par exemple entre SEVIRI et l'IIR (Fig. 4.6) ou entre CLIMAT/Falcon 20 et l'IIR (Fig. 4.5).

4.3 Signature infrarouge des aérosols désertiques

Dans cette section, est présentée la méthode mise en place pour corriger la BTD_{10-12} de la contribution de la vapeur d'eau. Comme indiqué dans l'introduction de ce chapitre, dans un premier temps, la contribution de la vapeur d'eau est estimée en fonction de la BTD_{10-12}, au-dessus de l'océan et en ciel clair. Ceci permet de s'affranchir des effets de variabilité de température de surface. Une correction des BTD_{10-12} au-dessus du continent est alors possible.
Dans un deuxième temps, le même type d'analyse est réalisé au-dessus du continent.

4.3.1 Signature infrarouge des aérosols au-dessus de l'océan Atlantique

La relation entre BTD_{10-12} (obtenue avec l'IIR) et contenu intégré en vapeur d'eau (extrait des champs MODIS sur AQUA) est tout d'abord établie sur un ensemble de traces CALIPSO effectuées de jour et situées au-dessus de l'océan au cours de l'année 2007 (en moyenne deux traces par mois). Les données de l'année 2007 sont utilisées car pour l'année 2006 les premières mesures disponibles sont obtenues seulement à partir du 13 juin 2006. CALIPSO passant au-dessus du même endroit tout les 16 jours, la relation entre les deux variables mentionnées ci-dessus a été obtenue pour 21 traces de CALIPSO, au-dessus de l'océan Atlantique, entre -60 et 70°N.

Ce travail est réalisé pour les journées suivantes : 1^{er} janvier et 17 janvier, 2 février et 18 février, 6 et 22 mars, 7 et 23 avril, 9 et 25 mai, 10 et 26 juin, 28 juillet, 13 et 29 août, 14 et 30 septembre, 1er et 17 novembre, 3 et 19 décembre 2007. Pour chacune de ces journées, le contenu en vapeur d'eau est déterminé le long des traces CALIPSO et mis en relation avec la différence de température de brillance BTD_{10-12}. Pour cette étude, on considère seulement les zones de ciel clair (sans aérosols et sans nuages).

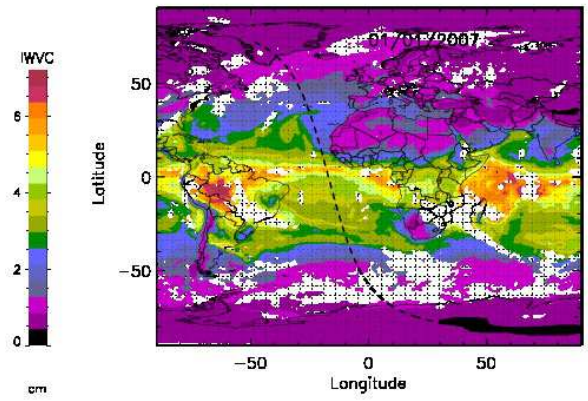


FIG. 4.9 – Contenu intégré de la vapeur d'eau déduit des observations MODIS sur AQUA pour la journée du 1er janvier 2007 et trace CALIPSO sur laquelle les données IIR sont analysées (trait pointillé noir).

La figure 4.9 donne le contenu intégré en vapeur d'eau pour la journée du 1er janvier 2007 ainsi que la trace CALIPSO utilisée pour la détermination des températures de brillance (trace autour de 1415 UTC).

La figure 4.10 a illustre le comportement de BTD_{10-12} en fonction du contenu en vapeur d'eau pour l'ensemble des traces CALIPSO au-dessus de l'océan. Elle confirme la forte dépendance de la BTD_{10-12} au contenu en vapeur d'eau. On observe que la BTD_{10-12} augmente avec le contenu intégré en vapeur d'eau sur la colonne atmosphérique. Ceci montre que sans la connaissance de l'influence de la vapeur d'eau sur les différences de températures de brillance, il n'est pas possible d'estimer la présence d'aérosols, ou de nuages.

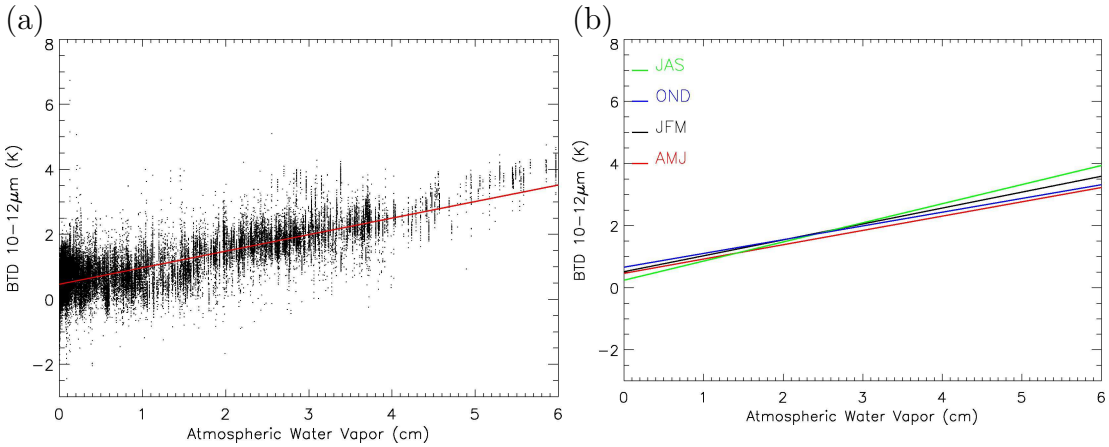


FIG. 4.10 – Relation entre le contenu intégré en vapeur d'eau et BTD_{10-12} pour l'ensemble des traces CALIPSO au-dessus de l'océan atlantique et la différence de température de brillance. La ligne rouge indique la droite de régression à travers le nuage de points (a) et droite de régression obtenue pour les mois de janvier-février-mars (noir), avril-mai-juin (rouge), juillet-août-septembre (vert), octobre-novembre-décembre (bleu) pour l'année 2007 (b).

La corrélation entre les deux variables est significative et de l'ordre de 0.8. Enfin, l'évolution de la BTD_{10-12} en fonction du contenu intégré peut être estimée sur la base de la droite de régression (en rouge sur la figure 4.10).
Les relations entre vapeur d'eau intégrée et BTD_{10-12} établies au-dessus de l'océan atlantique pour les quatre périodes sont illustrées sur la figure 4.10 b.
Les différences observées entre les quatre courbes résultent de la variation de température de surface de l'océan au cours de l'année. A l'aide des données de température de surface de l'océan de l'année 2007, on observe que la pente de la courbe dépend de la température de l'océan rencontrée. Ainsi, comme indiqué dans la section 4.2.1, plus la température de surface de l'océan augmente, plus l'influence de la vapeur d'eau intégrée sur la BTD est importante.

La figure 4.11, donne des exemples de signature en BTD_{10-12}, pour certains des transects utilisés précédemment, ainsi que le coefficient de rétrodiffusion total atténué obtenu avec le lidar CALIOP. En annexe E, sont présentés les résultats obtenus pour d'autres

traces. La courbe noire donne la BTD obtenue sans correction de la vapeur d'eau et la courbe rouge la BTD obtenue après une correction.

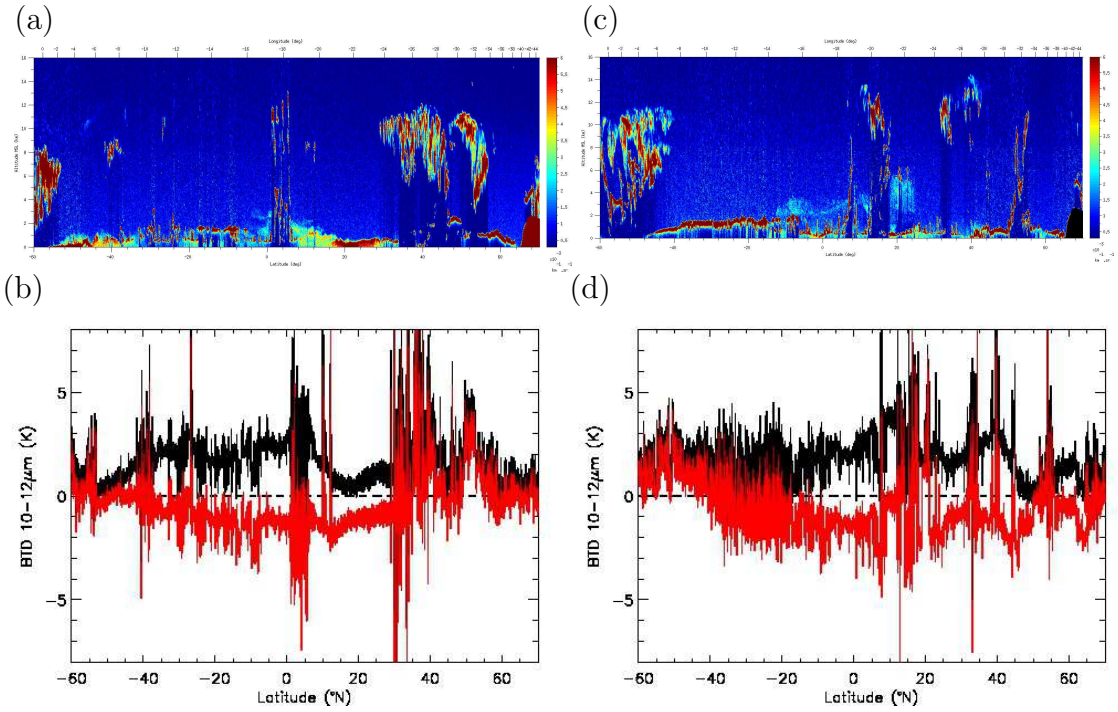


FIG. 4.11 – Coefficient de rétrodiffusion total atténué obtenu avec le lidar CALIOP pour la journée du (a) 1^{er} janvier 2007 et (c) 13 août 2007. La BTD_{10-12} correspondante obtenue avec l'IIR le (b) 1^{er} janvier 2007 et (d) le 13 août 2007. La BTD corrigée apparaît en rouge, et la BTD non corrigée apparaît en noire. Source des figures représentant le signal lidar : Juan Cuesta

Cette comparaison montre que les aérosols sont bien détectés dans l'IIR avec une signature négative sur la BTD mais uniquement après correction de la BTD du contenu atmosphérique en vapeur d'eau. En effet avant correction, la BTD_{10-12} était positive sur l'ensemble de la trace CALIPSO. Après correction, on retrouve les valeurs négatives attendues en présence d'aérosols, et positives en présence de nuage de haute altitude. Ainsi pour le 1^{er} janvier, la BTD_{10-12} autour de -60°N et entre 40 et 50°N prend une valeur comprise entre 0 et 4 K caractérisant la présence de nuage de haute altitude comme observé par CALIOP (valeurs du coefficient de rétrodiffusion supérieures à $6\,10^{-3}$ $km^{-1}\,sr^{-1}$, indiquant la présence de nuage ; voir également pour la journée du 13 août autour de -60°N et 10°N). En présence d'aérosols (valeurs du coefficient de rétrodiffusion dans la gamme de valeur 2-5.5 10^{-3} $km^{-1}\,sr^{-1}$, entre 0 et 30°N pour le 1^{er} janvier 2007, et entre 10 et 30°N pour le 13 août par exemple), la BTD_{10-12} est négative avec des valeurs comprises entre -1 et -3 K. Ces valeurs négatives résultent d'une absorption par les aérosols plus importante à 10.8 μm qu'à 12 μm.

Comme le montre ces exemples, cette signature bien que toujours négative pour les aérosols apparaît plus ou moins importante selon les aérosols détectés. Cette variabilité

peut résulter de deux effets liés soit à l'altitude des aérosols (Chaboureau *et al.*, 2007), soit à leur épaisseur optique de la couche.

4.3.2 Signature infrarouge des aérosols au-dessus du continent

Signature infrarouge des aérosols à partir de l'IIR

Nous nous intéressons maintenant à l'analyse des BTD le long de 5 traces CALIPSO des 13, 14, 22 et 29 juin 2006 et du 1^{er} juillet 2006 (voir Figure 4.12 pour la trace du 13 juin). Sur l'ensemble de ces traces, le même travail que précédemment est réalisé mais sur le continent : connaissant le contenu intégré en vapeur d'eau sur ces différentes traces, on corrige la BTD_{10-12} obtenue à partir de l'IIR en utilisant pour les quatre jours du mois de juin la droite de régression correspondant à la moyenne avril-mai-juin de l'année 2007 (obtenue sur l'océan) et pour la journée du mois de juillet, la droite de régression correspondant au mois de juillet-août-septembre de l'année 2007 (obtenue sur l'océan). Dans la suite, sont présentés les résultats obtenus entre -10 et 14°N (Figure 4.13) pour le 13 juin. D'autres résultats sont donnés en annexe E.

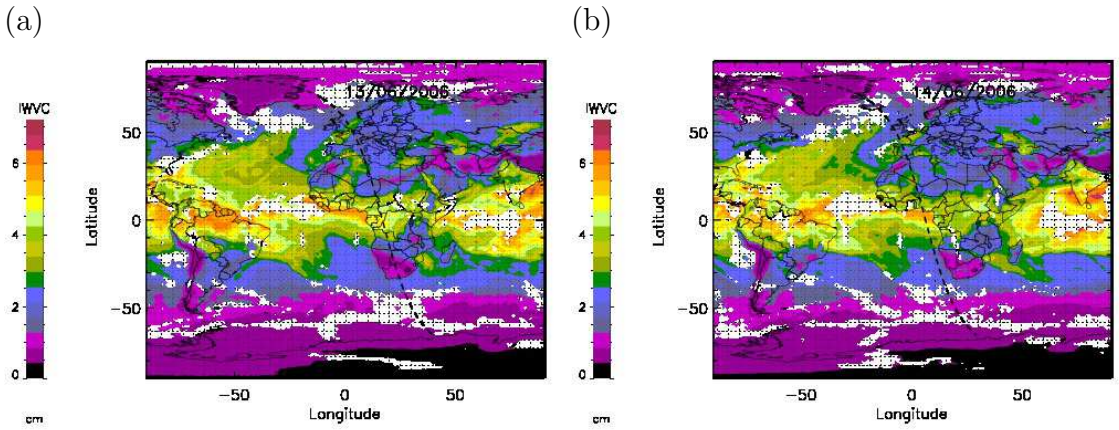


FIG. 4.12 – Contenu intégré en vapeur d'eau et trace CALIPSO étudiée pour le 13 juin (a), 14 juin (b).

La figure 4.13 confirme que la correction de la contribution de la vapeur d'eau réalisée sur la BTD_{10-12} (courbe rouge), permet une différentiation des aérosols (signature négative) et des nuages opaques (signature positive). Par exemple, pour les latitudes comprisent entre 5 et 10 °N, pour le 13 juin, on observe une signature négative correspondant à la présence d'aérosol de basses couches. De même entre -10 et 0 °N pour le 14 juin. A la rencontre de nuages de hautes altitudes (à 14 km d'altitude) autour de -5 °N le 13 juin, et autour de 8 et 13 °N pour le 14 juin, la BTD_{10-12} devient positive. Les nuages de basses altitudes ont une signature proche de zéro et caractérisés par une grande variabilité de la BTD_{10-12} (entre -5 et 5°N le 13 juin et entre 0 et 5°N le 14 juin).

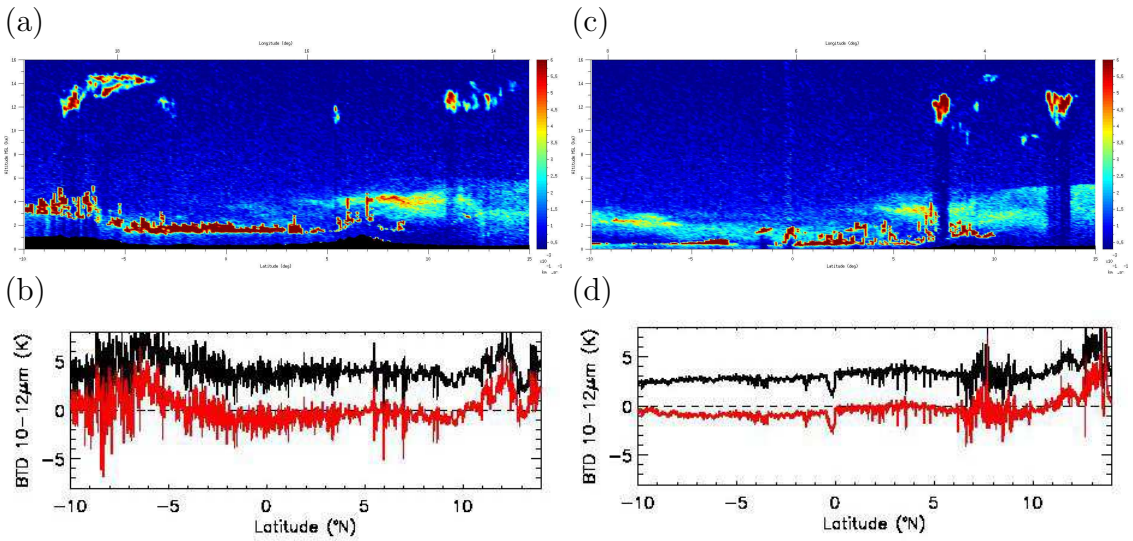


FIG. 4.13 – Coefficient de rétrodiffusion total atténué obtenu avec le lidar CALIOP (a,c) et la différence de température de brillance BTD_{10-12} correspondante obtenue avec l'IIR (b,d) pour la journée du 13 juin et 14 juin 2006 (en rouge la BTD_{10-12} corrigée, en noir la BTD_{10-12} non corrigée). Source des figures représentant le signal rétrodiffusé lidar : Juan Cuesta.

Signature infrarouge des aérosols à partir de SEVIRI au-dessus de l'Afrique de l'Ouest

Dans la partie précédente, la nouvelle méthode de correction de la contribution de la vapeur d'eau sur les $BTDs_{10-12}$ de CALIPSO a été présentée et illustrée le long de différentes traces CALIPSO, au-dessus de l'océan et du continent Africain. Cette méthode est maintenant appliquée à l'ensemble des régions couvertes par SEVIRI sur MSG. Ce passage direct des données issues des canaux 10-12 de l'IIR sur CALIPSO à celles des canaux 10-12 de SEVIRI sur MSG peut-être fait car il a pu être montré précédemment section 4.2.3 la bonne cohérence entre ces mesures. Ces données SEVIRI permettent d'étendre la détection des aérosols désertiques sur l'ensemble du continent Africain avec un suivi temporel amélioré et permet donc un suivi, en continu, du cycle de vie des aérosols toutes les 15 minutes.

Cette méthode trouve son attrait non seulement dans son suivi temporel important et sa couverture géographique étendue, mais également dans le fait qu'elle puisse être appliquée sans utiliser un code lourd de transfert radiatif, comme indiqué précédemment.

Avant d'appliquer la méthode à l'ensemble de ces données SEVIRI une dernière validation est réalisée en comparant les $BTDs_{10-12}$ obtenues par l'IIR de CALIPSO (comme précédemment) avec celles obtenues par SEVIRI en des localisations proches des traces CALIPSO.

La figure 4.14 illustre l'évolution des BTD_{10-12} SEVIRI et l'IIR non corrigée (a) et corrigée (b) de la vapeur d'eau pour la trace CALIPSO du 14 juin 2006. La signature des aérosols est négative pour les deux instruments, la signature des nuages de haute altitude (à 7 °N

et 13 °N) et des nuages situés au-dessus de la couche d'aérosols (autour de 20-23 °N) est quant à elle positive. Cette illustration montre à la fois le bon accord sur l'évolution de la BTD_{10-12} entre SEVIRI et l'IIR et d'autre part, la possibilité de différencier les aérosols et les nuages à l'aide des données du satellite MSG. De plus, on s'aperçoit que la correction de la vapeur d'eau pour des contenus supérieur à 3 cm (entre 0 et 13 °N) permet d'obtenir des valeurs de BTD cohérentes avec les BTDs correspondantes à des régions à contenu en vapeur d'eau plus faible (au nord de 15 °N). Sans la correction, les BTDs obtenues au sud de 15 °N, corrélées à des contenus en vapeur d'eau élevés, possédaient des valeurs supérieures de 2K à celles obtenues au nord de 15 °N. La correction nous permet donc d'harmoniser les BTDs quel que soit le contenu en vapeur d'eau.

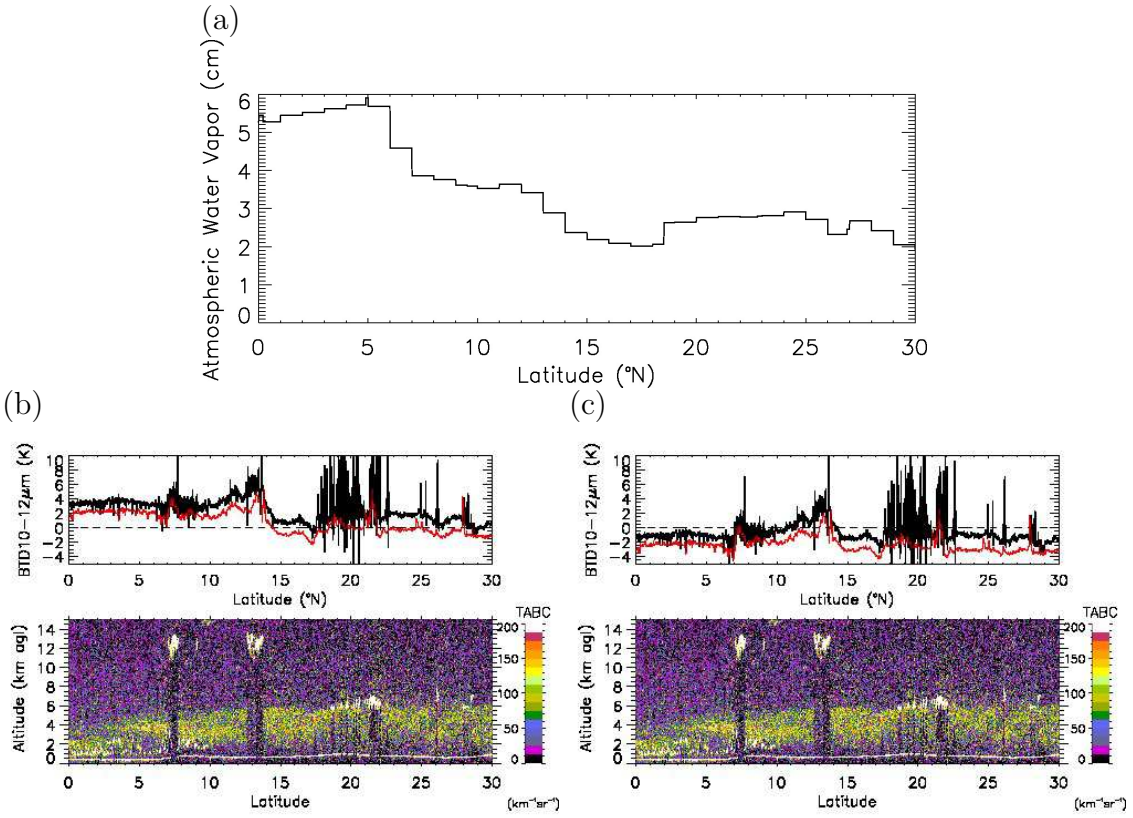


FIG. 4.14 – Le contenu en vapeur d'eau (a) et la BTD_{10-12} obtenue pour SEVIRI (en rouge) et l'IIR (en noir) avant (b) et après (c) la méthode de pseudo-correction de la vapeur d'eau pour le 14 juin 2006.

L'application de cette méthode sur l'ensemble des données SEVIRI est illustrée figure 4.15 et figure 4.16. Dans cette figure sont présentées les anciennes cartes de BTD_{10-12} obtenues sans la correction de la vapeur d'eau et les cartes corrigées pour la semaine du 9 au 14 juin 2006. Cette figure démontre l'impact important de cette correction.

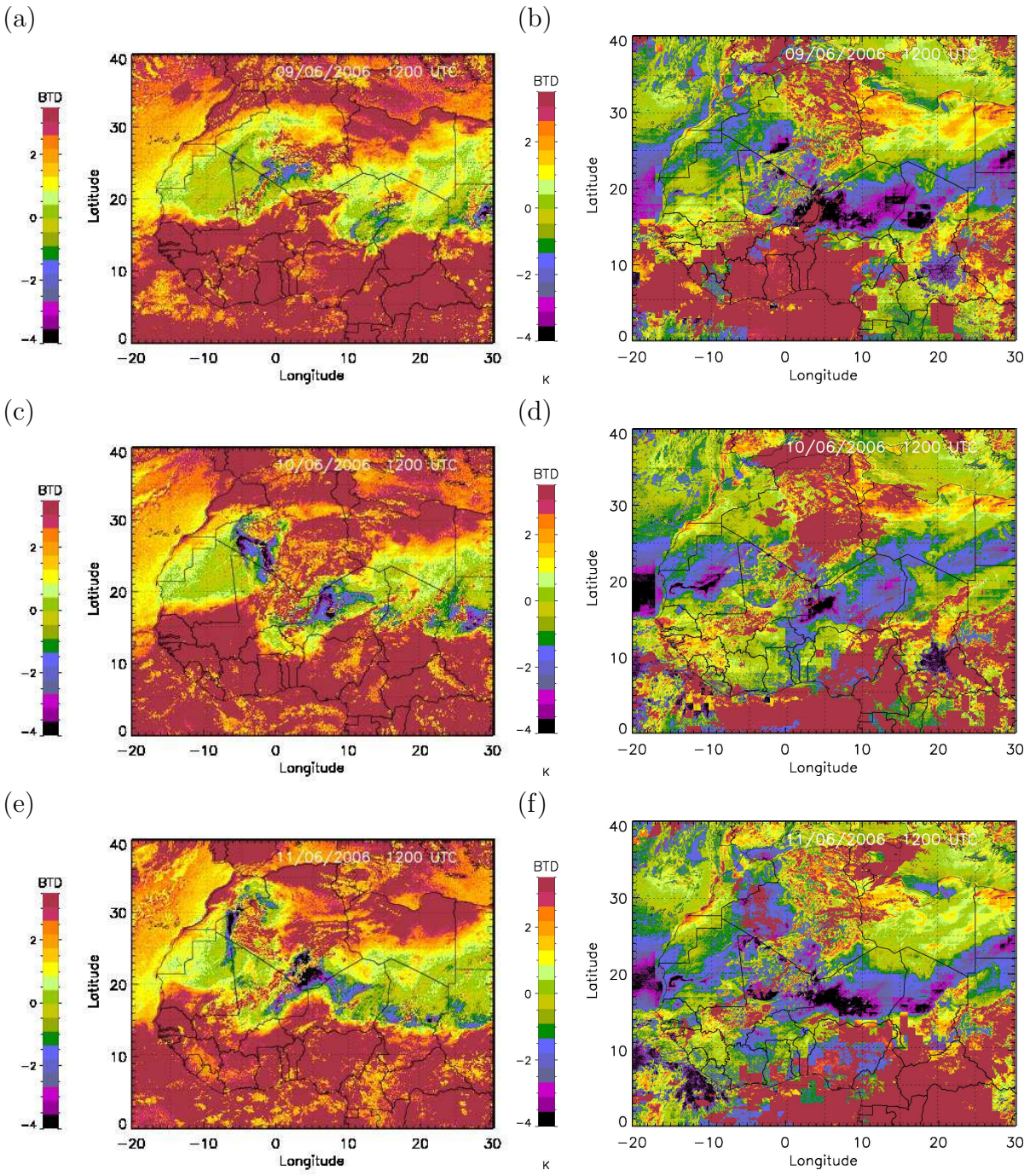


FIG. 4.15 – Carte de BTD_{10-12} non corrigée (a,c,e) et « corrigée » de l'effet de la vapeur d'eau,(b,d,f) du 9, 10, et 11 juin 2006 à midi.

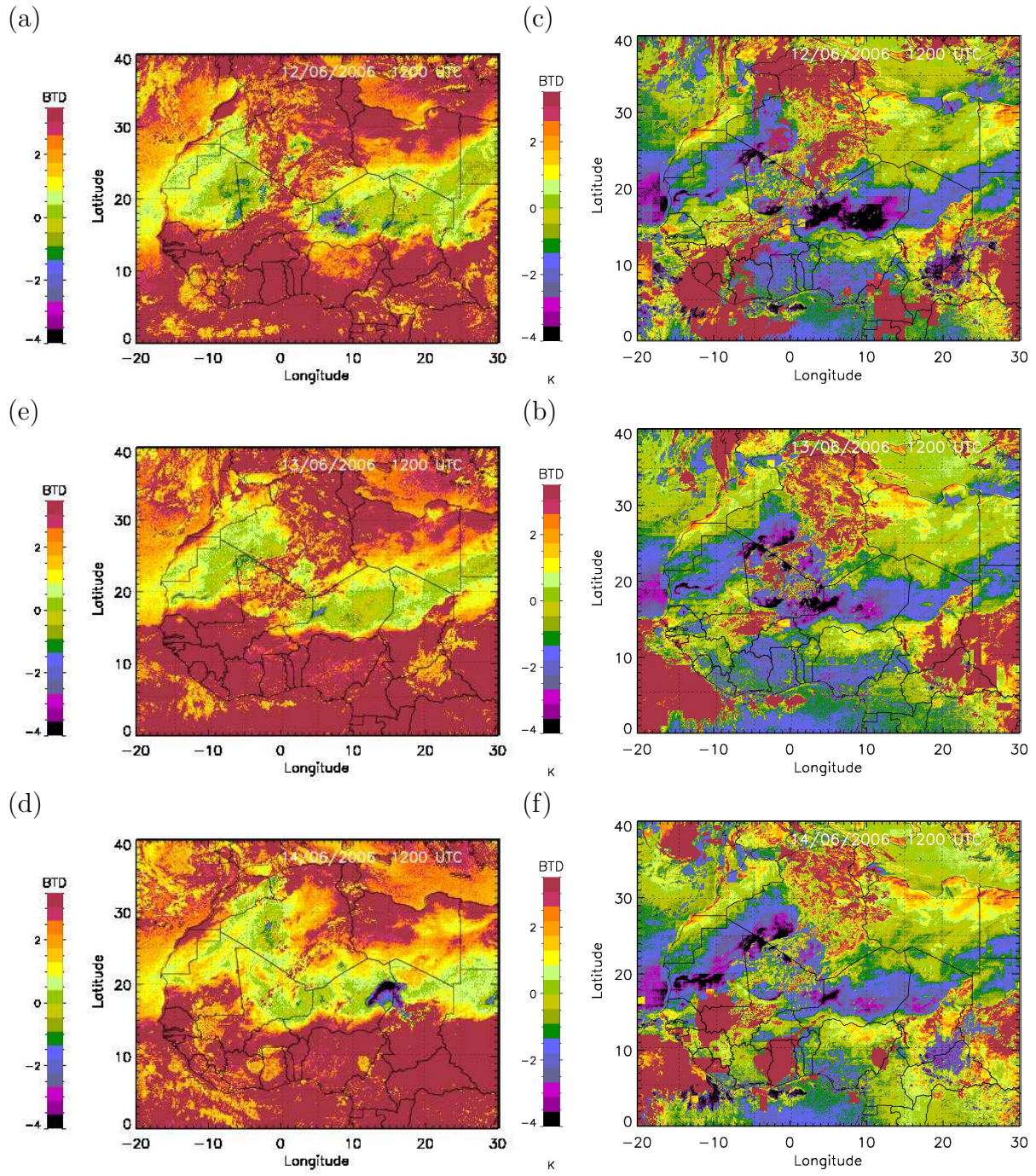


FIG. 4.16 – Carte de BTD_{10-12} non corrigée (a,c,e) et « corrigée » de l'effet de la vapeur d'eau,(b,d,f) du 12, 13 et 14 juin 2006 à midi.

La comparaison entre les cartes corrigées de la contribution de la vapeur d'eau aux observations SEVIRI basées sur la méthode colorée (présentée dans le paragraphe 4.2.3, Figure 4.8 a), montre que les aérosols sont relativement bien identifiés grâce à cette méthode de « pseudo-correction ».

Il ne faut cependant pas oublier qu'au nord de 14 °N de latitude au-dessus du continent, la BTD_{10-12} peut être affectée par la température de surface. De plus, au-dessus du continent, la méthode dans sa version actuelle, corrige de la vapeur d'eau avec une température de surface de référence correspondant à l'océan qui est donc plus faible que celle rencontrée au-dessus du continent. Afin de réaliser une correction optimale, il faudrait donc pouvoir extrapoler ou adapter la courbe établie précédemment à la température de surface rencontrée. Une solution serait d'utiliser un code de transfert radiatif calé sur les observations tel que "STREAMER". Une température de surface serait fixée, le contenu intégré en vapeur d'eau modifié pour prendre différentes valeurs, et une estimation de la variation de la BTD_{10-12} en serait déduite. Cette méthode serait réitérée pour différentes valeurs de températures de surface. Ainsi, on obtient l'extrapolation nécessaire pour différentes températures de surface. Ce travail est actuellement en cours de réalisation.

Il faut également noter que dans le cas présent, comme on le constate sur la figure 4.3, la correction réalisée est plus faible que nécessaire. En effet, on considère la température de surface de référence (celle de l'océan) plus faible que celle du continent africain. Dans une configuration où l'on aurait une température de surface plus forte, il serait nécessaire de corriger les températures de brillance de quelques degrés supplémentaires (i.e. soustraire de quelques degrés). Ceci signifie que les valeurs négatives caractéristiques des aérosols seraient finalement encore plus négatives. On peut donc estimer que les régions négatives actuellement détectées sont à coup sûr des panaches d'aérosols désertiques, notamment au nord de 14°N, même sans cette correction sur la température de surface. On détecte ainsi la partie la plus dense du panache. La correction de la température de surface prenant en compte la température réelle du continent conduirait à augmenter l'étendu de ces panaches.

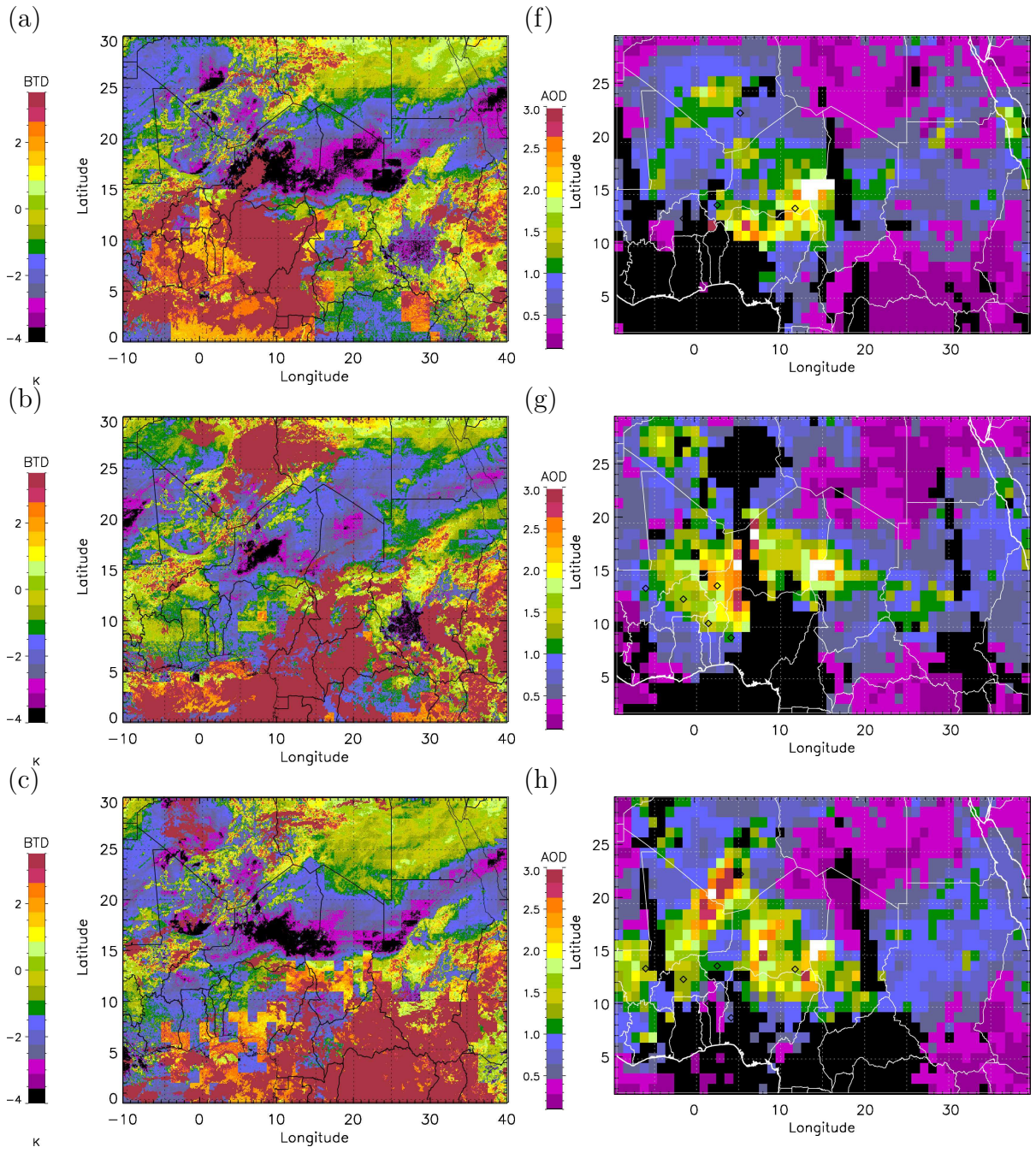
4.3.3 Comparaison des panaches d'aérosols obtenus avec la méthode développée et les observations MODIS

Une dernière validation de cette méthode de « pseudo-correction » peut être réalisée en exploitant les données MODIS. L'instrument MODIS est embarqué à bord des satellites Terra et Aqua comme décrit au chapitre 2. MODIS/TERRA et MODIS/AQUA voit l'ensemble de la surface de la terre tout les 1 à 2 jours (autour de 1200 UTC pour AQUA, autour de 1050 UTC pour TERRA) tandis que les satellites Météosat, placés en orbite géostationnaire, conservent toujours la même position par rapport à la Terre et permettent donc d'observer en continu la même portion du globe. L'Afrique est observé alors en continu toutes les 15 minutes. Ainsi, SEVIRI permet contrairement à MODIS une observation en continu du cycle des aérosols désertiques. Par contre, les observations MODIS nous informent sur l'épaisseur optique des aérosols et donc sur leur présence dans l'atmosphère et ceci avec une scène proche de celle fournie par SEVIRI. Ceci offre donc une possibilité supplémentaire de validation de la méthode de « pseudo-correction » où les maximums en AOD doivent être corrélés aux maximums négatifs de BTD_{10-12}.

La figure 4.17 présente cette comparaison.

Le 9 juin 2006, la signature en BTD_{10-12} des aérosols se montre en accord avec les

valeurs d'AOD MODIS. Les valeurs d'AOD supérieures à 1.6 correspondent à des valeurs de BTD_{10-12} inférieures à -3.5 K. L'ensemble du panache d'aérosol est parfaitement bien retrouvée par la méthode mise en place dans cette étude (BTD_{10-12} négative pour l'ensemble de la couche d'aérosol).



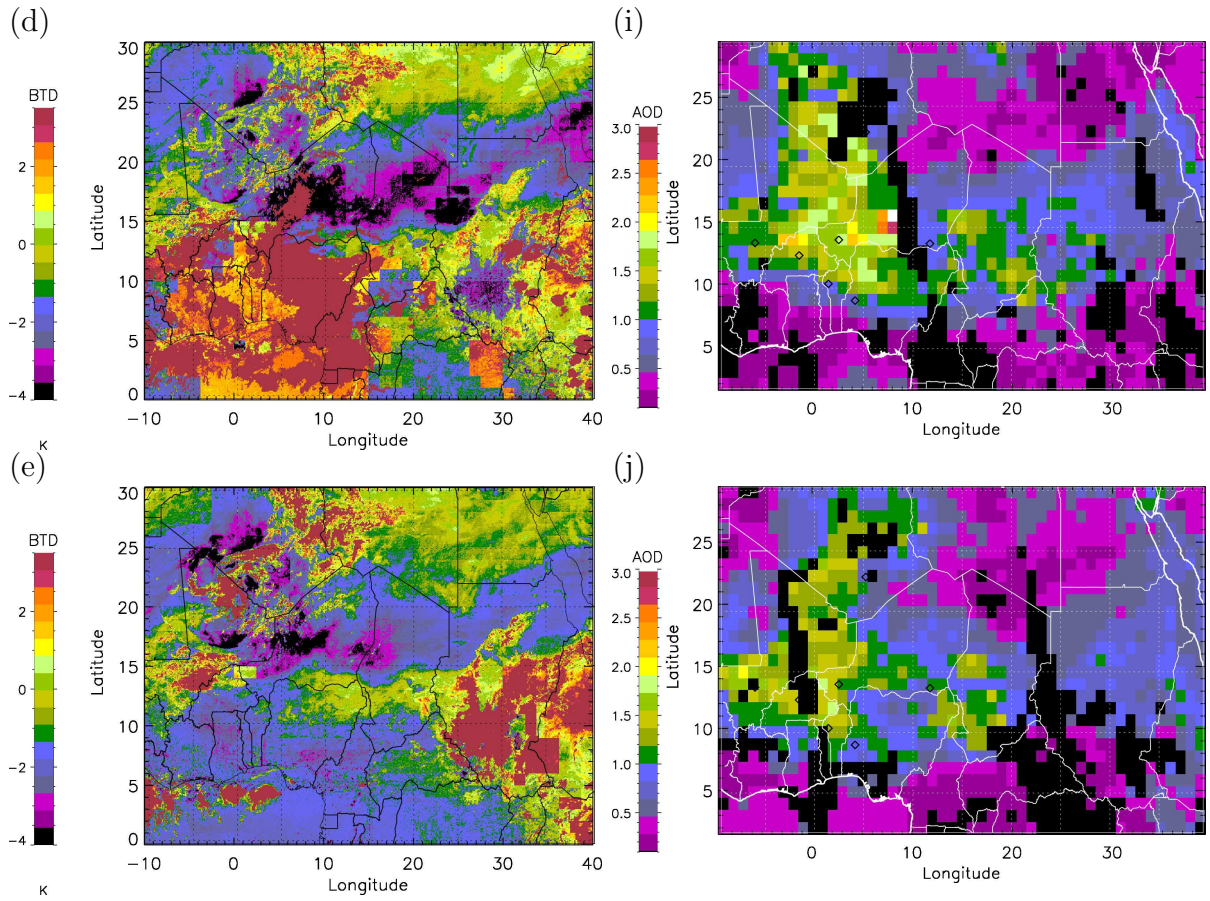


FIG. 4.17 – Carte de BTD_{10-12} « corrigée » de l'effet de la vapeur d'eau (a,b,c,d,e) et des AOD MODIS (f,g,h,i,j) du 9, 10, 11, 12, et 13 juin 2006 à midi.

Le 10 juin, les maxima en AOD sont encore une fois bien associés aux minima de BTD avec cependant quelques structures légèrement différentes. Les panaches apparaissent plus étendu avec la méthode de « pseudo-correction » entre 35 et 40 °E et 12-17 °N par exemple. Cette différence résulte sans doute du fait que la scène fournie par MODIS n'est pas instantanée contrairement à SEVIRI et la surface dans cette région, comme indiquée précédemment, commence à contribuer aux BTDs. Le 11 juin, on retrouve à nouveau une bonne cohérence entre les deux types d'informations. De même, les 12 et 13 juin, les panaches d'aérosols sont relativement bien retrouvés avec la méthode de « pseudo-correction ». La région d'aérosols observée le 12 juin est par contre légèrement plus étendue pour les BTD_{10-12} que pour les AOD MODIS.

4.4 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons démontré la possibilité de détection des aérosols désertiques à partir des données infrarouges de SEVIRI à l'aide d'une approche basée sur une correction de la BTD en fonction du contenu intégré en vapeur d'eau. Cette nouvelle

approche nécessite l'utilisation d'informations déduites des données de la plateforme CALIPSO (IIR/CALIOP), de MODIS (AQUA/TERRA) et de MSG (SEVIRI). Elle permet de se passer d'un code de transfert radiatif pour corriger ces données infrarouges de la contribution de la vapeur d'eau comme cela est généralement fait (Chaboureau *et al.*, 2007).

Cette approche a pu être évalué de la façon suivante. L'influence du contenu en vapeur d'eau sur la BTD_{10-12} a pu être analysée en réalisant une étude statistique sur un ensemble de trace CALIPSO au-dessus de l'océan Atlantique réalisée au cours de l'année 2007. Elle a permis de déterminer la relation linéaire existante entre le contenu en vapeur d'eau et la BTD_{10-12}. Elle a permis également de caractériser l'évolution de cette contribution de la vapeur d'eau selon le mois, du fait de l'évolution de la température de surface. La BTD_{10-12} corrigée de cet impact permet alors de bien distinguer la signature différenciée des aérosols et des nuages.

Une signature négative prédomine pour les aérosols, et positive pour les nuages. Cette signature est observée aussi bien au-dessus de l'océan qu'au-dessus du continent. Au-dessus de 14 °N sur le continent, la BTD_{10-12} peut cependant être influencée par l'émissivité de surface qui contribue de façon différente sur les deux longueurs d'onde.

L'utilisation de cette méthode sur les données SEVIRI, permet d'accéder une cartographie globale en BTD_{10-12} du continent africain qui permet une différenciation plutôt correcte des aérosols et des nuages qui n'était pas possible sans cette correction. Cette cartographie obtenue toutes les 15 minutes permet un suivi temporel précis du cycle de vie des aérosols.

Chapitre 5

Impact des aérosols désertiques sur la dynamique de l'atmosphère

Sommaire

5.1 Introduction 122

5.2 L'impact radiatif des aérosols désertiques sur l'ouest de l'Afrique 123

5.3 L'impact du chauffage sur le vent thermique 124

5.4 Situation météorologique du cas d'étude 126

5.5 Évaluation des simulations numériques 130

5.5.1 Description de la simulation 131

5.5.2 La distribution en taille des particules en volume et nombre . . 131

5.5.3 Données dynamiques et thermodynamiques en surface 132

5.5.4 Distribution spatio-temporelle des aérosols désertiques 135

5.5.5 Confrontation avec les données de flux radiatif en surface . . . 139

5.5.6 Confrontation aux observations aéroportées 140

5.5.7 Impact radiatif des aérosols 141

5.6 Impact de l'aérosol sur la dynamique atmosphérique 142

5.6.1 Impact radiatif des aérosols au cours de la journée 143

5.6.2 Conceptualisation de l'impact dynamique sur l'AEJ 145

5.6.3 Impact des aérosols sur l'intensité de l'AEJ 148

5.6.4 Impact des aérosols sur l'intensité de la dépression thermique saharienne 154

5.6.5 Le rôle des nuages 157

5.7 Conclusion 157

5.1 Introduction

Dans le chapitre 3, on a pu mettre en évidence le rôle incontestable et important des aérosols désertiques sur le bilan radiatif, avec pendant la journée un réchauffement localisé principalement dans la couche de poussières désertiques, résultant des interactions onde-matière dans le domaine du SW. Pendant la nuit, un refroidissement est observé dans la couche d'aérosol et un réchauffement à la surface, lié aux interactions onde-matière dans le domaine LW.

La question qui se pose alors est l'effet de cet impact thermique sur la dynamique atmosphérique. Celui-ci est encore mal connu, bien que quelques études se soient penchées sur ce problème telles celles de Lau *et al.* (2006), Wu & Zhang (1998), Li & Yanai (1996) ou encore Kuhlmann & Quaas (2010).

En effet ces études donnent des résultats qui se montrent divergents sur de nombreux points. Ainsi Kuhlmann & Quaas (2010) ont estimé l'impact des aérosols sur la mousson Asiatique au-dessus du Plateau Tibétain durant trois années (entre 2007 et 2009). Pour ce faire, les données CALIPSO, les données de vent provenant des ré-analyses NCEP et un modèle de transfert radiatif ont été utilisés. Ils estiment le chauffage radiatif à 0.2 $\mathrm{K\,jour^{-1}}$ dans les longueurs d'onde visibles, chauffage en partie contre-balancé par le refroidissement dans les grandes longueurs d'onde situé à haute altitude. Par conséquent aucune influence sur la circulation de la mousson n'est observée.

Par contre, l'étude réalisée par Lau *et al.* (2006) (déjà décrite dans l'introduction générale) suggère que la mise en place (onset) de la mousson indienne résulte de l'accélération du chauffage de la haute troposphère en Avril-Mai induit par l'absorption des aérosols, principalement les poussières désertiques et les carbones suies relâchés au dessus du Plateau du Tibet (côte nord et sud du Plateau Tibétain). Dans ce processus, l'air réchauffé dans les basses couches du plateau s'élève par convection sèche, conduisant ainsi à une anomalie positive de température dans la moyenne et haute troposphère. Les mouvements ascendants agissent alors comme « une pompe à chaleur » qui advecte l'air humide chaud au-dessous, intensifie la convection et augmente les précipitations de la mousson indienne par modification de la structure verticale de l'atmosphère en température et par augmentation de l'énergie potentielle convective disponible. Le même type de mécanisme a été proposé par Wu & Zhang (1998) ou encore Li & Yanai (1996). Il est donc possible qu'un processus identique se rencontre dans le cas de la mousson africaine.

Dans l'étude qui suit, réalisée sur le cas documenté précédemment (autour de la mi-juin 2006), nous nous intéresserons plus particulièrement aux conséquences du forçage radiatif sur l'AEJ, du fait de la localisation horizontale des poussières et de leur impact. En effet, on peut supposer que la modification du gradient horizontal de température impacte directement la localisation spatiale et l'intensité de ce jet et contrôle indirectement le développement des ondes d'est africaines. La modification du profil vertical de température doit également impacter la stabilité de l'atmosphère et contrôler indirectement la convection. Pour ce faire, le modèle numérique Meso-NH a été utilisé comme dans l'étude de Crumeyrolle *et al.* (2010) étudiant le transport des particules désertiques au-dessus de la région de Bodélé dans la couche de mousson.

Dans la suite de ce chapitre sont présentés les conditions atmosphériques présentes entre les 9 et 15 Juin 2006, l'impact du forçage quantifié précédemment (chapitre 3) sur

le vent thermique, et les modifications induites sur la dynamique atmosphérique.

5.2 L'impact radiatif des aérosols désertiques sur l'ouest de l'Afrique

Avant de quantifier l'impact local des aérosols désertiques sur l'AEJ, il parait judicieux d'estimer dans un premier temps leur impact de façon plus globale sur l'Afrique de l'ouest. Pour ce faire, toutes les traces CALIPSO de la semaine du 9-15 Juin 2006 sont utilisées de jour comme de nuit afin d'obtenir une cartographie globale de cet impact (Figures 5.1 et 5.2).

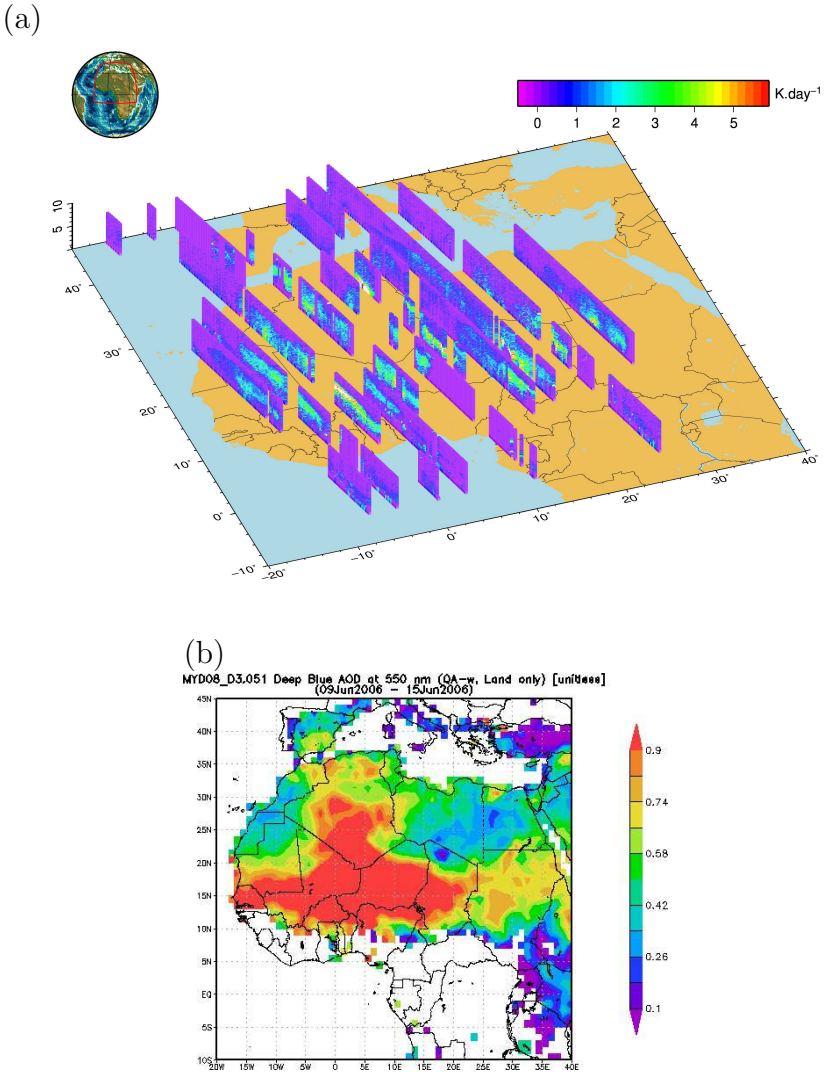


FIG. 5.1 – Impact régional des aérosols désertiques de jour (a) et l'épaisseur optique moyenne correspondante (b) pour la semaine du 9 au 15 juin 2006.

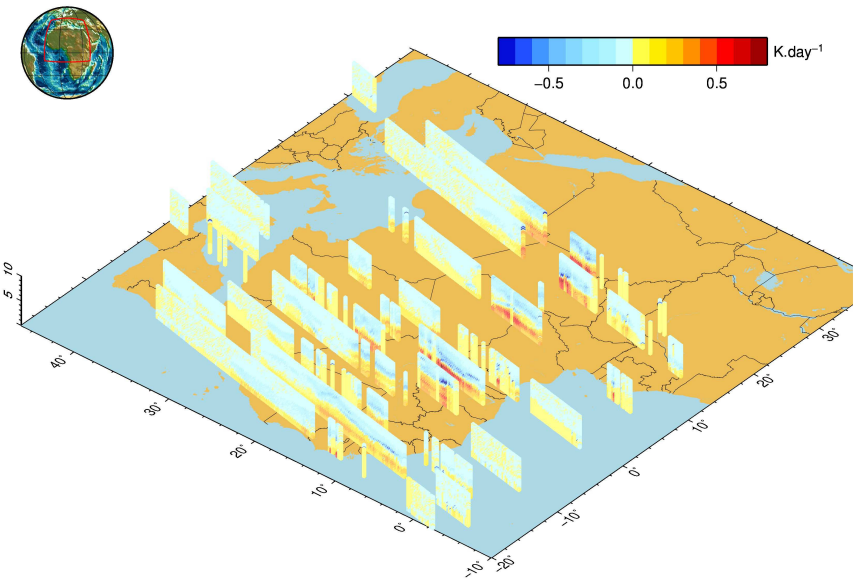


FIG. 5.2 – Impact régional des aérosols désertiques de nuit.

La figure 5.1 montre que l'Afrique de l'ouest est fortement affectée par un réchauffement global dans la journée sur l'ensemble de la colonne atmosphérique entre 0-6 km d'altitude et un refroidissement à haute altitude (couleur violette). Le réchauffement observé est colocalisé aux aérosols comme le montre la figure d'épaisseur optique moyennée sur la semaine (Figure 5.1b). De nuit, l'effet principal est un refroidissement au niveau du panache d'aérosol entre 2 et 5 km d'altitude (Figure 5.2) et un réchauffement en dessous. Cependant cet effet est moins marqué la nuit, les valeurs étant comprises entre -1 et 1 K jour^{-1} contre -0.5 et 6 K jour^{-1} de jour.

5.3 L'impact du chauffage sur le vent thermique

L'AEJ peut être considéré comme un vent d'origine thermique, au premier ordre. Le vent thermique résulte de l'équilibre horizontal entre force de pression et force de Coriolis. Cet équilibre dit géostrophique établit un lien entre champs de vent et champs de température. Au travers de cet équilibre, toute modification du champ de température conduit à une modification du champ de vent. A grande échelle l'atmosphère est proche de cet équilibre géostrophique ainsi que de l'équilibre hydrostatique. A partir de ces équilibres il est possible d'établir les relations suivantes.

Le vent thermique s'écrit (Eq. 5.1) :

$$\frac{\partial v_g}{\partial Z} = \frac{g}{f_0 \Theta_0} \frac{\partial \Theta}{\partial x} \qquad et \qquad \frac{\partial u_g}{\partial Z} = -\frac{g}{f_0 \Theta_0} \frac{\partial \Theta}{\partial y} \tag{5.1}$$

où f le paramètre de Coriolis, f_0=10^{-4} s^{-1} aux moyennes latitudes et f_0=10^{-5} s^{-1} en région tropicale, et Θ_O la température potentielle.

Dans ce cas, x et u_g sont orientés selon les méridiens et inversement y et v_g sont orientés selon les parallèles à l'ouest. On voit que lorsque Θ croit vers le nord, v_g (composante qui nous intéresse) croit avec l'altitude.

Dans le cas présent nous nous intéressons à l'impact d'un réchauffement sur la composante longitudinale du vent thermique (gradient de température potentielle selon x, Eq. 5.1). Cette composante est ainsi simulée pour trois températures potentielles différentes (300-325-350 K) et pour des réchauffements compris entre 0 et 20 K (pour une distance de 1100 km soit 10°). Les résultats sont présentés sur la figure 5.3.

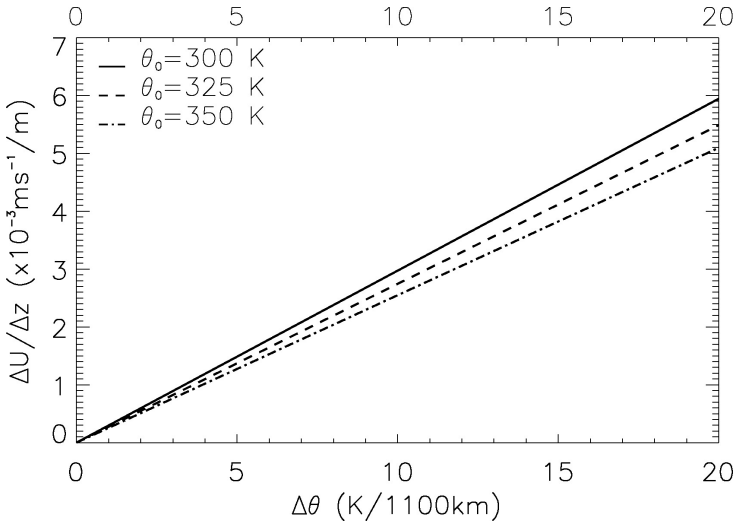


FIG. 5.3 – Impact du réchauffement sur le vent thermique.

On constate ainsi qu'une variation de 5 K sur 10°en latitude conduit à une augmentation du vent thermique de l'ordre de 1.25 à 1.5 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ sur une distance verticale de 1 km. Pour les échauffements quantifiés chapitre 3 de l'ordre de 3 à 6 $\mathrm{K\,jour^{-1}}$ on s'attend à une augmentation importante du vent thermique entre 0.5 et 1.75 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ sur une distance verticale de 1 km. Il semble donc important de préciser cet impact pour un cas réel, comme celui dont fait l'objet cette thèse.

L'étude présentée dans la suite s'intéresse à l'évènement de poussières transporté depuis les zones sources de l'est du continent et observé au-dessus du Bénin entre le 9 et 15 juin 2006 (Flamant *et al.*, 2009a), et dont l'impact radiatif a été étudié dans le chapitre 3 pour les journées des 13 et 14 juin 2006. Dans la suite est présentée une synthèse de l'analyse réalisée à partir des simulations Méso-NH. L'influence des panaches d'aérosols (réchauffement, modification de la dynamique, etc...) est étudiée en comparant les champs dynamique et thermodynamique issus d'une simulation prenant en compte les aérosols (simulation DUST) et une simulation pour laquelle les aérosols ne sont pas pris en compte (simulation NoDUST).

Dans un premier temps est décrite la situation météorologique rencontrée lors de cette période du 9 au 14 juin 2006. Ensuite la qualité de la simulation DUST est évaluée en la confrontant aux différentes observations disponibles lors de cette période (mesures in

situ au sol de température, de flux, et d'épaisseur optique, aéroportées de concentration en aérosols et de chauffage radiatif et satellitaires). Le cycle de vie des panaches simulé est comparé à celui déduit de l'analyse des images infrarouge MSG et des observations MODIS Deep Blue.

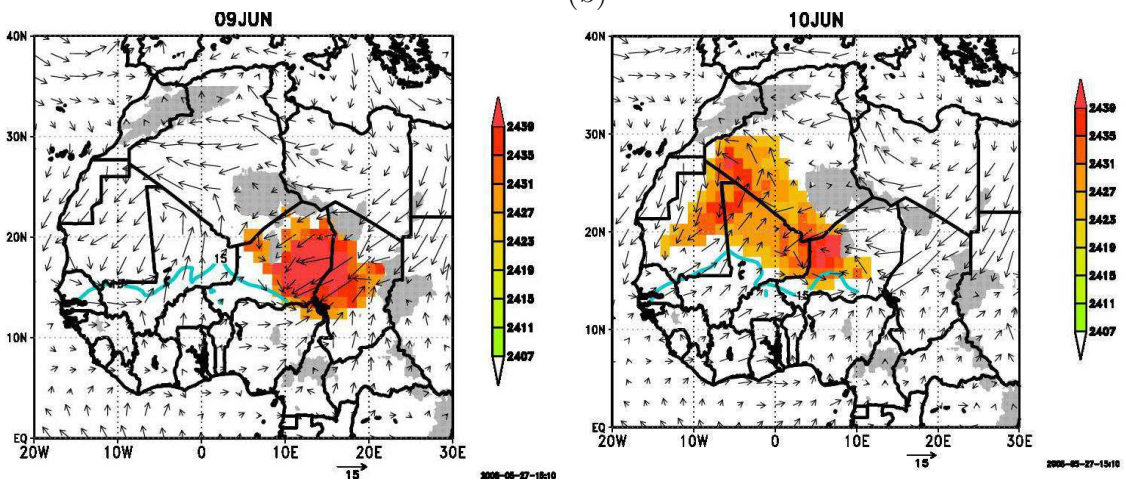
5.4 Situation météorologique du cas d'étude

Dans cette partie nous décrivons l'évolution temporelle de la position et de l'intensité des éléments clés de la MAO au cours de la période 9-14 juin 2006 : la dépression thermique, le FIT, l'AEJ et le panache de poussières en provenance des sources de l'est du continent. Les champs présentés par la suite sont issus de la simulation DUST, à l'exception des cartes montrant l'évolution de la position de la dépression thermique Ouest Africaine, qui ont été fournies par C. Lavaysse.

L'évolution de position et de l'intensité de la dépression thermique d'Afrique de l'Ouest a été déterminé à partir de la méthode proposée par Lavaysse *et al.* (2009). Le calcul de la « low-level atmospheric thickness » a été effectué à partir des analyses journalières du CEMMPT.

La figure 5.4 montre que la position de la dépression thermique est extrêmement variable d'un jour à l'autre : elle est positionnée au-dessus du Niger et du Tchad le 9 juin, puis se décale progressivement vers le Sahara central au cours des trois jours suivants (10-12 juin), avant de se décaler à nouveau vers l'est, sous le vent du Hoggar les 13 et 14 juin 2006. On note également les forts vents de surface au-dessus du Tchad et du Soudan, à l'origine des soulèvements de poussières au cours de la période d'étude.

(a) (b)



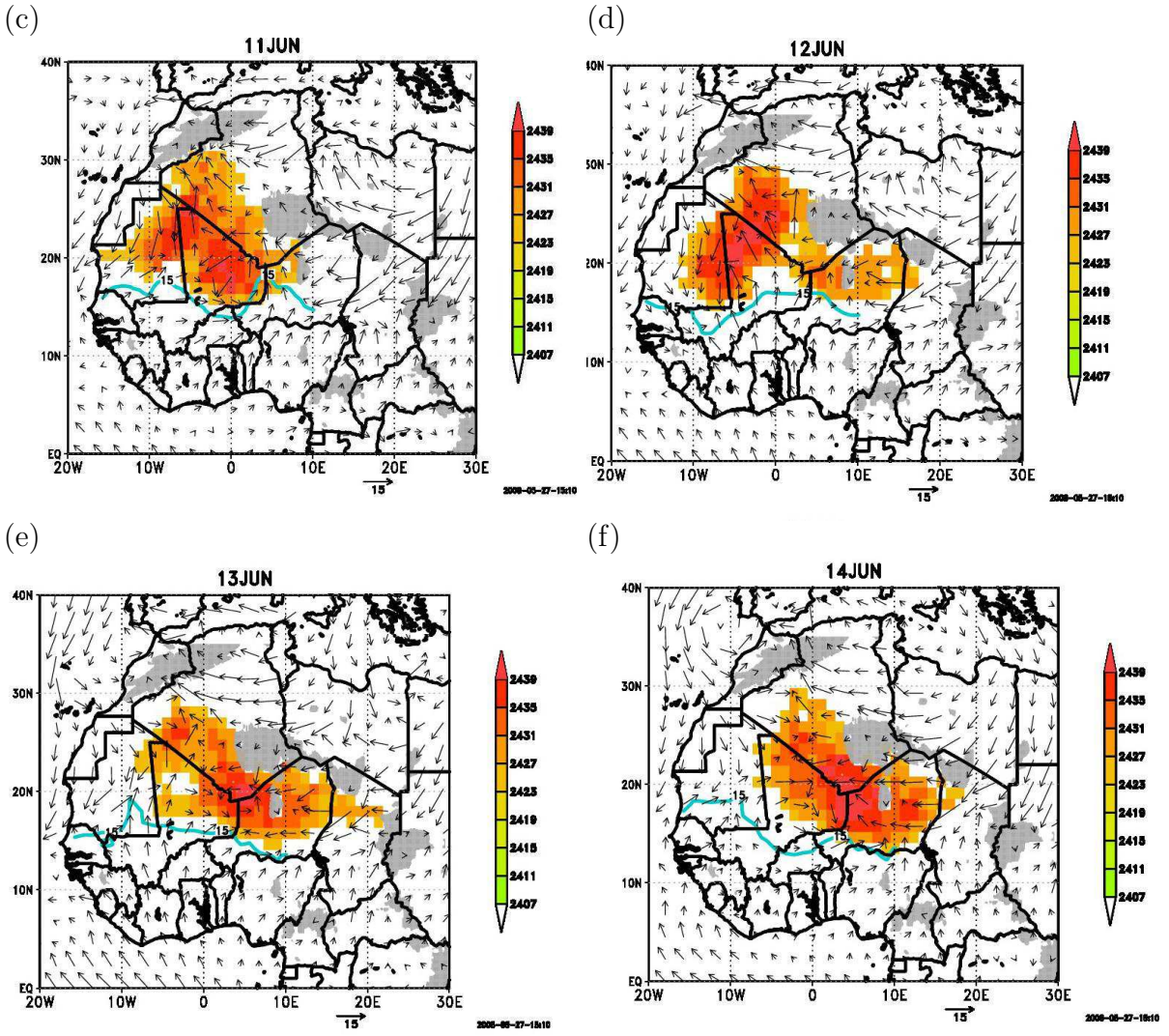


FIG. 5.4 – Position de la dépression thermique (« low-level atmospheric thickness ») le 9 juin (a), 10 juin (b), 11 juin (c), 12 juin(d), 13 juin (e) et 14 juin (f) 2006. Figure fournie par Christophe Lavaysse.

La figure 5.5, montrant le champ de rapport de mélange de vapeur d'eau à la surface, indique que la position moyenne du FIT (matérialisée par le fort gradient du rapport de mélange) est relativement constante au cours de la période et est positionnée au-dessus du Sahel. A plus petite échelle, on observe cependant des fluctuations de la position du FIT, notamment à l'ouest où la mousson atteint le massif du Hoggar les 10 et 11 juin (cf. également le champ de vent dans la même région sur la figure 5.4). L'intensification de la mousson dans cette région est à l'origine de l'apparition des deux maxima de « low-level atmospheric thickness » observés sur la figure 5.4b de part et d'autre du jet de basse couche. Plus à l'est, la mousson recouvre la moitié sud du Tchad et les trois-quart du sud du Soudan. La région de Bodélé est sous l'influence de l'harmattan pendant cette période, le FIT restant positionné au sud de la région d'émission. En revanche, sur le Soudan, le

FIT remonte vers le nord au cours de la période et les sources de l'ouest du Soudan sont progressivement recouverte par la mousson, ce qui explique que ces sources n'aient été activées que du 9 au 11 juin.

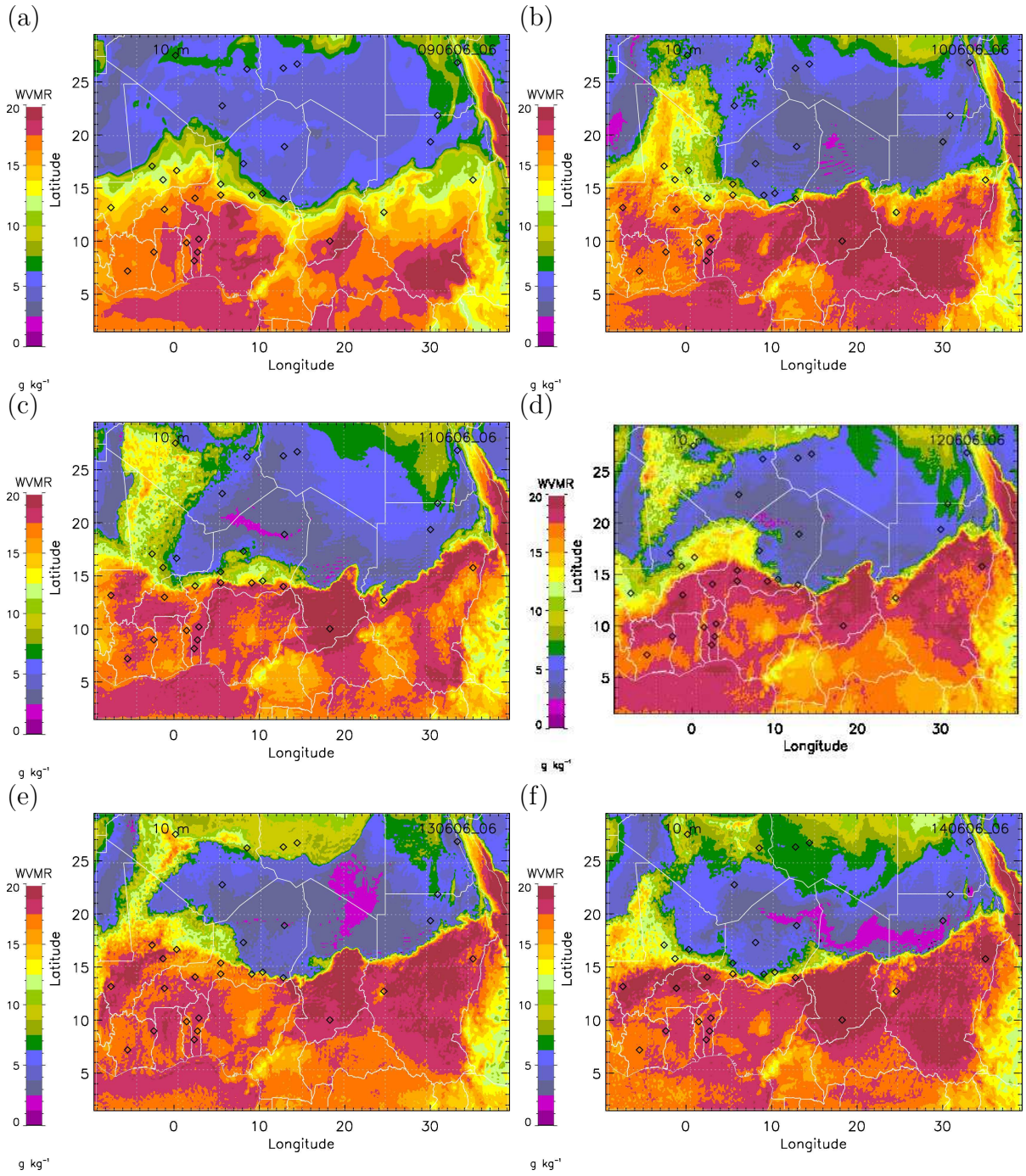


FIG. 5.5 – Champs d'humidité en surface à 06h pour le 9 juin (a), 10 juin (b), 11 juin (c), 12 juin (d), 13 juin (e) et 14 juin (f) 2006.

La structure et l'intensité de l'AEJ sont également extrêmement variables d'un jour

à l'autre au cours de la période (Figure 5.6). Les vents à 4 km dépassant les 20 $\mathrm{m\,s^{-1}}$, sont observés le plus souvent à l'ouest de 25°E et au-dessus de la région du FIT. L'AEJ est bien marqué au-dessus du Bénin les 13 et 14 juin et sa structure a été détaillée par Flamant *et al.* (2009b) à l'aide des mesures issues des dropsondes. Flamant *et al.* (2009b) ont également mis en évidence que les forts vents associés à l'AEJ dans cette région étaient co-localisés avec des fortes charges de poussières désertiques, grâce notamment aux observations lidar aéroporté LEANDRE 2.

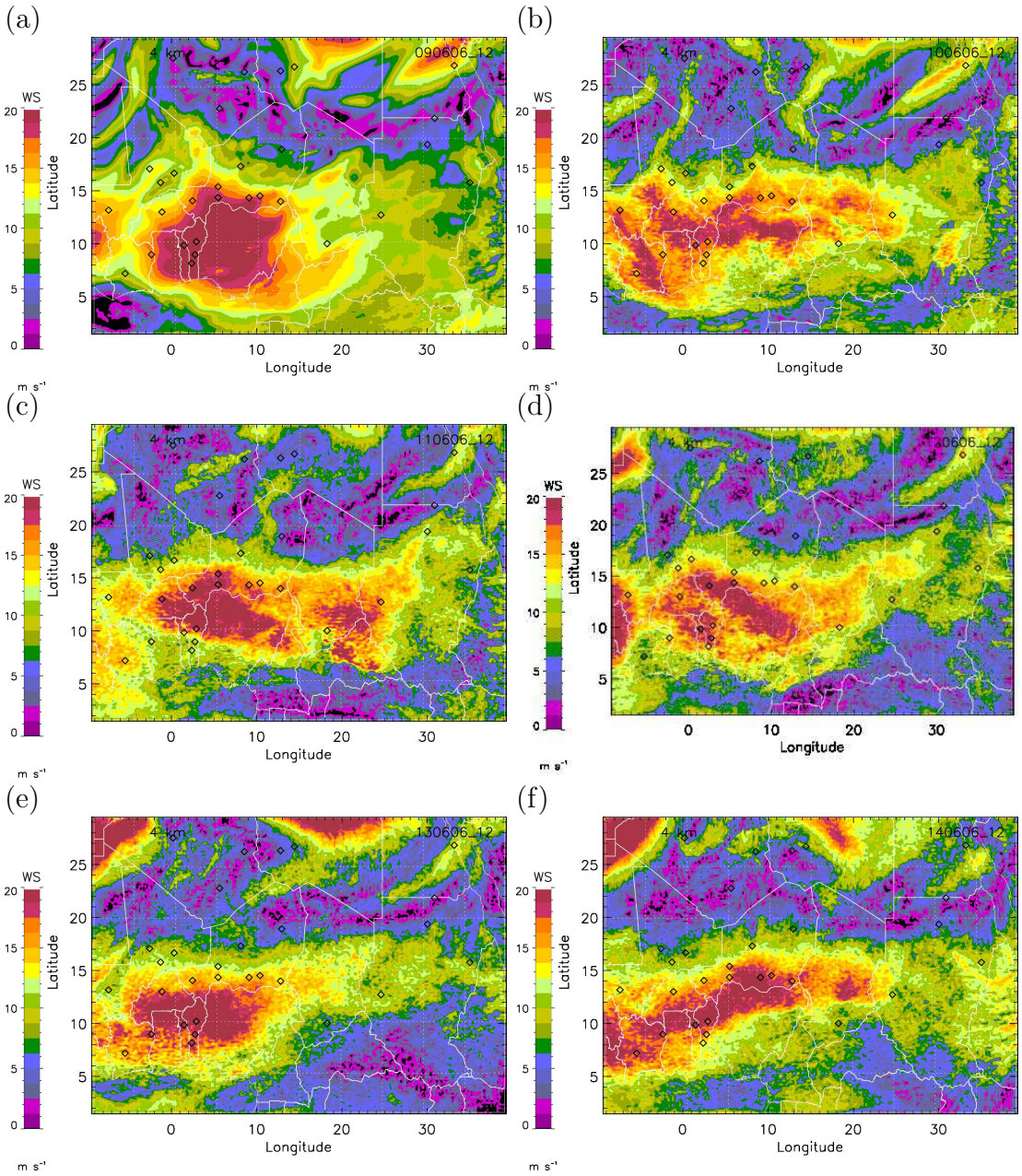


FIG. 5.6 – Champs de force des vents à 4km à 12h pour le 9 juin (a), 10 juin (b), 11 juin (c), 12 juin (d), 13 juin (e) et 14 juin (f) 2006.

L'évolution de la charge en aérosols au cours de la période, telle que simulée avec Méso-NH, est montrée sur la figure 5.7. L'activation des sources dans les régions de Bodélé et de l'ouest du Soudan est clairement visible dans la simulation le 9 juin. Les sources Soudanaises sont très actives du 9 au 11 juin. Les émissions dans cette région diminuent très fortement à partir du 12 juin. La région de Bodélé semble être active pendant toute la période, bien cette activité diminue nettement en fonction du temps. Les fortes charges en aérosols désertiques sont localisées essentiellement au nord du FIT, à la latitude et au nord de l'AEJ. Le panache se décale progressivement vers l'ouest au cours de la période sous l'action de l'AEJ.

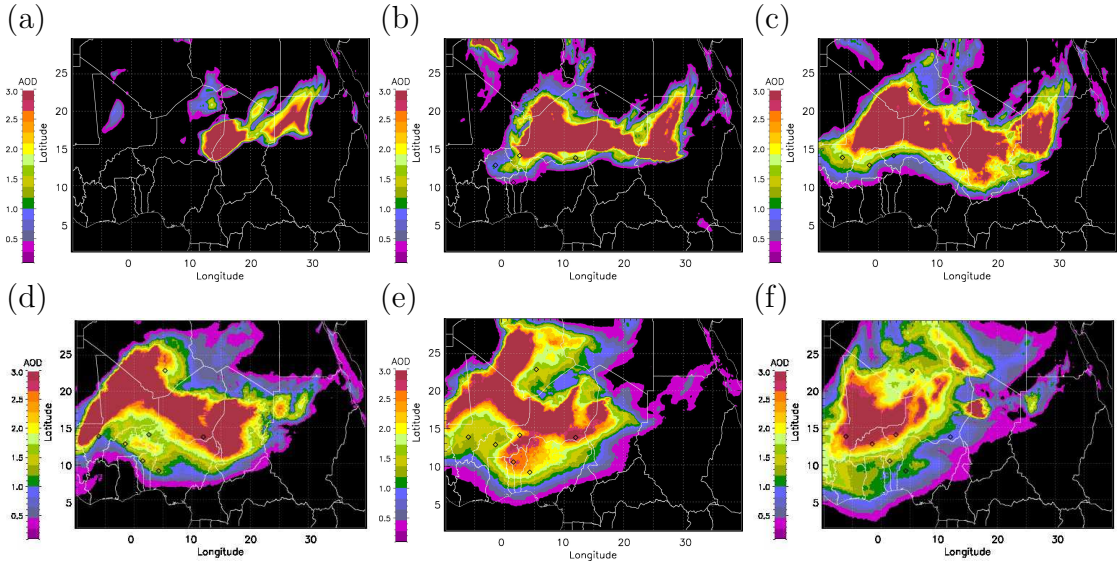


FIG. 5.7 – Champs d'épaisseur optique des vents à 12h pour le 9 juin (a), 10 juin (b), 11 juin (c), 12 juin (d), 13 juin (e) et 14 juin (f) 2006.

5.5 Évaluation des simulations numériques

L'impact des aérosols sur la dynamique atmosphérique est évalué à l'aide du modèle atmosphérique à méso-échelle Méso-NH. Les caractéristiques principales de ce modèle sont décrites dans le chapitre 2 section 2.7. Le choix de ce modèle résulte de l'aptitude de ce dernier à simuler de façon très réaliste les émissions et le transport d'aérosols au dessus de l'Afrique de l'Ouest comme cela a pu être souligné dans le passé par un grand nombre d'études (e.g.,Grini *et al.*, 2006 ; Tulet *et al.*, 2008 ; Crumeyrolle *et al.*, 2008 ; Bou Karam, 2008 ; Bou Karam *et al.*, 2009).

Cependant avant d'exploiter les simulations réalisées avec ce modèle pour évaluer l'impact dynamique et thermodynamique des nuages d'aérosols sur le système de mousson, il est nécessaire d'estimer la pertinence et le réalisme de ces simulations. Pour ce faire les sorties du modèle (champs de vent, de température et d'aérosols) avec prise en compte des aérosols sont comparées aux différentes observations satellitaires, aéroportées et au sol disponibles et aux produits restitués (à partir de ces observations) et décrits dans les

chapitres précédents. Ainsi les données des stations SYNOP sont utilisées pour évaluer la température, l'humidité, la force du vent et la visibilité. Les AOD sont comparées à celles déduites de MODIS et aux mesures des photomètres. Les données de flux et du lidar LEANDRE sont également exploitées.

5.5.1 Description de la simulation

La version de méso-NH utilisé est la version MNH-482B. La simulation commence le 9 juin 2006 à 00 TU et se termine le 15 juin 2006 à 00 TU. Le domaine simulé possède une résolution horizontale de 20km. La grille horizontale de la simulation est comprise entre -10°E et 40°E et entre 0°N 30°N. La grille verticale est formée de 72 niveaux sigma distribués de manière étirée entre la surface et 30km dont 35 niveaux en dessous de 1km d'altitude (le premier étant à 10 m). Les conditions initiales proviennent des analyses du Centre Européen pour les Prévisions météorologiques à moyen terme (CEP). Aucun nudging n'a été appliqué à la simulation (le nudging consiste à ramener les valeurs des champs de vents, de température et d'humidité calculés par le modèle aux points de grille latéraux aux valeurs fournies par les analyses du CEP). Pour finir la convection profonde est activée.

5.5.2 La distribution en taille des particules en volume et nombre

La Figure 5.8 illustre trois distributions en taille de particules différentes. La distribution en taille des particules traitée dans Méso-HN est celle de Alfaro & Gomes (2001) (AG01). C'est cette distribution en taille qui a été utilisée dans la le cadre de la simulation DUST détaillée dans ce chapitre. L'étude de Crumeyrolle *et al.* (2010) a proposée une nouvelle distribution en taille composée de trois modes basée sur le schéma AG01 et les observations AMMA de l'ATR dans la couche de mousson effectuées les 13 et 14 juin 2006.

On constate que la différence entre ces deux distributions est essentiellement due aux particules de petit diamètre. On estime, dans le cas présent, qu'il n'est pas nécessaire de modifier la distribution en taille utilisée dans la simulation DUST dans la mesure où le petit mode est vraisemblablement représentatif d'aérosols de pollution présents dans la couche de mousson uniquement.

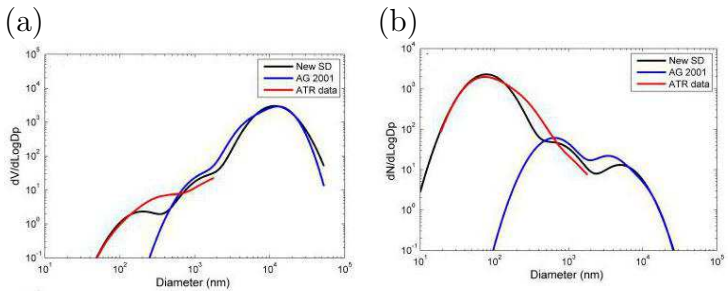


FIG. 5.8 – Distribution en taille des particules en volume (a) et en nombre (b) donné par Alfaro & Gomes (2001) (ligne bleue), les observations de l'ATR (ligne rouge) et la nouvelle distribution proposée par Crumeyrolle *et al.* (2010) (ligne noire).

5.5.3 Données dynamiques et thermodynamiques en surface

Cette comparaison entre les mesures thermodynamiques de surface est réalisée, comme pour tous les autres paramètres discutés dans la suite, sur l'ensemble de la période 9 au 15 juin 2006. L'humidité, la visibilité, la force des vents (à 10 m) et la température de surface (à 2 m) sont obtenus à partir des données météorologiques de stations synoptiques : Gao, Hombori et Tombouctou (Mali) pour des stations proches du FIT, Wadi (Soudan) loin de l'évènement de poussières, Obari (Libye) au nord du FIT, et Bohicon (Bénin) au sud du FIT (voir Figure 5.9).

Dans la suite on qualifiera de « directe »toute modification des variables thermodynamiques de surface résultant de l'effet direct des aérosols. On qualifiera d' « indirecte »toute modification des variables thermodynamiques de surface résultant d'une modification de la dynamique du système de MAO à l'échelle régionale.

Le choix de ces stations de surface suscitées est basé sur l'hypothèse suivante : la modification indirecte des variables de surface devrait être plus facilement identifiable pour des stations placées dans la régions du FIT dans la mesure où un renforcement du flux de mousson (ou d'harmattan) déplaçant le FIT vers le nord (vers le sud) serait mis en évidence par une humidification des basses couches et un vent de sud-ouest (un assèchement des basses couches, un vent de nord-est et une augmentation importante de la température). De même, nous avons choisi deux stations éloignées du FIT, de façon à détecter une éventuelle modification indirecte majeure liée à la dynamique loin du FIT, en plus d'une modification directe. Enfin, la station de Wadi a été sélectionné parce que n'étant pas sur la trajectoire du panache de poussières, les variables dynamiques et thermodynamiques n'étaient donc pas susceptibles d'être modifiées par l'effet direct des aérosols, mais à priori seulement via une modification de la dynamique de la MAO.

En ce qui concerne la station d'Obari (au nord du FIT, Figure 5.9e), on observe des humidités spécifiques relativement faibles, comprises entre 5 et 10 $g\,kg^{-1}$, caractéristiques du flux d'harmattan. Concernant la station localisée le plus au sud du FIT (Bohicon, Figure 5.9f), on observe des valeurs de l'humidité spécifique très importantes (de l'ordre de 20 $g\,kg^{-1}$), caractéristiques de la mousson. Pour ces deux stations, l'humidité spécifique et la température issues des simulations DUST et NoDUST sont identiques lorsque la

charge en aérosols est faible (faible AOD, visibilité égale à 10 km), ce qui est attendu, et en accord avec les observations. Cependant, contrairement à ce qui est simulé à Obari, le vent de surface simulé avec DUST est significativement plus fort que dans la simulation NoDUST avant le 13 juin, mais apparaît surestimé par rapport aux observations. A Obari, l'augmentation de la charge en aérosols à partir de 0000 TU le 13 juin (augmentation de l'AOD et diminution de la visibilité) est lié à des soulèvements locaux comme semble l'indiquer l'augmentation de la force du vent à cette heure. L'augmentation de l'humidité et le refroidissement associé observés suggèrent le passage d'un courant de densité au-dessus de la station ou encore un front de brise. A Bohicon, l'augmentation de l'AOD semble liée à du transport en altitude dans la mesure où elle n'est pas corrélée à une augmentation de la visibilité en surface. Dans les deux cas, à partir du 13 juin, on observe des différences notables entre les sorties des deux simulations, la température (l'humidité) étant plus faible (forte) en présence d'aérosols, ce qui suggère une modification de la thermodynamique liée à l'effet direct des aérosols. A Obari, les variables issues de la simulation DUST sont également en meilleur accord avec les observations. Ce n'est pas nécessairement le cas à Bohicon.

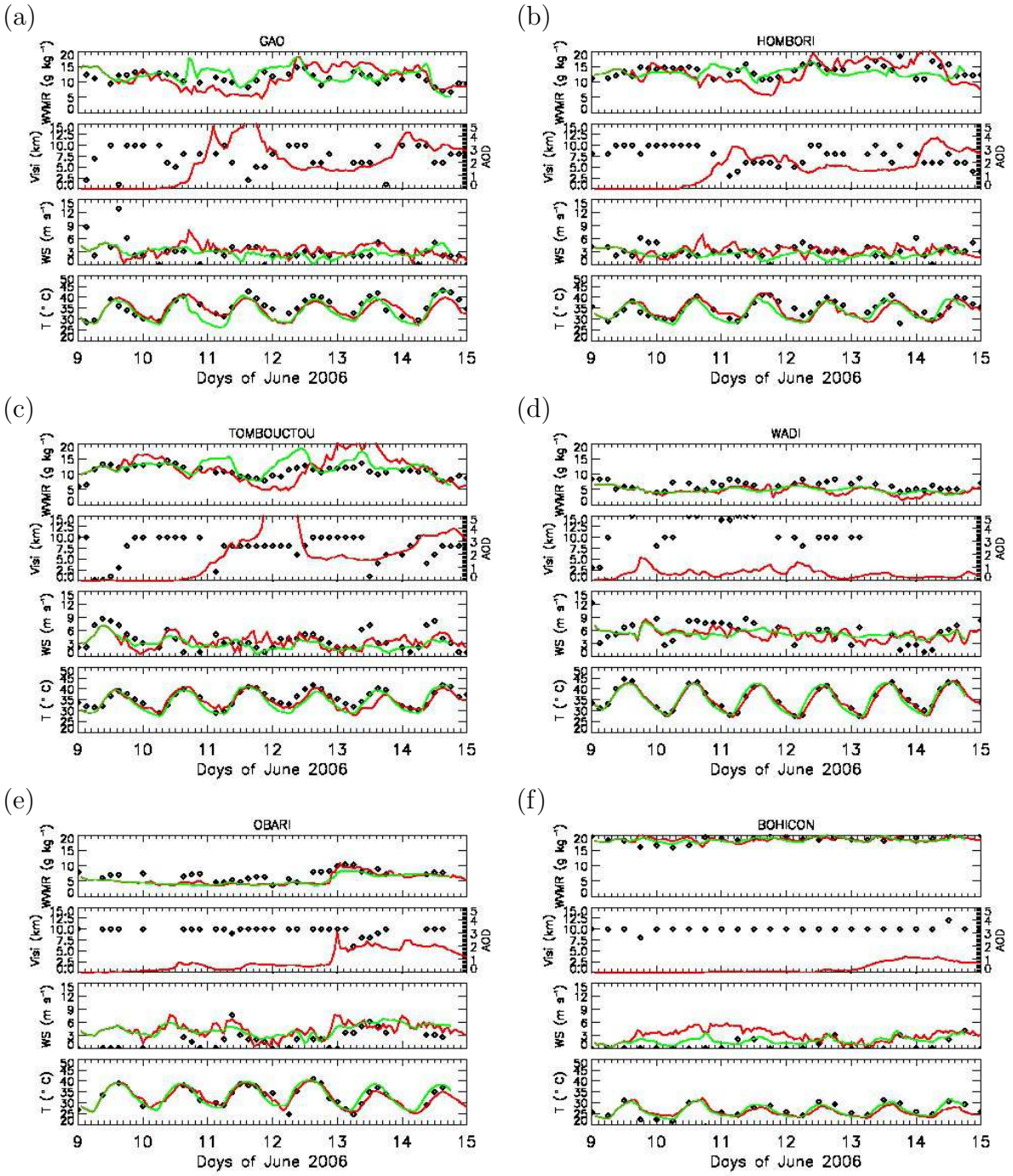


FIG. 5.9 – Humidité, visibilité, épaisseur optique des aérosols, vent et température (à 10 mètres au-dessus du sol) observés (en noir) et simulés (vert : simulation sans aérosols, rouge : simulation avec aérosols) pour (a) Gao, (b) Hombori, (c) Tombouctou, (d) Wadi, (e) Obari et (f) Bohicon.

Pour la station de Wadi, les conclusions sont les mêmes que celles tirées pour la station d'Obari.

En ce qui concerne les stations localisées au niveau du FIT (Figures 5.9 a-c), cet accord est également satisfaisant. Pour ces stations, la présence des poussières désertiques révélées par les mesures d'AOD se traduit par une augmentation de la température et une diminution de l'humidité entre la simulation avec aérosols (DUST) et sans aérosols (NoDUST). A titre d'exemple, à Gao, vers le 11 juin 2006, la simulation indique une augmentation de l'AOD qui traduit l'apparition d'aérosols sur ces stations et se montre corrélée avec une augmentation de la température entre les simulations DUST et NoDUST, et une diminution de l'humidité. Ce résultat suggère que la production d'aérosols est à l'origine d'une modification indirecte significative, liée à un changement du système de MAO à l'échelle régionale. En effet, une modification liée à l'effet direct des aérosols aurait conduit à une diminution de la température de surface dans la simulation DUST par rapport à la simulation NoDUST. Enfin, le cycle diurne de la température est très marqué dans cette région, en bon accord avec les températures observées pour l'ensemble des stations. La température dans la simulation DUST est en meilleure accord avec les observations au moment de l'apparition des fortes charges en aérosols au-dessus des stations de Gao, Hombori et Tombouctou.

Ces résultats permettent de conclure que le modèle représente relativement bien les propriétés thermodynamiques de l'atmosphère telles qu'observées sur un certain nombre de stations. Des comparaisons systématiques effectuées sur un ensemble de 30 stations SYNOP réparties sur toute la région permettent de tirer les mêmes conclusions que celles obtenues pour les six stations détaillées ici. Elles montrent sans ambiguïté que la prise en compte des aérosols désertiques dans les simulations Méso-NH influence de manière significative la dynamique et la thermodynamique de la MAO dans les basses couches.

5.5.4 Distribution spatio-temporelle des aérosols désertiques

Deux types de comparaisons ont été effectués : (i) des comparaisons au-dessus de stations photométriques, qui dérivent avec précision l'évolution temporelle de la charge en aérosols au cours de son transport à travers l'Afrique de l'Ouest, et (ii) des comparaisons des champs horizontaux d'AOD simulés avec les champs de « produits aérosols » issus de l'observation spatiale.

Confrontation avec les observations photomètres et MODIS

La comparaison entre les AOD simulés et les AOD mesurés par les photomètres solaire (7 stations opérationnelles - la station de Agoufou ne fonctionnant pas pendant cette période) ainsi que les produits MODIS Deep Blue extaits au-dessus des stations photométriques est présentée figure 5.10.

Un bon accord général est observé entre les données photométriques et MODIS au-dessus de chacune des stations. De même, un bon accord est noté entre les observations et la simulation. Les différences importantes observées avant le 10 juin sont liées au spin-up de la simulations DUST : en effet, la simulation DUST n'est pas initialisée en terme d'aérosols et « produit ses aérosols » au cours de la simulation. On observe que la charge en aérosols simulée au-dessus de Maine-Soroa (Niger, la station la plus à l'est des 7 stations)

augmente dès la fin de journée le 9 juin, ce qui est cohérent avec le fait que cette station est située sous le vent de la dépression de Bodélé.

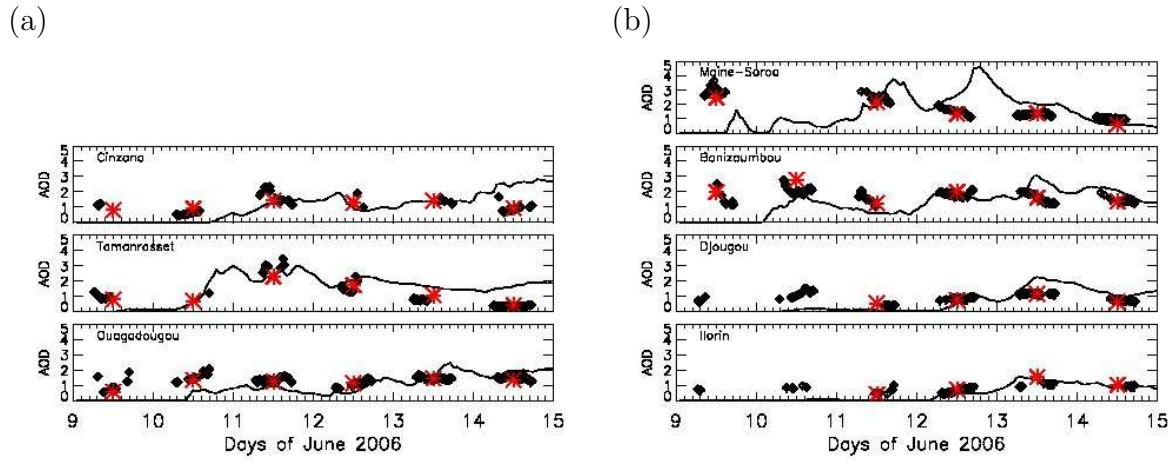
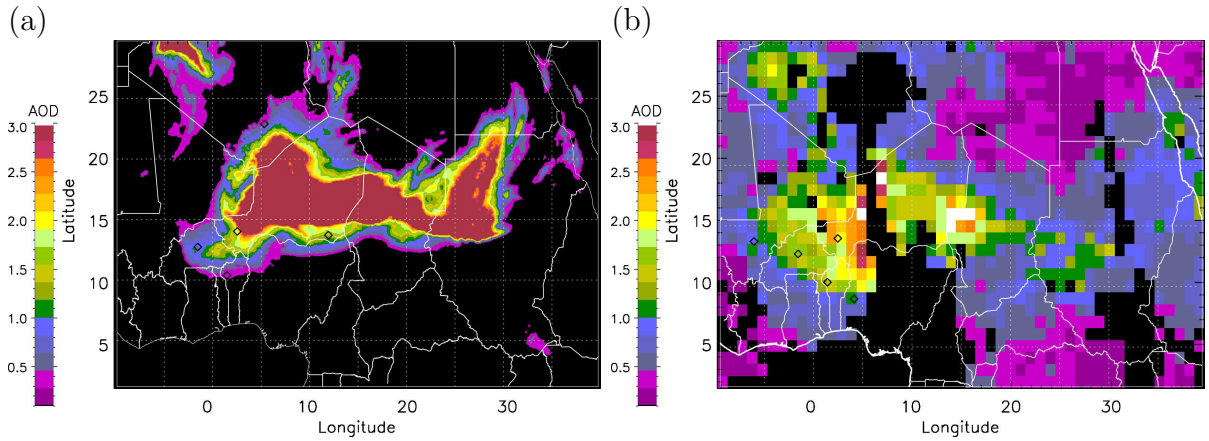


FIG. 5.10 – AOD simulés (courbe noir), AOD obtenus avec les mesures de photomètres (étoiles noires) et AOD MODIS (étoiles rouges) pour Cinzana, Tamanrasset, Ouagadougou (a) et Maine-Soroa, Banizoumbou, Djougou, et Ilorin (b).

La deuxième comparaison proposée repose sur la distribution horizontale des champs d'AOD issus des observations MODIS (Figure 5.11). Pour la période du 10 au 13 juin, le modèle reproduit une structure du panache d'aérosols proche de celle observée par MODIS. Les observations MODIS confirment l'existence de fortes valeurs d'AOD sous le vent de la région de Bodélé pour les 4 jours, alors que les AOD sous le vent des sources Soudaniennes ne sont importants que le 9 et le 11 juin. Dans le cas de MODIS, la contribution à l'est du continent peut également être liée à des émissions au-dessus de la péninsule arabique.



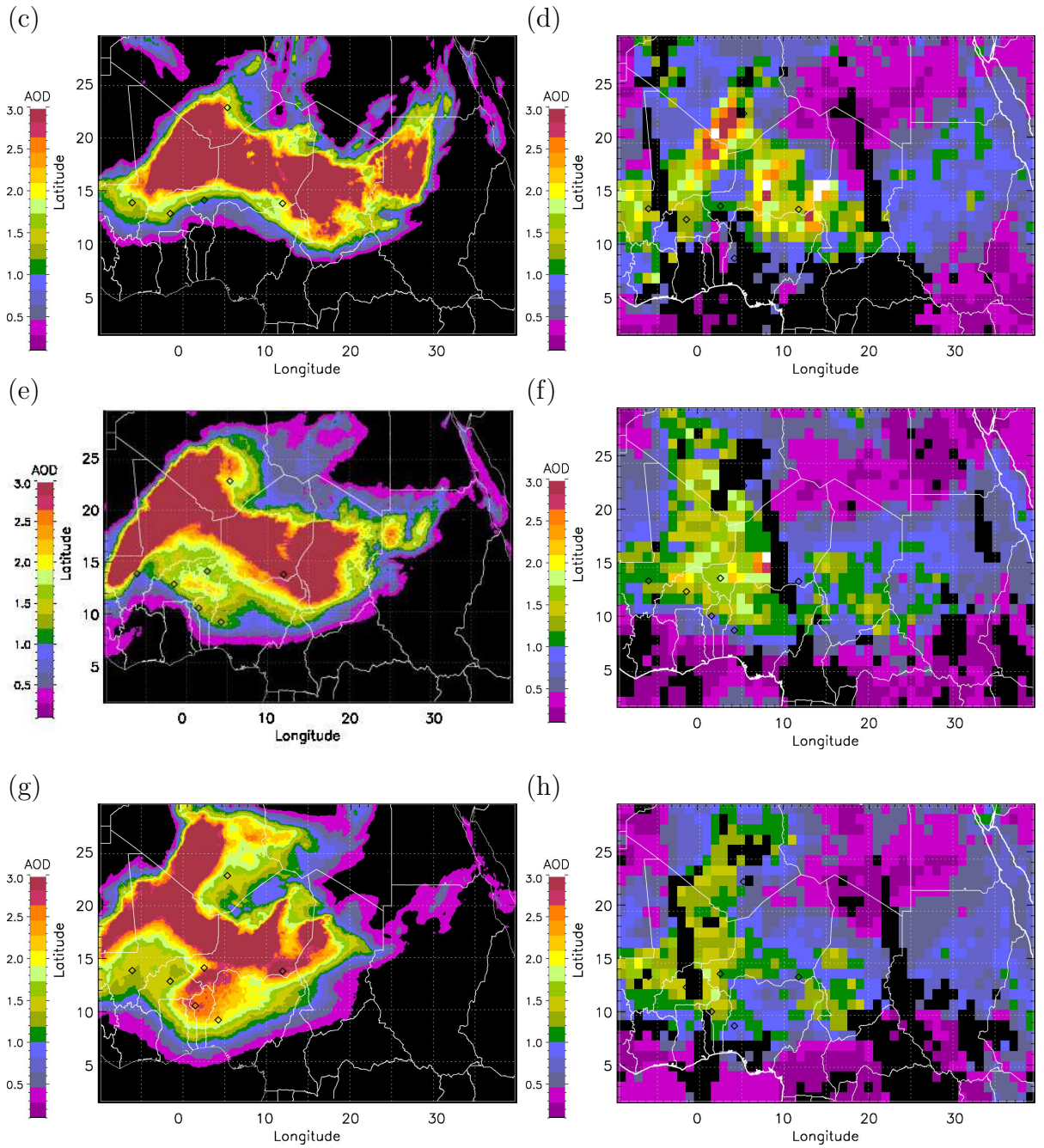


FIG. 5.11 – Champs d'AOD obtenus vers 1200-1300 TU avec Méso-NH (a,c,e,g) et MODIS (b,d,f,h) le 10, 11, 12, et 13 juin 2006.

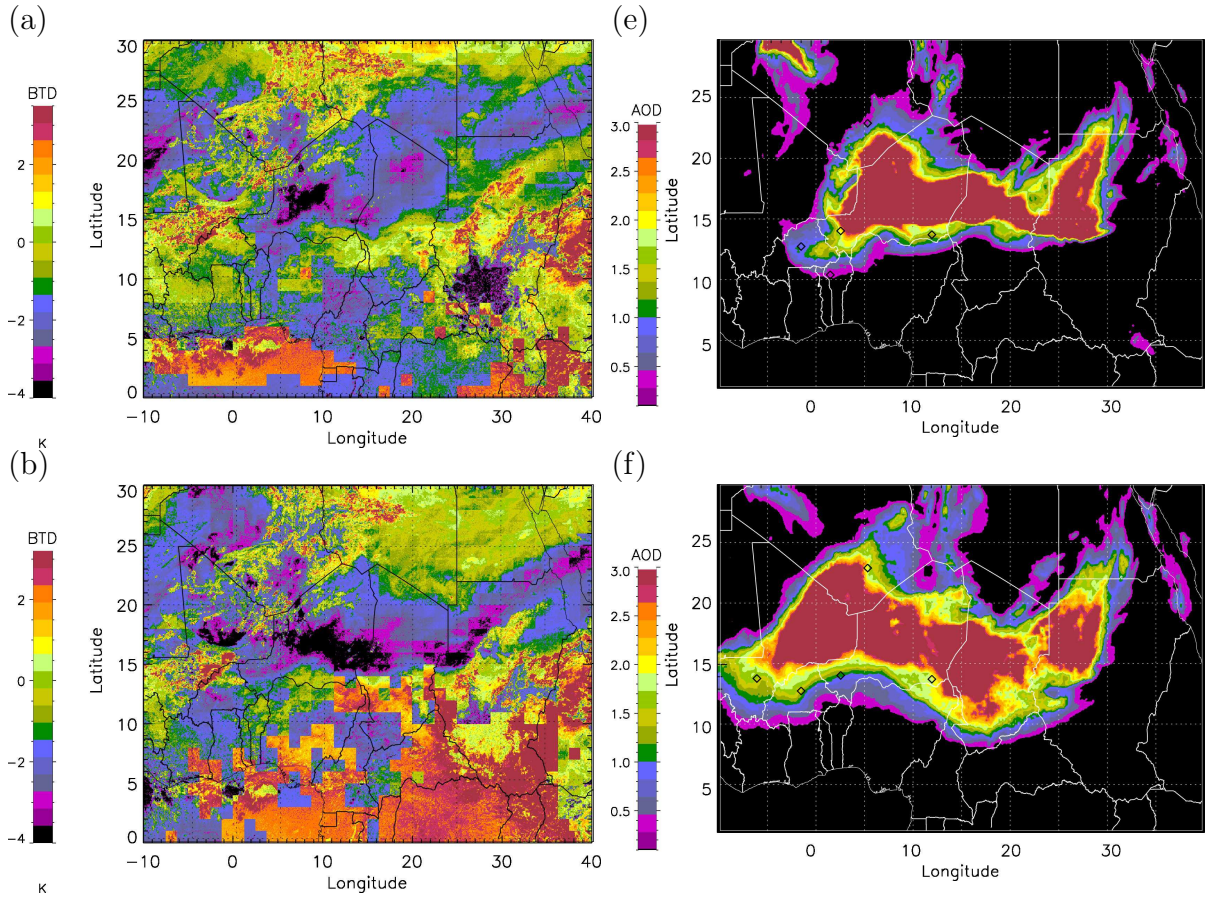
Des différences sur l'intensité de l'AOD sont visibles, avec des valeurs globalement plus fortes dans la simulation Méso-NH. Ceci s'explique en partie par le fait que MODIS est peu ou pas sensible aux charges en aérosols localisées dans les basses couches. Le problème est particulièrement aigu dans les régions d'émissions identifiées comme jouant un rôle important dans cette étude, i.e. Bodélé et l'ouest du Soudan.

Confrontation avec les observations SEVIRI dans l'infrarouge

La figure 5.12 montre l'évolution du panache d'aérosols (valeur négative de la BTD_{10-12}) déduite des observations infrarouges de SEVIRI en utilisant la méthode décrite chapitre 4. La comparaison avec les simulations Méso-NH confirme que le modèle capture relativement bien ce cycle. Les maximas d'AOD simulés avec Méso-NH correspondent aux importantes valeurs négatives de BTD_{10-12} (comprisent entre -2.5 et -4 K). Contrairement à la simulation et aux observations MODIS, les champs de BTD à haute résolution spatiale permettent de mettre en évidence la présence de nuages hauts, au-dessus du panache de poussières.

Les valeurs de l'ordre de -4 K sont observées sous le vent de Bodélé du 10 au 13 juin, ainsi que sous le vent des sources de l'ouest du Soudan le 10 juin.

De manière générale, la structure des panaches de poussières simulée à l'est de 10°E est en bon accord avec celle du panache observée avec SEVIRI. A l'ouest de 10°E, des différences apparaissent, notamment au nord de 20 °N, ce qui pourrait être lié à des soulèvements en zone d'émission au-dessus de l'Algérie. Le panache observé par SEVIRI semble également être plus étendu vers le sud, au-dessus de la zone Soudanienne.



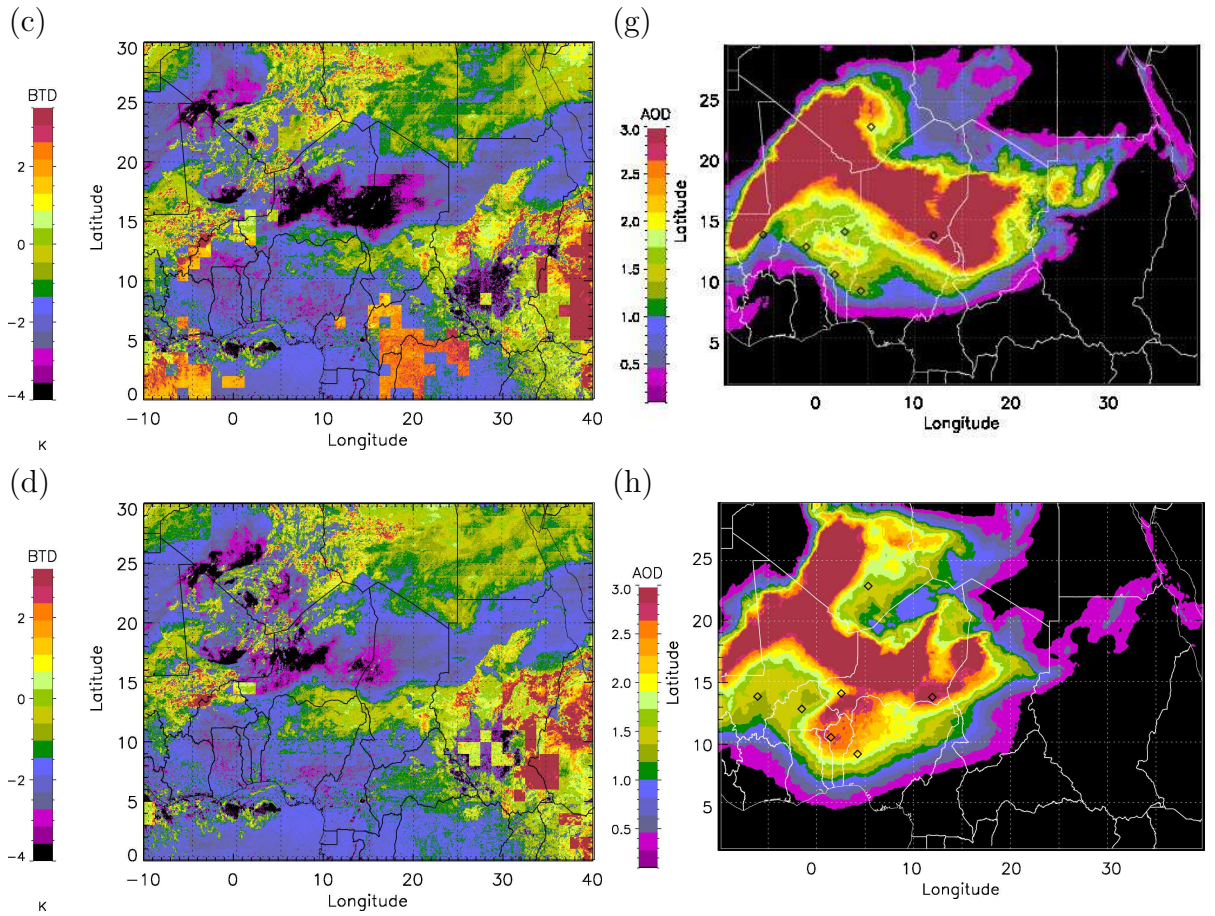


FIG. 5.12 – Carte de BTD_{10-12} « corrigée » (a,b,c,d) et des AOD simulés par Méso-NH (e,f,g,h) du 10, 11, 12, et 13 juin 2006 vers 1200-1300 TU.

5.5.5 Confrontation avec les données de flux radiatif en surface

Les mesures de flux ont également été utilisées pour une comparaison directe avec les flux simulés par le modèle Méso-NH. Cette comparaison est réalisée figure 5.13 pour les trois stations de mesures déployées durant AMMA (Wankama, Agoufou, Nalouhou) déjà utilisées dans le chapitre 3.

Cette comparaison montre que le cycle diurne observé sur chacune de ces stations est bien reproduit par les simulations DUST et NoDUST. Les plus grosses différences sont observées pour les flux SW. Pour la station d'Agoufou, les flux simulés dans DUST sont en meilleur accord avec les observations que les flux simulés dans NoDUST (Figure 5.13a). Des différences importantes sont observées en ce qui concernent les flux SW au-dessus de la station de Naholou entre le 9 et le 11 juin, ce qui suggère l'existence d'une charge en aérosols importante non simulée dans DUST et NoDUST. A Wankama, on observe un bon accord entre flux SW descendant simulés à l'aide de DUST et mesurés. En revanche, un meilleur accord est observé entre SW montant simulé avec NoDUST et les mesures, ce qui pourrait être lié à une mauvaise représentation de l'état des sols autour de la station

dans les simulations. La comparaison entre simulations DUST et NoDUST indique que la présence d'aérosols réduit les flux LW montant, les flux SW montant et descendant et augmente le flux LW descendant. Ces résultats sont encore ici cohérents avec ceux déduits du code de transfert radiatif « STREAMER » et présentés chapitre 3.

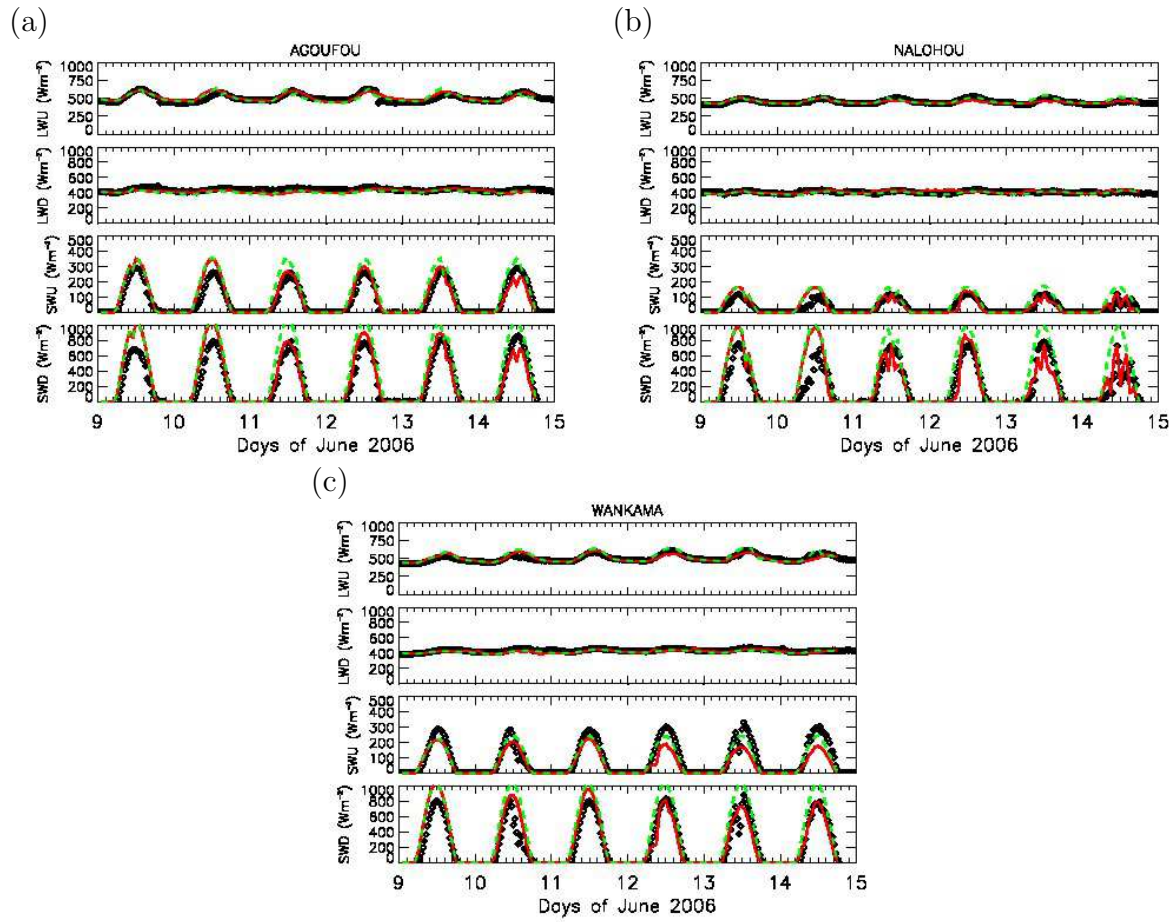


FIG. 5.13 – Flux observés (symboles noirs) et simulés (ligne rouge : DUST ; ligne verte : NoDUST) pour Agoufou (a), Nalohou (b) et Wankama (c).

5.5.6 Confrontation aux observations aéroportées

La structure verticale du panache d'aérosols désertiques est également bien reproduite par le modèle, comme le montre la figure 5.14 pour 13 juin 2006. Le coefficient de rétrodiffusion particulaire issu de la simulation DUST est comparé au coefficient de rétrodiffusion particulaire restitué à partir des mesures LEANDRE 2 le long du transect effectué par le Falcon 20. Le coefficient de rétrodiffusion particulaire est simulé à 730 nm, la longueur d'onde d'opération de LEANDRE 2. Comme dans les observations, le panache est advecté au-dessus de la couche de mousson (caractérisé par des faibles valeurs de coefficients de rétrodiffusion). L'étendu du panache vers le sud est également bien reproduit dans le modèle. Les valeurs simulées du coefficient de rétrodiffusion apparaissent cependant sur-

estimées par rapport aux observations. Par ailleurs, l'extension verticale du panache est plus importante dans la simulation que dans les observations, ce qui peut être lié à un schéma d'advection trop diffusif dans Méso-NH.

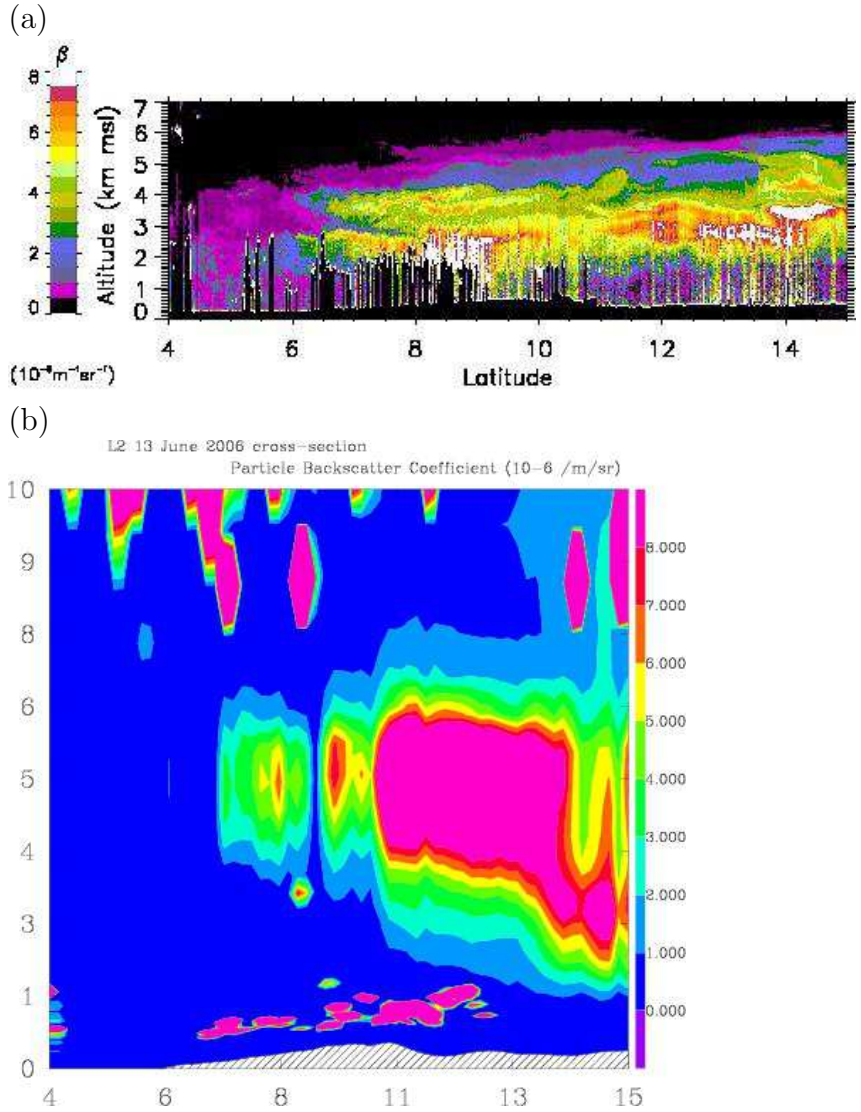


FIG. 5.14 – Coefficients de rétrodiffusion particulaire (a) restitués à partir des mesures LEANDRE 2 le long du transect effectué par le Falcon 20 et (b) issus de la simulation DUST à 730 nm le long d'un transect à 1.5°E.

5.5.7 Impact radiatif des aérosols

Afin de s'assurer que le modèle reproduit bien l'impact radiatif des aérosols, le chauffage radiatif simulé le long de la trace du Falcon 20 le 13 juin est comparé au chauffage radiatif déduit des observations suivant la méthodologie détaillée dans le chapitre 3 (Figure 5.15).

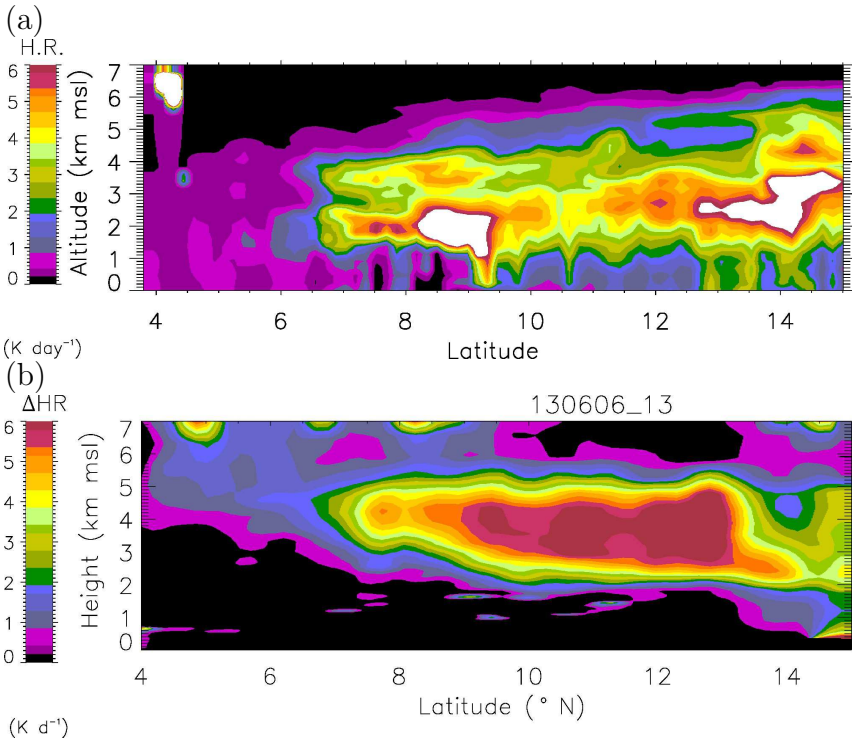


FIG. 5.15 – Chauffage radiatif obtenu à partir des données LEANDRE et du code de transfert radiatif STREAMER pour le 13 juin (a) et simulé par Méso-NH (b) pour le 13 juin.

La structure globale simulée par Méso-NH est assez proche des observations avec une extension horizontale et verticale identique. Les valeurs de chauffage radiatif issus des observations et de la simulation sont du même ordre de grandeur, mais le modèle à tendance à surestimer le chauffage radiatif dans la couche d'aérosols.

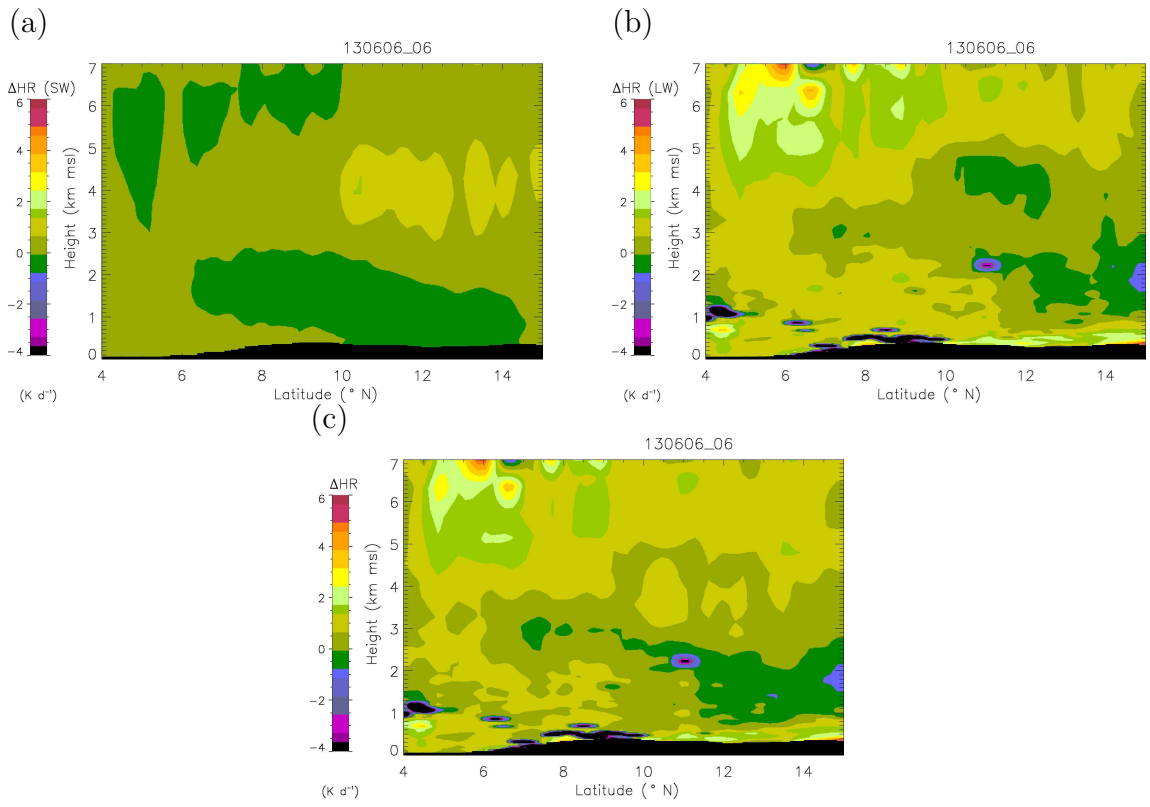
5.6 Impact de l'aérosol sur la dynamique atmosphérique

Dans cette section, nous étudions l'impact des aérosols sur la dynamique atmosphérique. Pour ce faire, une comparaison est faite entre les simulations réalisés en présence d'aérosols et celles effectuées en absence d'aérosols. L'objectif de cette étude est d'obtenir une estimation réaliste du rôle des aérosols désertiques sur la dynamique atmosphérique, au-dessus du Sahel, en particulier sur l'AEJ et sur la Dépression Thermique ; deux composantes importantes du système de mousson : la première gouvernant directement le cycle de vie des systèmes nuageux et des panaches de poussières transportés au-dessus de la région Soudanienne, la seconde modulant les flux d'harmattan et de mousson.

5.6.1 Impact radiatif des aérosols au cours de la journée

Dans cette section, l'impact radiatif des aérosols désertiques au cours de la journée et plus précisément la structure de cet impact et sa localisation spatiale par rapport à l'AEJ et la dépression thermique sont étudiées afin d'évaluer de façon théorique leur effet et de mieux comprendre les impacts réellement observés. La figure 5.16 présente les taux d'échauffement simulés par Méso-NH (différence entre simulations DUST et NoDUST) à 00600 et 1200 TU.

Un réchauffement très important est présent au niveau du panache d'aérosols à 1200 TU, et un refroidissement en dessous. Le réchauffement au niveau du panache est dû au SW, avec un léger effet de refroidissement par le LW au-dessous. A 0600 TU, l'effet observé dans les basses couches est relié principalement aux longueurs d'onde LW. Ceci est cohérent avec l'étude du chapitre 3 qui mettait en évidence un réchauffement vers midi et un refroidissement la nuit.



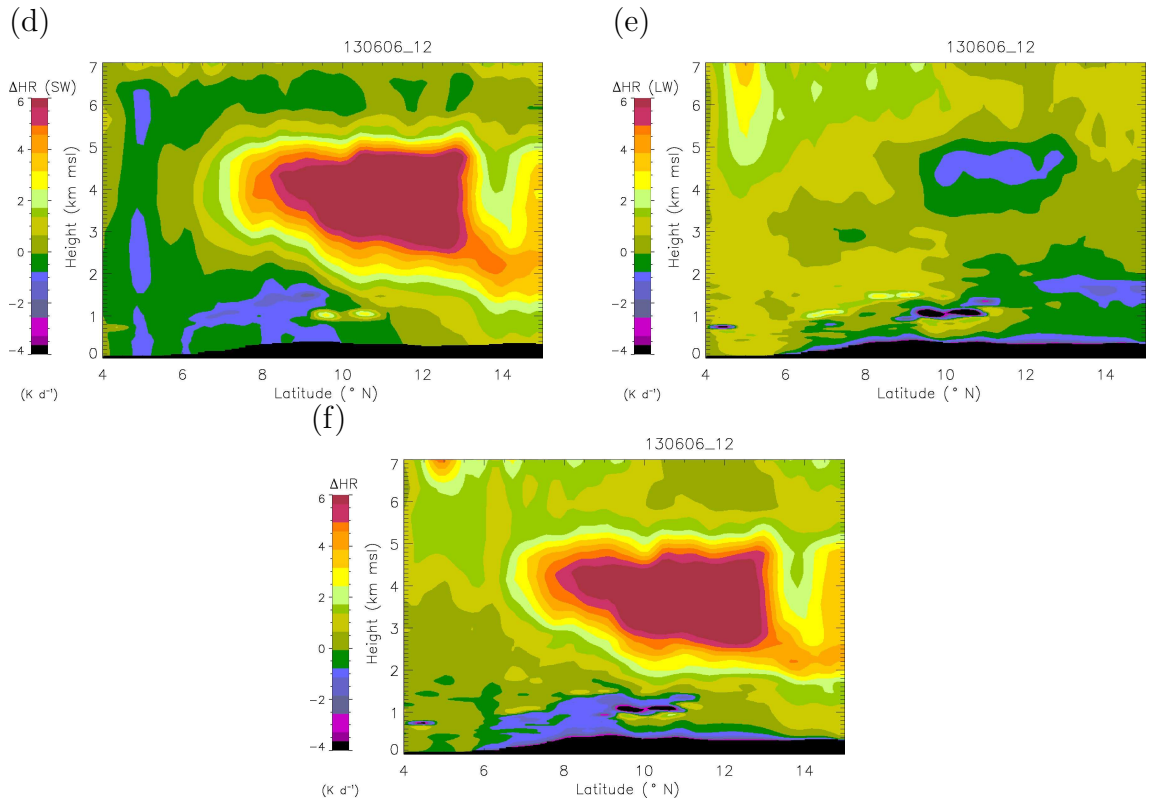


FIG. 5.16 – Chauffage radiatif simulé avec Méso-NH (différence entre simulations DUST et NoDUST) à 0600 TU (a,b,c), et 1200 TU (d,e,f) pour la journée du 13 juin pour les courtes longueurs d'onde, les grandes longueurs d'onde et l'ensemble du spectre respectivement.

La figure 5.17 illustre l'évolution du chauffage radiatif au cours de la journée au niveau et en dessous de la couche d'aérosols pour différentes journées. Le réchauffement est observé entre 0700 et 1700 TU, en particulier sur l'ensemble de la couche d'aérosols. Entre 1800 et 0600 TU, un refroidissement est constaté plus particulièrement en dessous de la couche d'aérosols. Ceci conduit à une évolution diurne du chauffage radiatif liée à la présence d'aérosols.

Afin de comprendre l'impact de ce chauffage radiatif sur la dynamique atmosphérique, il semble donc nécessaire d'évaluer de façon théorique deux grands types de configuration radiative, une concernant un réchauffement au niveau de la couche d'aérosols et une seconde basée sur un refroidissement en dessous de la couche d'aérosol.

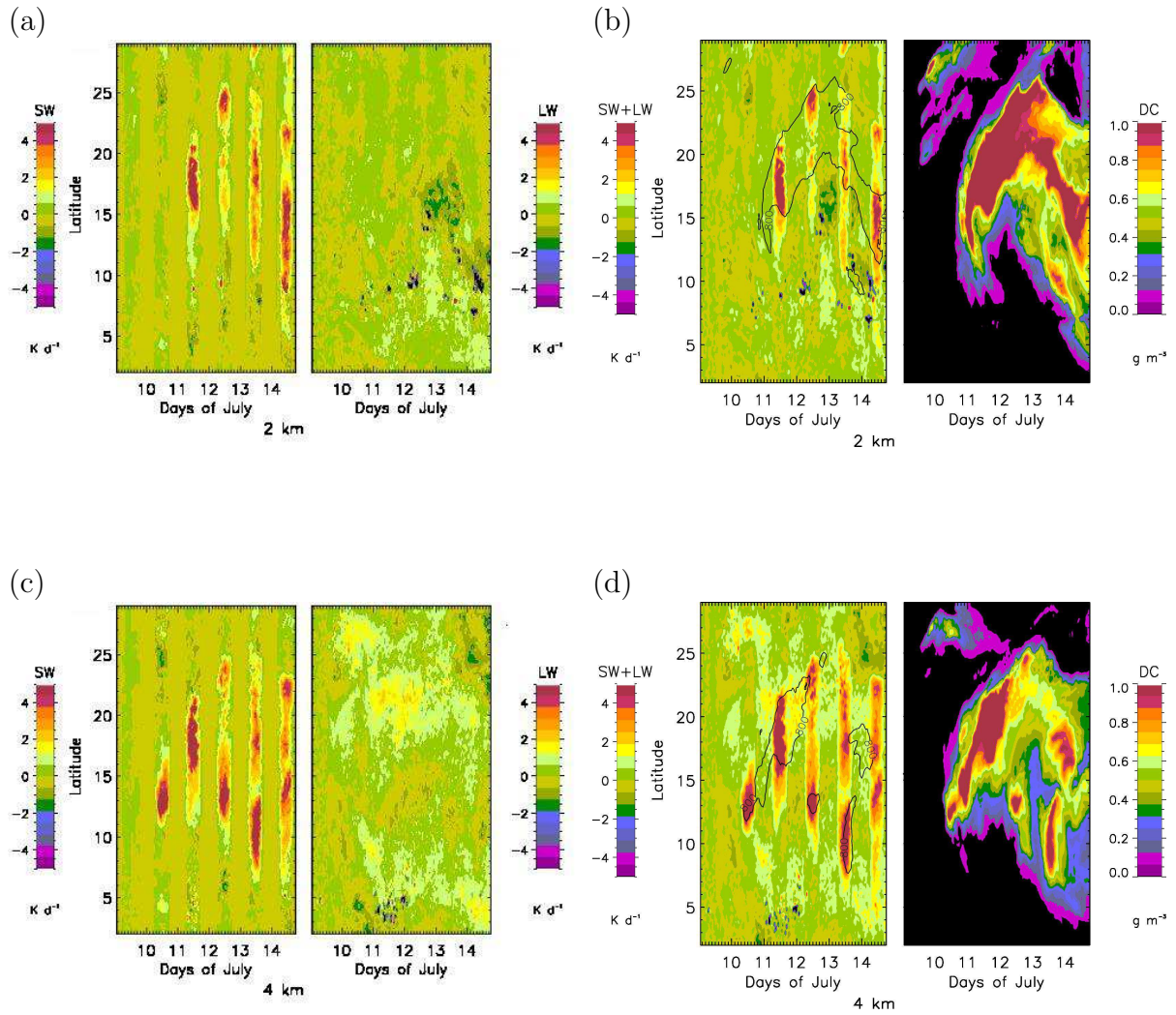


FIG. 5.17 – Hovmoeller du chauffage radiatif (différence entre simulations DUST et No-DUST) dans les courtes et grandes longueurs d'onde (a,c) et sur l'ensemble du spectre avec la concentration en aérosol correspondante (b,d) en fonction de la latitude à 2km (a,b) et 4km d'altitude (c,d).

5.6.2 Conceptualisation de l'impact dynamique sur l'AEJ

L'objectif est donc ici d'estimer l'effet que peut théoriquement avoir les aérosols sur l'intensité de l'AEJ. Comme indiqué dans la section 5.3 et rappelé ici, ce qui détermine l'intensité de l'AEJ c'est le gradient vertical de vent en fonction de l'altitude en dessous de l'AEJ. Ce gradient dépend principalement du gradient horizontal de la température, comme illustré sur la Figure 5.18 a car l'AEJ est en quasi-équilibre géostrophique (Parker *et al.*, 2005). Comme ce gradient de température est positif suivant l'axe des x (selon un méridien) car la dépression thermique au nord est chaude et la mousson au sud plus froide, alors le vent augmente vers l'ouest (Figure 5.18 b) comme indiqué par l'équation 5.1.

Donc si le gradient horizontal de température est augmenté, le gradient de vent en dessous de l'altitude de l'AEJ croit (courbe rouge de la Figure 5.18 a) et alors l'intensité de l'AEJ est renforcée. Selon la localisation verticale et horizontale des aérosols désertiques, le réchauffement qu'ils induisent va donc modifier l'intensité de l'AEJ. Dans la suite sont considérées les deux configurations observées précédemment.

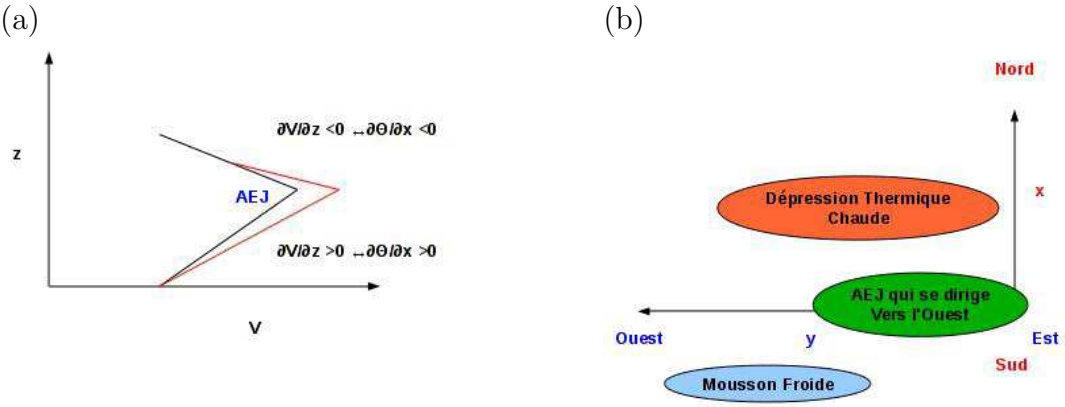


FIG. 5.18 – Schéma représentatif de la présence de l'AEJ en fonction des gradients verticaux de vent (a), et schéma représentatif de l'AEJ, de la dépression thermique chaude et la mousson (b).

Réchauffement dans la couche d'aérosols

Si seul un réchauffement est observé dans la couche d'aérosol, celui-ci ne jouera un rôle sur l'AEJ que si la couche d'aérosol est située en dessous du maximum d'AEJ (zone où la couche d'aérosol changera le gradient horizontal de température et donc le cisaillement de vent, voir Figure 5.18 a). Pour augmenter la force des vents de l'AEJ dans cette configuration, il faut donc que le panache soit situé au nord de l'AEJ, ce qui augmentera le gradient méridien horizontal de température et par conséquent le gradient vertical du vent. La figure 5.19 illustre cette situation où le panache d'aérosol tend à réchauffer l'atmosphère et ainsi au sud de ce panache augmentera le gradient de température et au nord le diminuera. La zone favorable pour augmenter l'AEJ est donc celle située au sud des aérosols.

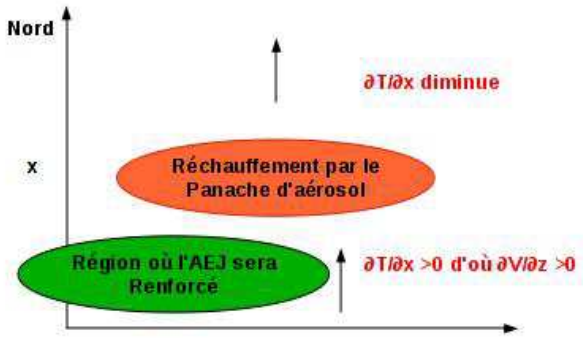


FIG. 5.19 – Schéma représentatif de la situation favorable à l'intensification de l'AEJ dans le cas d'un réchauffement par les aérosols.

En conclusion, dans le cas d'un réchauffement au niveau des aérosols, pour intensifier l'AEJ, il faut que le panache d'aérosol soit situé au nord et au-dessus de l'AEJ.

Refroidissement en dessous de la couche d'aérosol

Maintenant, si seul un refroidissement est observé au-dessous de la couche d'aérosols, le panache ne pourra impacter de façon importante l'intensité de l'AEJ que s'il est situé en altitude proche du maximum de l'AEJ. Dans ce cas, le refroidissement en dessous de la couche d'aérosol va modifier le gradient de température (et le cisaillement de vent) situé en dessous de l'AEJ. Dans cette configuration, pour augmenter l'AEJ, il faut que le panache d'aérosols soit situé au sud de l'AEJ comme illustré dans la Figure 5.20.

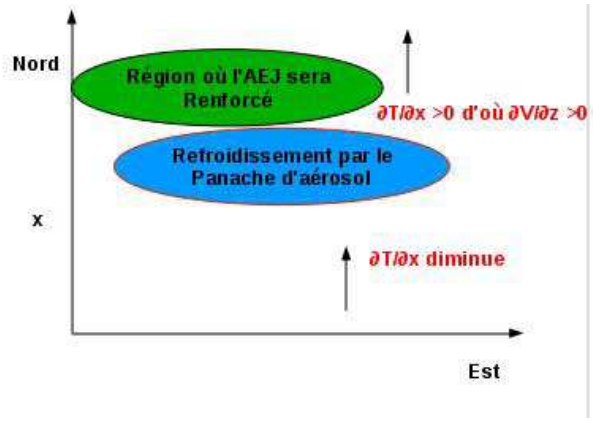


FIG. 5.20 – Schéma représentatif de la situation favorable à l'intensification de l'AEJ dans le cas d'un refroidissement par les aérosols.

En effet la zone où l'AEJ peut être intensifiée est la zone d'augmentation du gradient de température qui est située au nord du panache d'aérosol (Figure 5.20) puisque celui-ci refroidit localement l'atmosphère.

5.6.3 Impact des aérosols sur l'intensité de l'AEJ

Deux cas les plus représentatifs de l'impact dynamique des aérosols dans la période du 9 au 15 juin sont exposés dans la suite.

Cas du 12 juin à minuit

Le 12 juin à minuit (Figure 5.21), la panache d'aérosol est situé au nord de 10 °N, et l'étendue verticale du panache sur le transect 0 °E est comprise entre 0 et 5 km d'altitude.

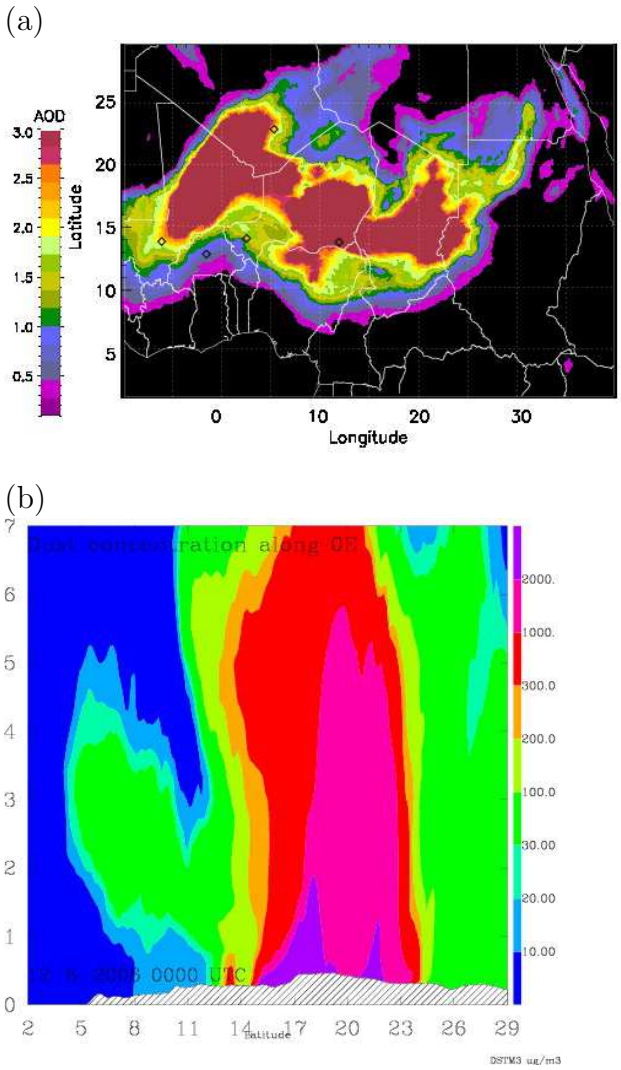


FIG. 5.21 – Champs d'épaisseur optique des aérosols (a) et coupe verticale de la concentration en aérosol le 12 juin à minuit.

La comparaison des champs de température au niveau de la couche d'aérosol située de 1 à 4 km (Figure 5.22) montre que les gradients de température sont renforcés dans la simulation DUST par rapport à la simulation NoDUST. Cette augmentation, comme

expliquée précédemment, résulte du réchauffement lié au panache d'aérosol. Cette augmentation du gradient de température au sud de 10 °N doit donc conduire à une augmentation du gradient vertical de vent du fait de la mise en équilibre géostrophique de l'atmosphère (Parker *et al.*, 2005).

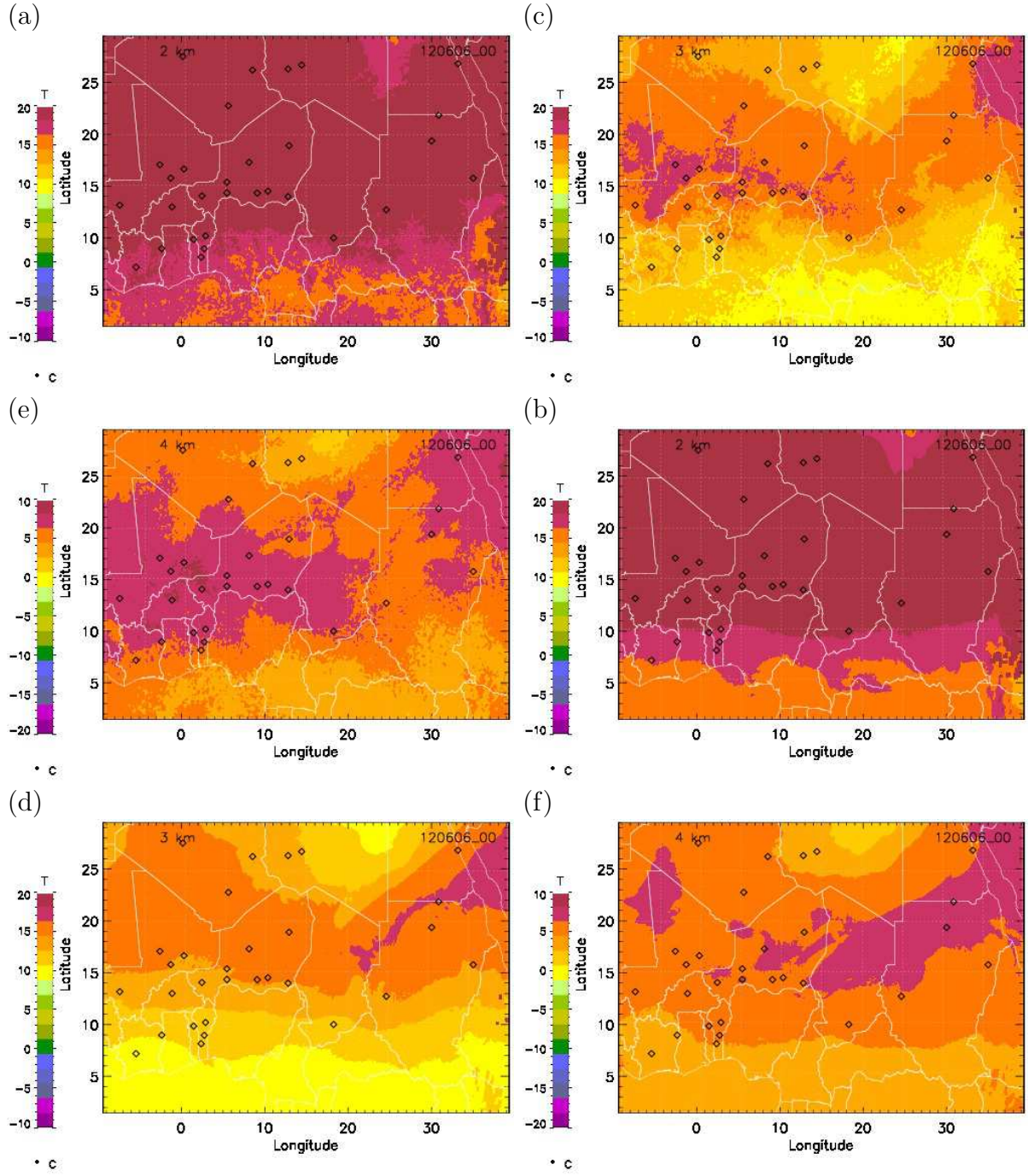


FIG. 5.22 – Champs de température pour les simulations avec aérosols (a,c,e) et sans aérosols (b,d,f) pour le 12 juin à minuit à 2, 3 et 4 km d'altitude.

D'après la figure 5.21 et la figure 5.23, on constate que l'AEJ (entre 7 et 15 °N) est situé au sud du panache d'aérosols (maximum situé entre 12 et 25 °N) ce qui signifie que dans une telle configuration on a une intensification de l'AEJ (cf. section 5.6.2). Cette intensification est effectivement constatée dans la Figure 5.23 en comparant les deux simulations, DUST et NoDUST.

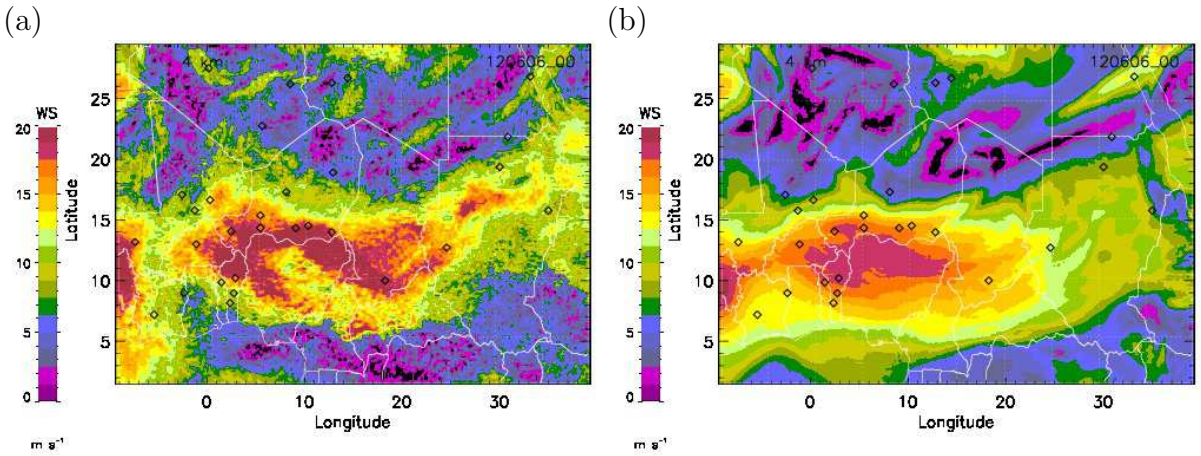


FIG. 5.23 – Champs de vent (module) pour la simulation avec aérosols (a) et sans aérosols (b) pour le 12 juin à minuit à 4km.

La figure 5.24 montre que l'AEJ caractérisé par une ondulation avec des vents de nord-est à l'est et de sud-est à l'ouest à 4km (entre 7 et 15 °N) voit sa composante sud-ouest augmenter. Le réchauffement étant spatialement assez inhomogène du fait de la variabilité spatiale de la concentration en aérosol conduit également à la variabilité spatiale de l'intensification du vent et de sa direction.

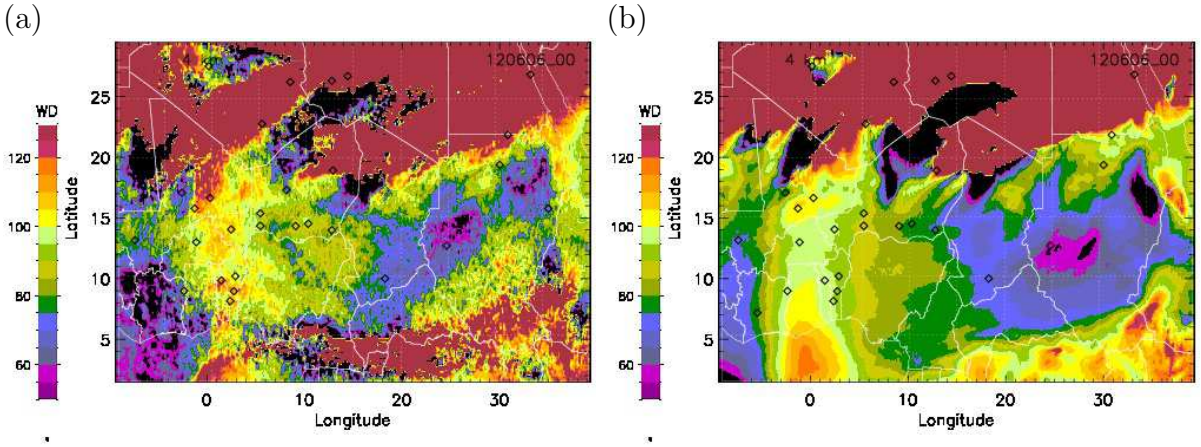


FIG. 5.24 – Champs de direction des vents pour la simulation avec aérosols (a) et sans aérosols (b) pour le 12 juin à minuit à 4km.

Cas du 13 juin à midi

Le 13 juin à 1200 TU, le panache d'aérosol est situé au nord de 5°N (Figure 5.25), et l'étendue verticale du panache sur le transect 0 °E est comprise entre 1 et 5 km d'altitude.

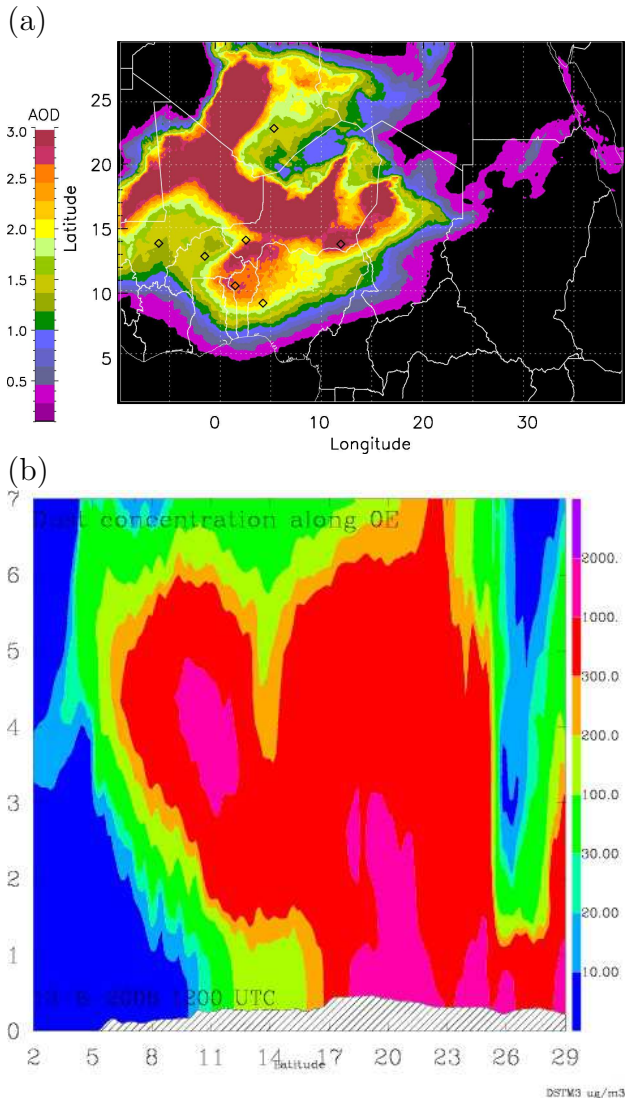


FIG. 5.25 – Champs d'épaisseur optique des aérosols (a) et coupe verticale de la concentration en aérosol le 12 juin à minuit.

Comme pour la journée du 12 juin à 0000 TU, on détecte un réchauffement dans la simulation DUST par rapport à la simulation NoDUST (Figure 5.26) autour de 13°N et 0°E dû aux aérosols qui a pour effet d'augmenter les gradients de température au sud du panache d'aérosols. Cette augmentation du gradient de température au sud de 5°N conduit à une augmentation des gradients verticaux de vent.

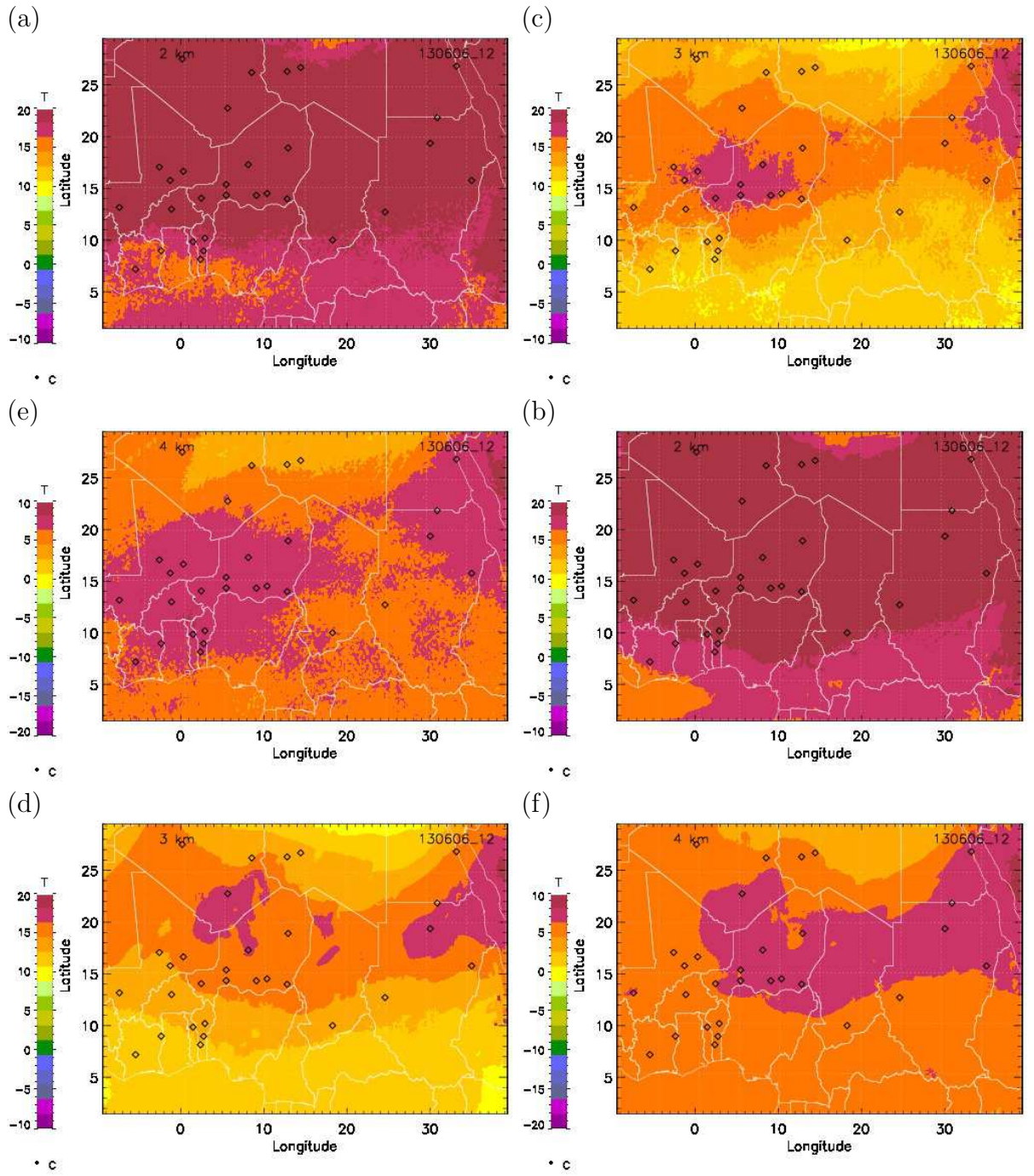


FIG. 5.26 – Champs de température pour les simulations avec aérosols (a,c,e) et sans aérosols (b,d,f) pour le 13 juin à midi à 2, 3 et 4 km.

La figure 5.27 montre que l'AEJ (entre 5 et 15 °N) est situé au sud du panache d'aérosols (maximum situé entre 12 et 25 °N ; Figure 5.25). A nouveau cette configuration a théoriquement pour conséquence une intensification de l'AEJ (section 5.6.2). Cette intensification est en effet constatée dans la Figure 5.27, les vents autour de 5-15 °N et -5 W

et 10°E sont plus importants dans la simulation DUST que dans la simulation NoDUST. Les maxima passent de 17 à 19-20 $\mathrm{m\,s^{-1}}$.

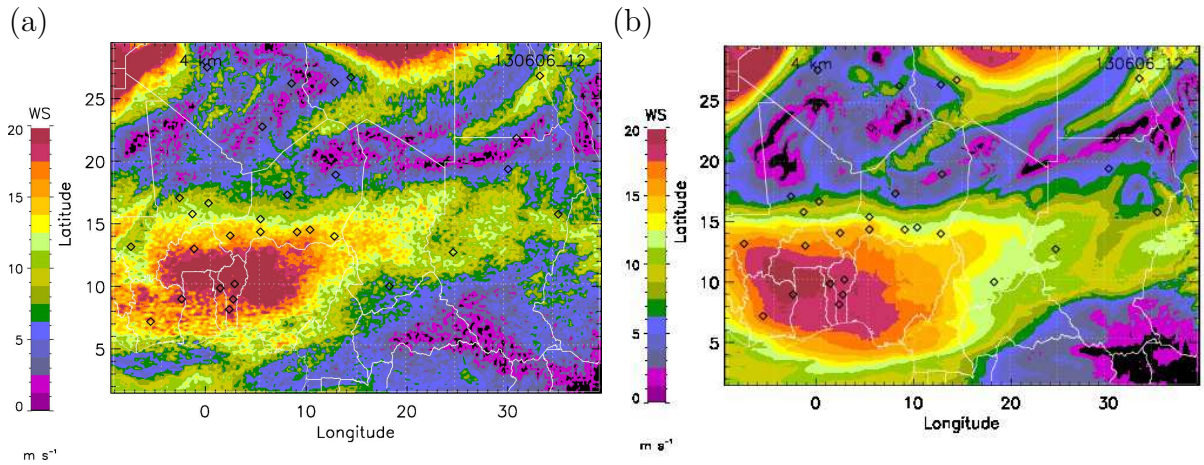


FIG. 5.27 – Champs de vent (module) pour la simulation avec aérosols (a) et sans aérosols (b) pour le 13 juin à midi à 4km.

La direction des vents est également modifiée en présence d'aérosol (Figure 5.28) conduisant à un renforcement de la rotation des vents et une diminution de la longueur d'onde des ondes d'est (rapprochement de la succession de rotation de vents de composante nord et de composante sud). De manière générale il y a également un renforcement de la composante sud du vent (vent plus vers le nord).

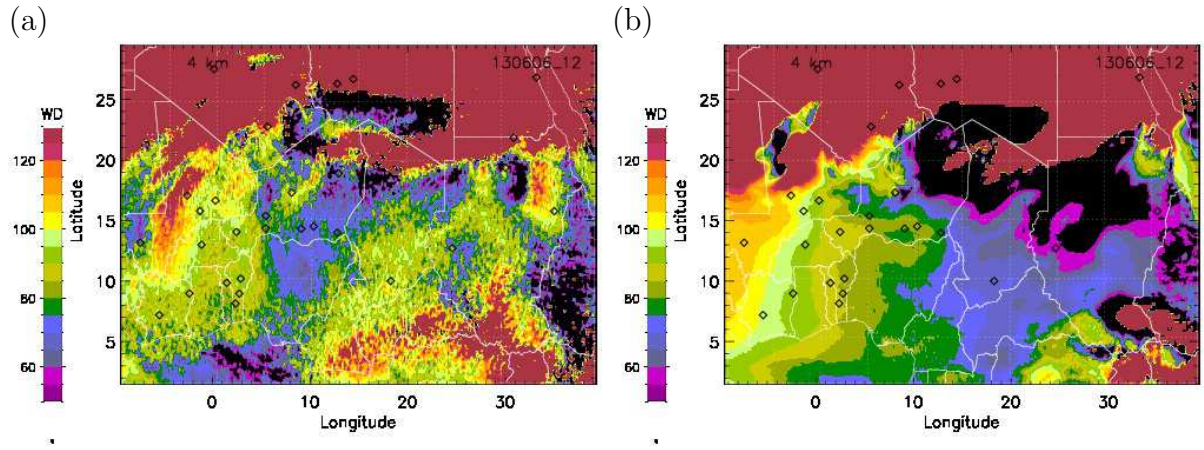


FIG. 5.28 – Champs de direction des vents pour la simulation avec aérosols (a) et sans aérosols (b) pour le 13 juin à midi à 4km.

L'ensemble de ces résultats confirme un rôle important des aérosols désertiques non seulement sur l'équilibre thermodynamique mais également sur la dynamique atmosphérique de cette région de mousson. En effet, comme le montre la comparaison des simula-

tions DUST et NoDUST, une modification des vents et des températures est observée avec une augmentation de l'intensité de l'AEJ (compris entre 2 et 5 $\mathrm{m\,s^{-1}}$) et un élargissement du maximum de ce jet. Ce phénomène est la conséquence d'une modification des gradients de températures due à la présence des aérosols qui réchauffent l'atmosphère. Ces résultats font l'objet d'un article en préparation (C. Lemaître, D. Bou Karam, C. Flamant : Dust impact on the atmospheric dynamics associated with a springtime case of Bodélé and Sudan dust transport over West Africa).

5.6.4 Impact des aérosols sur l'intensité de la dépression thermique saharienne

Dans cette section, est étudié l'impact des aérosols désertiques sur la dépression thermique saharienne. Pour ce faire, sont analysées les modifications de géopotentielles et du vent à 1 km (altitude moyenne de la dépression thermique) pour les deux journées d'étude précédentes. A cette altitude les vents sont modifiés de plus de 5 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ du fait à nouveau des changements de gradient de température induit par la présence des aérosols (voir figures 5.30 et 5.32).

Cas du 12 juin à minuit

Pour le 12 juin à minuit (Figure 5.29), l'intensification de la dépression thermique est observée sur les champs de géopotentielles avec une augmentation de 5 m qui correspond à une diminution de la pression (i.e. une intensification de la dépression).

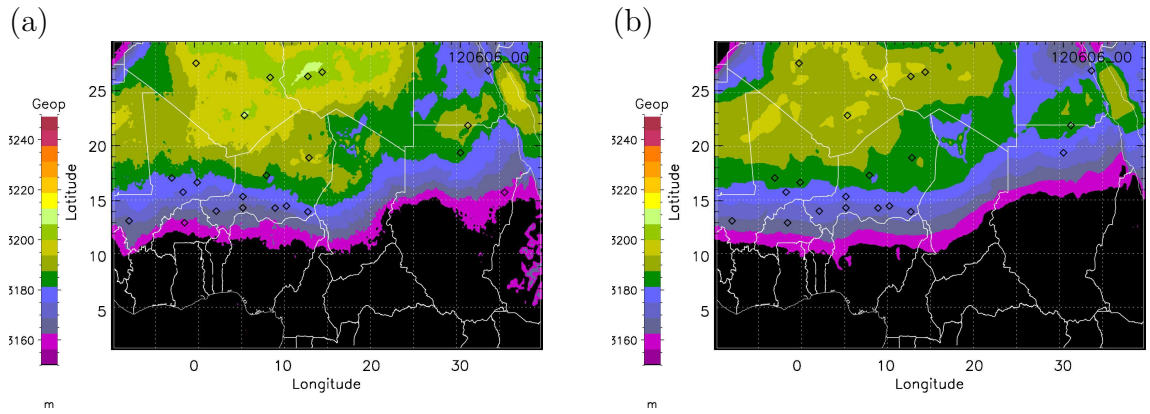


FIG. 5.29 – Champs de géopotentielles du 12 juin à minuit pour la simulation avec aérosols (a) et sans aérosols (b)

Les modifications de vent s'effectuent au niveau de la dépression thermique (Figure 5.30, entre 10 et 30°E, 15 et 25°N). Les vents initialement de 16 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ en absence d'aérosol passent à plus de 20 $\mathrm{m\,s^{-1}}$. Ces vents s'intensifient également au niveau du flux de mousson (au sud ouest de la carte). La direction est également légèrement modifiée entre les deux simulations avec des vents de composante sud au sud de la région, dans le flux de mousson, qui prennent une orientation plutôt sud ouest dans la simulation DUST.

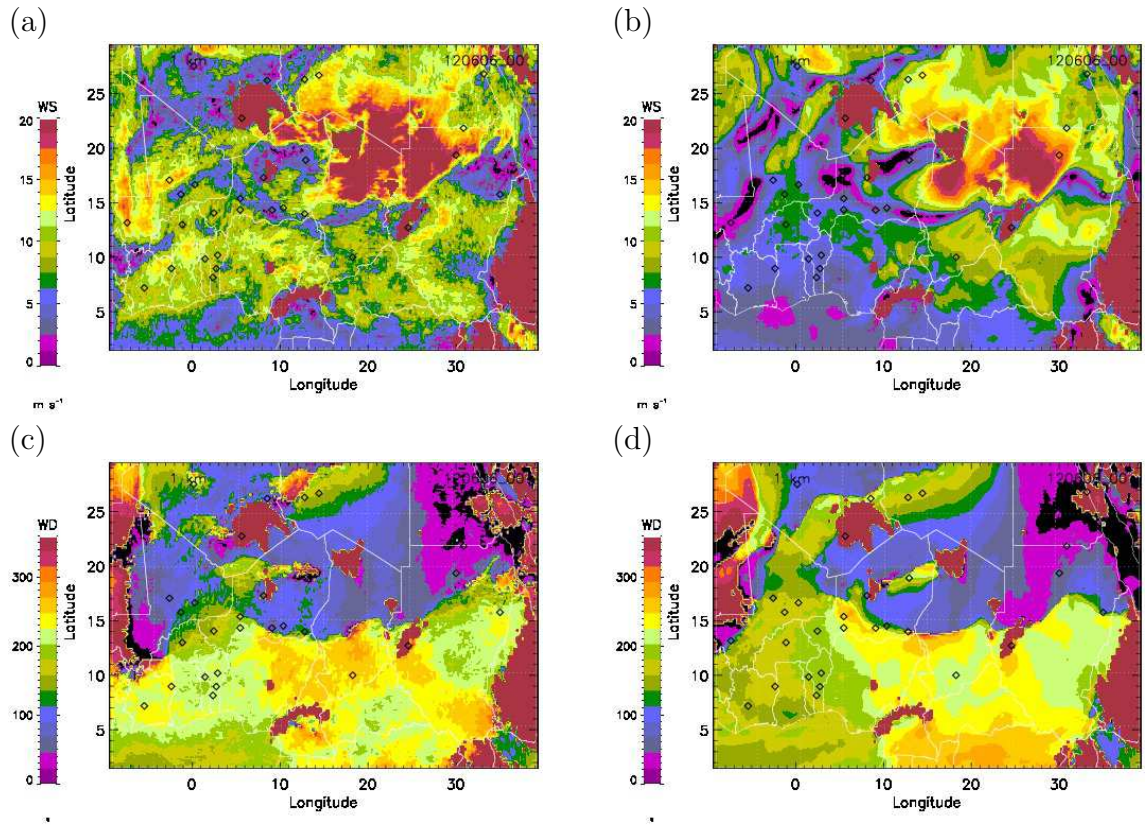


FIG. 5.30 – Champs de vent (module) (a,b) et direction des vents (c,d) pour la simulation avec aérosols et sans aérosols pour le 12 juin à minuit à 1km.

Cas du 13 juin à midi

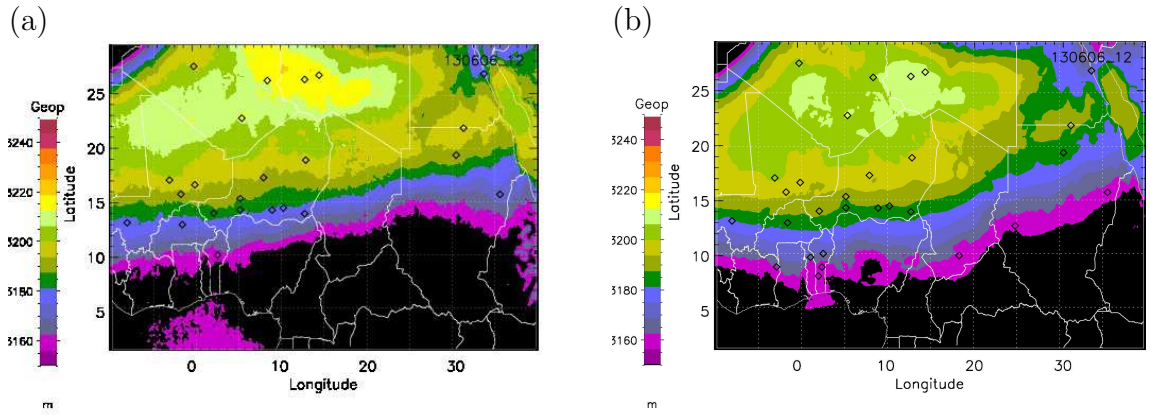


FIG. 5.31 – Champs de géopotentielles le 13 juin à midi pour la simulation avec aérosols (a) et sans aérosols (b).

Pour la journée du 13 juin à midi (Figure 5.31), la dépression thermique est également renforcée, les géopotentielles augmentent de 5 m.

La force des vents est renforcée (Figure 5.32) d'au moins 5 $\mathrm{m\,s^{-1}}$. Cette augmentation est observée principalement entre 10-20°E et 15-20°N. Concernant la direction des vents, on constate un changement de direction très marqué en particulier au sud de la zone d'observation avec des vents qui proviennent préférentiellement du nord-ouest en présence d'aérosols plutôt que du sud-ouest. Ceci implique une modification importante des zones de confluence et de convergence entre harmattan et mousson.

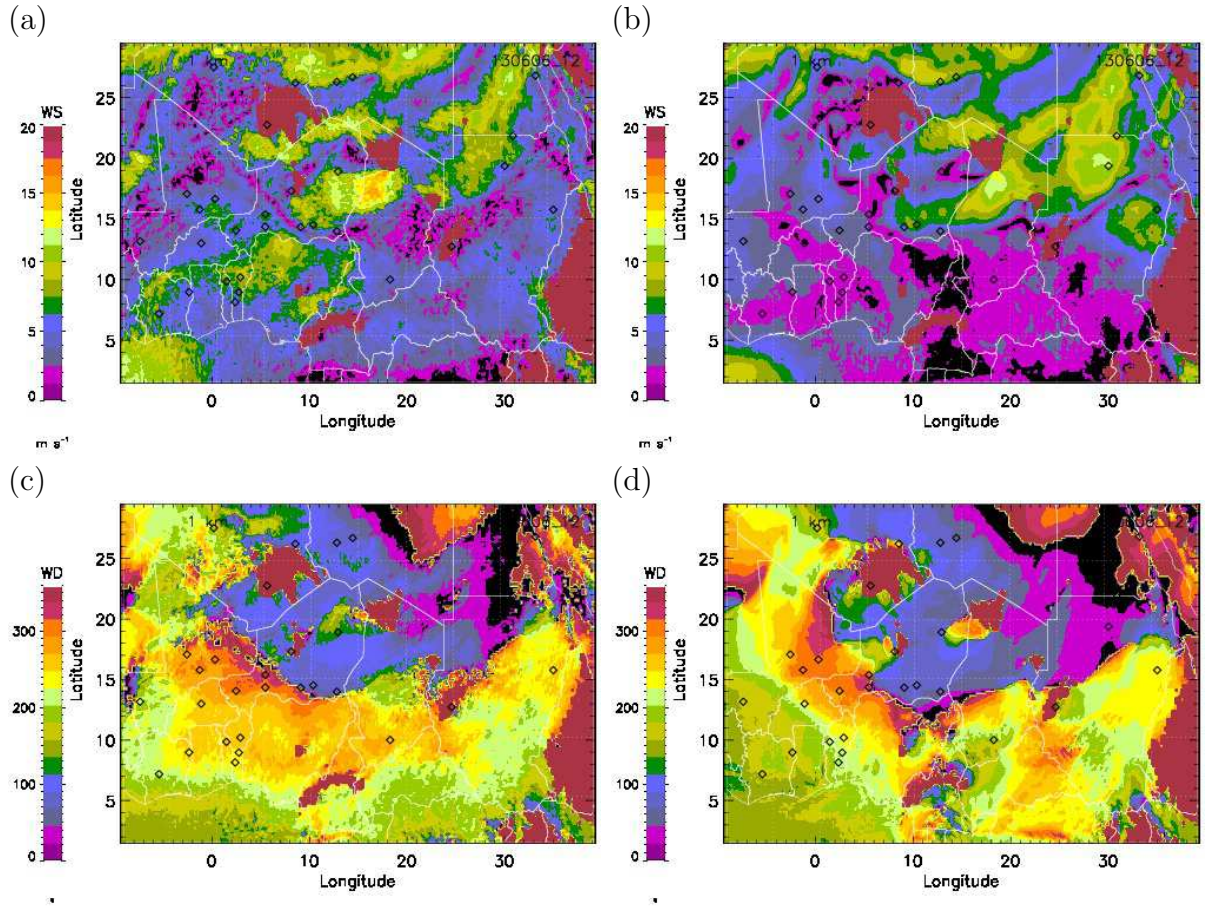


FIG. 5.32 – Champs de module de vent (a,b) et direction des vents (c,d) pour la simulation avec aérosols et sans aérosols pour le 13 juin à midi à 1km.

En résumé, le chauffage radiatif des aérosols caractérisé par un cycle diurne bien marqué induit des modifications importantes au niveau de l'AEJ et de la dépression thermique saharienne. Ceci confirme et complète les résultats de Heinold *et al.* (2008) qui avaient déjà constaté une telle modification de la stratification verticale de l'atmosphère en présence d'aérosols.

5.6.5 Le rôle des nuages

Il est mis en évidence d'importantes modifications au niveau de l'AEJ. On peut supposer que ces dernières découlent d'autres éléments tel que la présence de nuages. La figure 5.33 illustre donc la concentration en aérosols et les zones de fraction nuageuse (point noir) égales et supérieures à 0.1 à 1 et 2 km d'altitude.

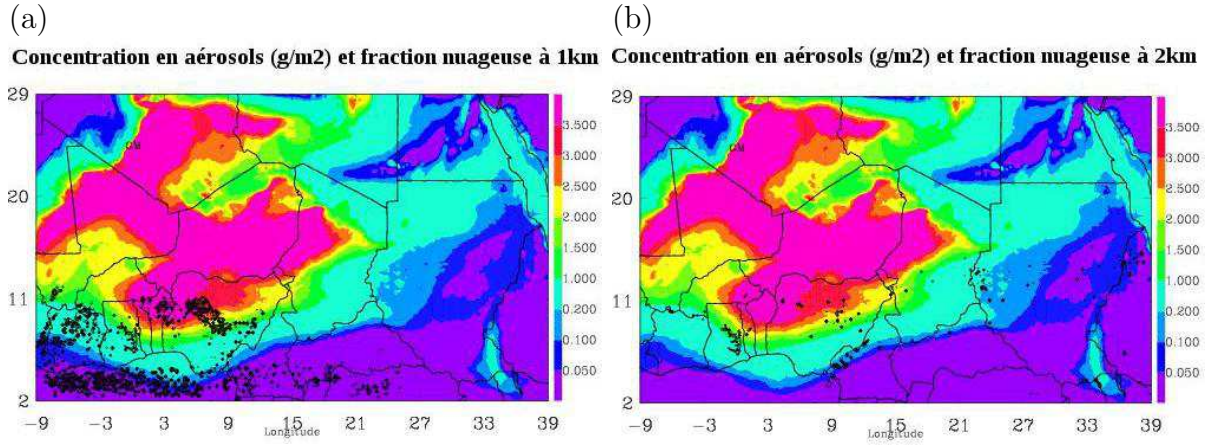


FIG. 5.33 – Concentration en aérosols en g/m2 et la fraction nuageuse à 1km (a) et 2km (b) d'altitude.

Les nuages apparaissent localisés plus au sud des aérosols (figure 5.33) et du gradient de température observé précédemment et à l'origine des modifications de vents. Par conséquent, les modifications misent en évidence ne sont probablement pas induites par la présence de nuages. L'ensemble des changements observés résulte donc principalement de la présence d'aérosols.

5.7 Conclusion

Dans ce chapitre, l'importance des aérosols désertiques sur la dynamique atmosphérique est démontrée. Pour ce faire, le modèle Méso-NH est utilisé au dessus de l'Afrique de l'Ouest afin d'étudier l'impact dynamique du forçage radiatif induit par les aérosols durant AMMA. Dans un premier temps, la qualité des simulations réalisées avec ce modèle a été évaluée à partir d'une comparaison avec les observations synoptiques, aéroportées et satellitaires (Lemaître *et al.* (2010a), en préparation) et les produits restitués dans ce travail.

Le modèle simule relativement bien les conditions atmosphériques (vent, température, humidité) mais également la concentration en aérosol présent lors de l'évènement de poussières choisi dans ce travail. Il reproduit bien les épaisseurs optiques observées par MODIS, ou encore la concentration en aérosol obtenue à l'aide du lidar aéroporté (LEANDRE). Les taux de réchauffement produits dans le modèle sont également tout à fait en accord avec ceux restitués dans ce travail. Ceci a permis d'exploiter en toute confiance les simu-

lations réalisées à l'aide de ce modèle afin d'évaluer l'impact dynamique de l'évènement de poussières.

Cette étude montre que la présence d'aérosols désertiques entre 1 et 4 km d'altitude est à l'origine d'un chauffage radiatif non négligeable déjà mis en évidence dans l'étude expérimentale présentée dans le chapitre 3. Ce chauffage possède un cycle diurne à l'origine de modifications des gradients non seulement verticaux mais également horizontaux de température. Le panache d'aérosol ainsi observé au nord de l'AEJ se montre propice à une augmentation des gradients verticaux de vent à l'origine de l'intensification de l'AEJ. La présence de ce panache produit également un renforcement de la structure périodique en vent et direction (et réduction de sa longueur d'onde) associée à une onde d'est présente pendant cet événement de poussières. Plus bas en altitude, la dépression thermique et les vents associés sont intensifiés du fait également de la modification des gradients de température associés à la présence du panache d'aérosols.

L'ensemble de ces modifications sur les éléments clefs constituant la mousson africaine ne peuvent être sans conséquence sur les autres éléments. Ainsi les modifications constatées sur l'AEJ doivent se propager sur les plus hautes altitudes à travers les équilibres géostrophique, hydrostatique et la conservation de la masse. Ainsi le TEJ (Besson & Lemaître, 2010 ; Houze, 2004) qui gouverne en partie la convection au travers des zones de divergence en altitude doit subir de légères modifications. De même les modifications de l'AEJ qui alimente les courants de densité au sein des lignes de grains (air froid généré par évaporation des précipitations qui détermine l'intensité, la propagation et l'auto-entretien de ces systèmes) doivent impacter le cycle de vie de ces systèmes. Une modification de ce jet n'est donc pas sans conséquence sur ces systèmes. De même l'intensification de la dépression thermique et des vents associés peut renforcer la convergence entre flux de mousson et flux d'Harmattan et ainsi favoriser les développements convectifs. L'étude précise de tous ces effets indirects des panaches d'aérosols sont au-delà de ce qui peut être réalisé dans le temps imparti à ce travail de thèse mais devra sans nul doute être réalisée dans l'avenir afin de mieux appréhender leur rôle sur la météorologie et sur l'évolution du climat de cette région. Il apparaît cependant qu'une détection et un suivi précis de ces aérosols peuvent permettre à court terme d'apporter quelques éléments d'amélioration sur la prévision de la mousson.

Chapitre 6

Conclusions et Perspectives

Sommaire

6.1 Synthèse 160

6.2 Perspectives 162

6.1 Synthèse

Le contexte de ce travail de recherche est la forte variabilité interannuelle à décennale de la mousson africaine. Cette variabilité a fait l'objet d'une grande attention ces dernières années qui a montré que cette variabilité était en grande partie liée aux processus agissant au niveau de la dépression thermique saharienne (DTS) et plus particulièrement à ceux résultant de la présence de la couche d'aérosol saharien (SAL). Ce travail a précisé ce rôle des aérosols désertiques sur l'équilibre radiatif et sur la dynamique atmosphérique de cette région. Il a porté sur la documentation des propriétés microphysique et radiative de ces aérosols et la quantification de leur impact énergétique et s'est appuyé sur des sorties de simulations numériques pour quantifier leur impact dynamique.
La mesure lidar était au centre de ce travail car primordiale pour pouvoir accéder à la variabilité verticale des aérosols. Ce travail repose cependant également sur une synergie instrumentale permettant la caractérisation optique et physique des aérosols, synergie entre mesures in situ et de télédétection au sol, aéroporté et satellitaire.

Pour réaliser ce travail, il a été nécessaire préalablement de développer un certain nombre d'outils qui permettent de quantifier le réchauffement induit par la présence de ces aérosols (en particulier un code de transfert radiatif prenant en compte les caractéristiques réelles de l'atmosphère et de ces constituants déduits des observations en particulier celles issues des mesures lidar), de détecter la présence de ces aérosols et assurer leur suivi (en particulier une nouvelle méthode d'analyse des observations infrarouge de MSG séparant la contribution des nuages, de la vapeur d'eau et des aérosols). Il a été également nécessaire de valider les estimations satellitaires à partir des observations au sol ou aéroportées et de confronter les réalisations numériques aux observations (cycle de vie des aérosols et réchauffement induit). Les données du satellite CALIPSO et les estimations réalisées à partir de ces données ont pu ainsi être validées.

La détection des aérosols à l'aide des observations infrarouge repose sur une approche nouvelle n'exploitant pas, contrairement à ce qui est généralement fait, un code de transfert radiatif estimant la contribution de la colonne atmosphérique sur les températures de brillance. Cette approche s'inspire des travaux utilisant les différences de température de brillance pour différencier les aérosols, les nuages, et les conditions de ciel clair (Chaboureau *et al.* (2007), Ackerman (1997), Dunion & Velden (2004)). Ces travaux montrent qu'il est possible de détecter et de distinguer sur l'océan et une partie du continent (latitude inférieure à 14 °N) les aérosols et les nuages à partir de la différence de température de brillance dans les canaux 10 et 12 microns. Cette distinction nécessite cependant de bien corriger cette différence de la contribution de la vapeur d'eau. Une étude statistique sur une vingtaine de trace CALIPSO au-dessus de l'océan atlantique a permis de quantifier cette contribution. Cette méthode a ensuite été étendue à l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest à l'aide des données SEVIRI. Cette méthode a pu être validée sur l'océan ainsi que sur le continent et confirme la possibilité de détecter les aérosols dans l'infrarouge connaissant le contenu en vapeur d'eau (la qualité des résultats au-dessus de 14 °N dépend du type de sol rencontré car, dans ce cas, l'émissivité de surface et sa variabilité contrôle la BTD). Au-dessus de 14 °N, l'interprétation reste possible, mais doit être modulée par la contribution de l'émissivité de surface. La signature des aérosols sera renforcée après cette correction.

La quantification de l'impact radiatif des aérosols désertiques repose sur le code de transfert radiatif dénommé "STREAMER". La pertinence des résultats obtenus avec ce code a été démontrée d'une part en évaluant la cohérence des données d'entrées (telles que les propriétés optiques des aérosols, les coefficients d'extinctions lidar, ...) et d'autre part en confrontant les données de sorties aux observations disponibles (tels que les flux et les albédos). Lors de cette étude, deux modèles de poussières désertiques (caractérisant les propriétés optiques et radiatives des aérosols) ont été considérés afin d'estimer la sensibilité du chauffage radiatif estimé au modèle choisi. Ces deux modèles ont été sélectionnés pour leur bon accord avec les données aéroportées et photométriques disponibles dans le visible. Le choix de ces paramètres (albédo de simple diffusion, paramètre de symétrie, extinction) résulte de leur très grande sensibilité à la composition minérale et la distribution en taille des aérosols (Sokolik & Toon, 1999).

Les travaux menés lors de cette thèse ont confirmé un rôle important des aérosols désertiques sur l'équilibre radiatif et sur la dynamique de cette région de mousson. Ils ont permis une caractérisation précise des aérosols désertiques rencontrés. Ainsi, il fut possible de réaliser une étude détaillée de l'impact radiatif des aérosols rencontrés lors d'un événement typique de poussière observé au cours d'AMMA au-dessus du Bénin et du Niger et provenant de la dépression de Bodélé et de l'Ouest du Soudan entre le 9 et le 15 Juin 2006. Ces poussières contrôlent le rayonnement de façon non négligeable dans les petites ou les grandes longueurs d'onde. Des chauffages compris entre 1.5 K jour^{-1} et 4 K jour^{-1} selon l'altitude et la latitude et pouvant atteindre localement 8 K jour^{-1} sont ainsi observés, confirmant ainsi certaines études (telles que celles de Dimri & Jain (1999) ou Saha *et al.* (2008)) réalisées de façon indépendante (en terme d'approche et d'observations). Les erreurs associées sont estimées entre 0.5-1.4 K jour^{-1}. Ces aérosols peuvent contrôler les gradients méridiens de température selon leur localisation par rapport au flux de mousson et à l'harmattan. Ainsi dans le cas d'étude considéré, un réchauffement important dû à la présence d'aérosol dans la couche de mousson est observé.

En absence de nuage, l'effet radiatif des aérosols est relié au coefficient d'exctinction des aérosols, en présence de nuages (présent au sommet de la couche de mousson au-dessus du sud du Bénin et au-dessus du Golf de Guinée), le maximum de chauffage est observé juste au-dessus du nuage. Cette étude a également mis en évidence, une contribution non négligeable dans le LW de l'ordre de 5 à 15% dans la couche d'aérosol, et en dessous dans la couche de mousson de l'ordre de 20%.

De nuit, le forçage des aérosols est également observé mais avec des valeurs beaucoup plus faibles inférieures à 1 K jour^{-1}. Un refroidissement est observé dans la couche d'aérosol dû aux grandes longueurs d'onde LW, alors qu'un réchauffement existe en dessous dans la couche de mousson.

Ces résultats montrent que les réchauffements/refroidissements sont très dépendants des propriétés optiques et radiatives des aérosols, d'où l'importance d'accéder à ces propriétés en particulier pour les grandes longueurs d'ondes qui contrôlent fortement le réchauffement total et pour lesquelles existe généralement un manque d'information.

On s'attend donc que de tels réchauffements/refroidissements affectent de façon importante les gradients horizontaux et verticaux de température et donc la dynamique qui est en partie gouvernée par l'équilibre géostrophique et la stabilité statique. Cet aspect a pu être traité dans ce travail à partir de l'analyse de simulations numériques réalisées

à l'aide du modèle Meso-NH en prenant ou non en compte les aérosols. Les différences constatées entre les deux simulations sur la dynamique après validation de la représentation dans le modèle du cycle de vie des panaches de poussières (en particulier à l'aide des images MODIS et SEVIRI) et des réchauffements induits (à l'aide des estimations réalisées à partir de LEANDRE) montrent que non seulement le Jet d'Est Africain situé à une altitude proche de la couche de poussières, mais également les flux de basse couche (en particulier l'harmattan) sont affectés. En effet, le chauffage induit par les aérosols présents en altitude possède un cycle diurne à l'origine de modifications des gradients non seulement verticaux mais également horizontaux de température. Les gradients horizontaux de température se montrent propice à une augmentation des gradients verticaux de vent à l'origine de l'intensification de l'AEJ. Plus bas en altitude, la dépression thermique et les vents associés sont également intensifiés par la modification des gradients de température associés à la présence du panache d'aérosols.

6.2 Perspectives

Ce travail a donc tout d'abord proposé une méthodologie pour étudier le rôle des aérosols sur le système mousson africaine. Il a d'autre part tenté d'apporter quelques éléments de réponses sur l'importance des aérosols dans l'équilibre radiatif de cette région et dans la dynamique de ce système. Dans ce cadre, il a permis de valider (au moyen d'intercomparaison) les jeux de données issus de différents capteurs en particulier les données de la plateforme CALISPO. Il a conduit à proposer de nouveaux outils de traitement ou d'analyse de ces données. Ce travail a permis également de suggérer ou de souligner le besoin d'approfondissement de certaines pistes d'études dans le domaine des processus, de la documentation des caractéristiques des aérosols et de la méthodologie. Celles-ci sont les suivantes.

Il serait tout d'abord intéressant, dans la continuité de ce travail, d'appliquer l'approche proposée ici à d'autres cas d'études et à d'autres saisons. Ainsi, il serait possible de confirmer l'importance du rôle des aérosols sur le système de mousson mais également de s'intéresser au cycle de vie de la mousson et d'acquérir une vision plus globale de l'impact de ces aérosols sur le système climatique de cette région.

Concernant l'impact sur la dynamique, il faudrait préciser les processus ou les interactions qui conduisent aux modifications dynamiques constatées. Ces modifications résultent-elles d'une mise en équilibre (équilibre géostrophique ou hydrostatique) de l'atmosphère, d'une modification de la stabilité de l'atmosphère (convection sèche) ou de processus physiques plus complexes ?

Il serait également intéressant de pousser plus en avant l'étude de l'effet de ces nuages de poussière selon leur localisation géographique et verticale par rapport aux entités dynamiques telles que le Jet d'Est Africain, le Jet d'Est Tropical, l'harmattan, etc ... et d'en proposer une conceptualisation.

L'effet indirect des nuages de poussières sur les systèmes nuageux et précipitants (au travers des modifications de stabilité et de convergence) qui déterminent le caractère humide ou sec d'une mousson pourrait être également l'objet d'études plus approfondies.

Il serait nécessaire d'étendre la caractérisation de l'impact radiatif des aérosols au cas

d'aérosols en présence de nuages. L'étude actuelle semble en effet suggérer que les nuages amplifient leur impact. On sait également que les interactions aérosols-nuages sont importantes. Les aérosols peuvent jouer non seulement un rôle sur la mise en place des systèmes convectifs (et inversement) mais également sur les caractéristiques microphysiques de ces nuages.

Il serait également intéressant de quantifier plus précisément l'impact radiatif dans l'infra-rouge, l'aérosol étant bien connu pour interagir fortement avec le flux solaire. Cette quantification est possible grâce aux observations à notre disposition. Les travaux réalisés montrent également l'importance des grandes longueurs d'onde dans l'estimation du forçage radiatif des aérosols, en particulier pour les longueurs d'onde comprises entre 0.7 et 4 micromètres. Le manque d'observations concernant les propriétés optiques et radiatives des aérosols dans cette gamme de longueur d'onde peut donc conduire à des erreurs importantes. Par conséquent, le couplage des observations lidar et IASI doit permettre une amélioration significative des inversions IASI et une meilleure caractérisation optique des couches d'aérosols atmosphériques dans l'infrarouge et donc une meilleure estimation de ce forçage à grande échelle, plus particulièrement de nuit en absence de flux solaire pour des situations où le phasage des plateformes CALIPSO et IASI est réalisé.

Des études récentes (Bristow *et al.*, 2010 ;Ben-Ami *et al.*, 2010) ont mis en évidence la présence d'aérosols désertiques fertilisant le bassin Amazonien, en provenance de la dépression de Bodélé. Il semblerait donc intéressant d'étudier cette charge en aérosols transportée au niveau de l'AEJ à l'aide de la synergie CALIPSO/MSG permettant le suivi en continu de ces panaches d'aérosols en dessous de 14 °N.

Une dernière piste, dans la continuité des travaux méthodologiques réalisés ici, concerne l'amélioration de la méthode de correction de la vapeur d'eau sur les différences de température de brillance infrarouge BTD 10-12. Ce travail a en effet montré que la différenciation des aérosols/nuages au-dessus de 14 °N devient difficile du fait que l'émissivité de surface dans cette région influe de façon différente sur les deux longueurs d'onde (10 et 12 micromètres), et contribue donc à cette différence BTD_{10-12}. Il serait donc intéressant d'étudier plus précisément et de prendre en compte la réponse de BTD_{10-12} à l'émissivité de surface au-dessus de 14°N. Ceci permettrait de renforcer la signature des aérosols au-dessus de cette région.

Bibliographie

Ackerman, S.A. 1997. Remote sensing aerosols using satellite infrared observations. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 17,069–17,079.

Alfaro, S., & Gomes, L. 2001. Modeling mineral aerosol production by wind erosion : Emission intensities and aerosol size distributions in source areas. *Journal of Geophysical Research*, **106**(D16).

Alfaro, S., Gaudichet, A., Gomes, L., & Maillé, M. 1998. Mineral aerosol production by wind erosion : aerosol particle sizes and binding energies. *Geophysical Research Letter*, **25**, 991–994.

Ali, A., Lebel, T., & Amani, A. 2006. Sahelian rainfall index computation : sensitivity analysis on spatial and time sampling. *Journal of international Climatology.*

Andreae, M.O. 1995. Climatic effects of changing atmospheric aerosol levels. *World Survey of Climatology*, **16**, 341–392.

Angström, A. 1964. The parameters of atmospheric turbidity. *Tellus*, **16**, 64–75.

Ben-Ami, Y., Koren, I., Artaxo, P., Martin, S.T., & Andreae, M.O. 2010. Transport of North African dust from the Bodélé depression to the Amazon Basin : a case study. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **10**, 7533–7544.

Berthier, S., Chazette, P., Couvert, P., Pelon, J., Dulac, F., Thieuleux, F., Moulin, C., & Paint, T. 2006. Desert dust aerosol columnar properties over ocean and continental Africa from Lidar in-Space Technology Experiment (LITE) and Meteosat synergy. *Journal of geophysical Research*, **111**(doi :10.1029/2005JD006999), D21202.

Bertrand, J., Cerf, A., & Domergue, J.L. 1979. Repartition in space and time of dust haze south of the Sahara. *WMO*, **538**, 409–415.

Besson, L, & Lemaître, Y. 2010. West African Squall lines, African andTropical Easterly jets. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **submitted**, D19205.

Bierwirth, E., Wendisch, M., Ehrlich, A., Heese, B., Tesche, M., Althausen, D., Schladitz, A., Muller, D., Otto, S., Trautmann, T., Dinter, T., von Hoyningen-Huene, W., & Kahn, R. 2009. Spectral surface albedo over Morocco and its impact on radiative forcing of Saharan dust. *Tellus*, 252–269.

Binkowski, F.S., & oselle, S.J. 2003. Models-3 Community Multiscale Air Quality (CMAQ) model aerosol component 1. Model description. *Journal of Geophysical Research*, **108**(D6).

Blanchet, J.-P., & Liste, R. 1983. Estimation of optical properties of Arctic haze using a numerical model. *Atmosphere-Ocean*, **21**(4), 444–465.

Bou Karam, D. 2008. *Mécanismes de soulèvement d'aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest*. Ph.D. thesis, Université Pierre et Marie Curie.

Bou Karam, D, Flamant, C., Knippertz, P., Reitebuch, O., Chong, M., Pelon, J., & Dabas, A. 2008. Dust emissions over the Sahel associated with the West African Monsoon inter-tropical discontinuity region : a representative case study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **134**, 624–634.

Bou Karam, D, Flamant, C., Tulet, P., Chaboureau, J.P., Dabas, A., & Todd, M.C. 2009. Estimate of Sahelian dust emissions in the intertropical discontinuity region of the West Afrcican Monsoon. *Journal of Geophysical Research*, **114**, D13106.

Brieglieb, B.P., Minnis, P., Ramanathan, V., & Harrison, E. 1986. Comparison of regional clear-sky albedos inferred from satellite observations and model computations. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **25**, 214–226.

Bristow, C.S., Hudson-Edwards, K.A., & Chappell, A. 2010. Fertilizing the Amazon and equatorial Atlantic with West African dust. *Geophysical Research Letters*, **37**, L14807.

Brogniez, G., Pietras, C., Legrand, M., Dubuisson, P., & Haeffelin, M. 2003. A high-accuracy multiwavelength radiometer for in situ measurements in the thermal infrared. Part II : Behavior in field experiments. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **20**, 1023–1033.

Brogniez, G., Bonnel, B., Damiri, B., Legrand, M., Buis, J. P., & Buis, N. 2006 (25-29 Septembre). Development of an optimal estimation method for calibration of infrared radiometers. Second Recent Advances in Quantitative Remote Sensing (RAQRS'II).

Brooks, N.P.J., & Legrand, M. 2000. *Dust variability over northern Africa and rainfall in the Sahel, in Linking climate change to landsurface change*. Mclaren s.j. and kniveton d. (eds) edn. Kluwer Academic Publishers. Chap. Chapter 1, pages 1–25.

Bruneau, D., Quaglia, P., Flamant, C., Meissonnier, M., & Pelon, J. 2001. The airborne lidar LEANDRE II for water-vapor profiling in the troposphere. I. System description. *Applied Optics*, **40**, 3450–3475.

Chaboureau, J.-P., Tulet, P., & Mari, C. 2007. Diurnal cycle of dust and cirrus over West Africa as seen from Meteosat Second Generation satellite and a regional forecast model. *Geophysical research letters*, **34**.

Chandrasekhar, S. 1960. *Radiative Transfert.*

Charlson, R.J., Schwartz, S.E., Hales, J.M., Cess, R.D., Coakley, Jr., Hansen, J.E., & Hoffman, D.J. 1992. Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science*, **255**, 423–430.

Charney, J.G. 1975. Dynamics of deserts and droughts in the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **101**, 193–202.

Chauvin, F., Roehrig, R., & Lafore, J-P. 2010. Large-Scale Overview of the Summer Monsoon over West Africa during the AMMA Field Experiment in 2006. *Journal of Climate*, **23**, 2544–2561.

Chazette, P., Sanak, J., & Dulac, F. 2007. New Approach for Aerosol Profiling with a Lidar Onboard an Ultralight Aircraft : Application to the African Monsoon Multidisciplinary Analysis. *Environmental Science and Technology*, **41**, 8335–8341.

Chen, Y., Kreidenweis, S. M., McInnes, L. M., Rogers, D. C., & DeMott, P. J. 1998. Single particle analyses of ice nucleating aerosols in the upper troposphere and lower stratosphere. *Geophysical Research Letters*, **25**, 1391–1394.

Chiapello, I. 1996. *Evaluation de la contribution de différentes espèces à l'épaisseur optique en aérosol.* Ph.D. thesis, Université Paris 7.

Chiapello, I., & Moulin, C.. 2002. TOMS and METEOSAT satellite records of the variability of Saharan dust transport over the Atlantic during the last two decades (1979–1997). *Geophysical Research Letters*, **29**.

Chin, M., Rood, R., Lin, S.J., Muller, J.F., & Thompson, A. 2000. Atmospheric sulfur cycle simulated in the global model GOCARD : Model description and global properties. *Journal of Geophysical Research*, **105**.

Chomette, O. 1999 (Octobre). *Modélisation et analyse meso-échelle du cycle de l'aérosol désertique. Aspects radiatifs et dynamiques.* Ph.D. thesis, Université de Lille.

Chomette, O, Garnier, A., Pelon, J., Lifermann, A., Bret-Dibat, T., Ackerman, S., Chepfer, H., Dubuisson, P., Giraud, V., Hu, Y., Kratz, D., Noel, V., Platt, C. M. R., Sirou, F., & Stubenrauch, C. 2003 (21-25 July, Toulouse). Retrieval of cloud emissivity and particle size in the frame of the CALIPSO mission. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium.

Coakley, J.A., Cess, R.D., & Yurevich, F.B. 1983. The effect of tropospheric aerosols on the Earth's radiation budget : A parameterization for climate models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **40**, 116–138.

Cook, K. H. 1999. Generation of the African easterly jet and its role in determining West African precipitation. *Journal of climate*, **12**(5), 1165–1184.

Couvreux, F., Guichard, F., Bock, 0., Campistron, B., Lafore, J.-P., & Redelsperger, J-L. 2010. Synoptic variability of the monsoon flux over West Africa prior to the onset. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **136**, 159–173.

Crumeyrolle, S., Gomes, L., Tulet, P., Matsuki, A., Scharzenboeck, A., & Crahan, K. 2008. Increase of the aerosol hygroscopicity by aqueous mixing in a mesoscale convective system : A case study from the AMMA campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, **10**, 057–103.

Crumeyrolle, S., Tulet, P., Garcia-Carreras, L, Flamant, C., Parker, D.J, Matsuki, A., Schwarzenboeck, A., Formenti, P., & Gomes, L. 2010. Transport of dust particles from the Bodélé region to the monsoon layer : AMMA case study of the 9-14 June 2006 period. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, **10**, 5051–5090.

Cuesta, J., Edouart, D., Mimouni, M., Flamant, P.H., Loth, C., Gilbert, F., Marnas, F., Bouklila, A., Kharef, A., Ouchène, B., Kadi, M., & Flamant, C. 2008. Multiplatform observations of the seasonal evolution of the Saharan atmospheric boundary layer in Tamanrasset, Algeria, in the framework of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis field campaign conducted in 2006. *Journal of Geophysical Research*, **113**(D00C07, doi :10.1029/2007JD009417).

Cuesta, J., Marsham, J.H., Parker, D.J., & Flamant, C. 2009. Dynamical mechanisms controlling the vertical redistribution of dust and the thermodynamic structure of the West Saharan Atmospheric Boundary Layer during Summer. *Atmospheric Science Letters*, **10**(1), 34–42.

Cuesta, J., Lavaysse, C., Flamant, C., Mimouni, M., & Knippertz, P. 2010. Northward bursts of the West African monsoon and interactions with large-scale conditions leading to rainfall over the Hoggar massif, Algeria. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **136**, 174–189.

Darmenov, A., & Sokolik, I.N. 2005. Identifying the regional thermal-IR radiative signature of mineral dust with MODIS. *Geophysical Research Letters*, **32**, L16803.

Deardorff, J. 1977. A parameterization of the ground surface moisture content for use in atmospheric predictions models. *J. Appl. Meteor.*, **16**.

Denman, K. L., Brasseur, G., Chidthaisong, A., Ciais, P, Cox, P.M., Dickinson, R.E., Hauglustaine, D., Heinze, C., Holland, E., Jacob, D., Lohmann, U., Ramachandran, U.S., da Silva Dias, P.L., Wofsy, S.C., & Zhang, X. 2007. *Couplings Between Changes in the Climate System and Biogeochemistry, in : Climate Change 2007 : The Physical Science Basis.* S. solomon et al. edn. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Dimri, A.P., & Jain, V.K. 1999. Radiative effect of desert aerosols. *Current Science*, **77**(1), 163–166.

Dubovik, O., Smirnov, A., Holben, B.N., King, M.D., Kaufman, Y.J., Eck, T.F., & Slutsker, I. 2000. Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from AERONET sun and sky-radiance measurements. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 9791–9806.

Dubuisson, P., Giraud, V., Pelon, J., Chepfer, H., & Chomette, O. 2003 (21-25 Juillet). Fast Radiative Transfer Codes for Simulating radiances of the Infrared Imaging Radiometer : Application to Cirrus Clouds. Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Toulouse, France.

Duce, R. A. 1986. The impact of atmosphere nitrogen, phosphorus, and iron species on marine biological productivity. *Pages 497–529 of : The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*. D. Reidel, Dordrecht, Holland.

Duce, R.A. 1995. Sources, distributions, and fluxes of mineral aerosols and their relationship to climate. *Pages 43–72 of : Aerosol Forcing of Climate*. Wiley, New-York.

Dunion, J.P., & Velden, C.S. 2004. The impact of the Saharan Air Layer on Atlantic tropical cyclone activity. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **85**, 353–365.

D'Almeida, G. A. 1986. A model for Saharan dust transport. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **25**, 903–916.

D'Almeida, G. A. 1987. On the variability of desert aerosol radiative characteristics. *Journal of Geophysical Research*, **92**, 3017–3026.

Ellingson, R.G., Ellis, J., & Fels, S. 1991. The intercomparison of radiation codes used in climate models : long wave results. *Journal of Geophysical Research*, **96**(D5), 8929–8953.

Engelstaedter, S., & Washington, R. 2007. Atmospheric controls on the annual cycle of North African dust. *Journal of Geophysical Research*, **112**, D03103.

Engelstaedter, S., Tegen, I., & Washington, R. 2006. North African dust emissions and transport. *Earth-Science Reviews*, **79**, 70–100.

Evan, A., Dunion, J., Foley, J.A., Heidinger, A.K., & Velden, C.S. 2006. New evidence for a relationship between Atlantic tropical cyclone activity and African dust outbreaks. *Geophysical Research Letters*, **33**, L19813.

Fernald, F. G. 1984. Analysis of atmospheric lidar observations : some comments. *Applied optics*, **23**, 652–653.

Fernald, F. G., Herman, B.M., & Reagan, J.A. 1972. Determination of aerosol height distributions by lidar. *Journal of Applied Meteorology*, **11**, 482–489.

Flamant, C., Chaboureau, J.-P ;, Parker, D.J.P., Taylor, C.M., Cammas, J.P., Bock, O., Timouk, F., & J., Pelon. 2007. Airborne observations of the impact of a convective system on the planetary boundary layer thermodynamics and aerosol distribution in the inter-tropical discontinuity region of the West African Monsoon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.*, **133**, 1175–1189.

Flamant, C., Lavaysse, C., Todd, M., J.-P., Chaboureau, & Pelon, J. 2009a. Multi-platform observations of a representative springtime case of Bodélé and Sudan dust emission, transport and scavenging over West Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.*, **135**, 413–430.

Flamant, C., Knippertz, P., Parker, D.J., Chaboureau, J.-P., Lavaysse, C., Agusti-Panareda, A., & Kergoat, L. 2009b. The impact of a mesoscale convective system cold-pool on the northward propagation of the intertropical discontinuity over West Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **135**, 139–159.

Fontaine, B., & Janicot, S. 1996. Sea surface temperature fields associated with West African rainfall anomaly types. *Journal of climate*, **9**, 2935–2940.

Formenti, P., Grand, N., Chevaillier, S., Schmechtig, C., & Desboeufs, K. 2010. Airborne observations of aerosol particles over western Africa in the summer monsoon season : Spatial and vertical variability of physico-chemical and optical properties. *Atmospheric Chemistry and Physics.*

Forster, P., & al. 2007. *Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing, in Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* S. solomon et al. edn. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Fouquart, Y., Bonnel, B., Chaoui Roquai, M., & Santer, R. 1986. Observations of Saharan Aerosols : Results of ECLATS Field Experiment. Part I : Optical Thicknesses and Aerosol Size Distributions. *Journal of climate and applied meteorology*, **26**, 28–37.

Gamo, M. 1996. Thickness of the dry convection and large-scale subsidence above deserts. *Boundary-Layer Meteorology*, **79**, 265–278.

Gillette, D.A., Fryear, D.W., Xiao, J.B., Stockton, P., Ono, D., Helm, P.J., Gill, T.E., & Ley, T. 1977. Large-scale variability of wind erosion mass flux rates at Owens Lake, 1. Vertical profiles of horizontal mass fluxes of wind-eroded particles with diameter greater than 50 *mu*m. *Journal of Geophysical Research*, **102**(D22), 25977– 25987.

Ginoux, P., Prospero, J.M., Torres, O., & Chin, M. 19. Long-term simulation of global dust distribution with the GOCART model : correlation with North Atlantic Oscillation. *Environmental Modelling and Software*, **110**, 113–128.

Godunov, S.K. 1959. *A Difference Scheme for Numerical Solution of Discontinuos Solution of Hydrdynamic Equations.* Math. Sbornik edn. Vol. 16. Joint Publ. Res. Service.

Goudie, A.S., & Middleton, N.J. 2001. Saharan dust storms : Nature and consequences. *Earth Science Review*, **56**, 179–204.

Grams, G., Blifford, I.H., Gillette, D. A., & Russell, P.B. 1974. Complex index of refraction of airbone soil particles. *Journal of Applied Meteorology*, **13**, 459–471.

Grini, A., Tulet, P., & Gomes, L. 2006. Dusty weather forecasts using the Meso-NH mesoscale atmospheric model. *Journal of Geophysical Research*, **111**, D19205.

Hansen, J., Sato, M., & Ruedy, R. 1997. Radiative forcing and climate response. *Journal of geophysical research*, **102**, 6831–6864.

Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R., Lacis, A., & Oinas, V. 2000. Global warming in the twenty first century : an alternative scenario. *Proceeding of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **97**(18), 9875–9880.

Hao, W. M., Ward, D.E., Olbu, G., & Parker, S.P. 1996. Emissions of CO2, CO and hydrocarbons from fires in diverse savanna ecosytems. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 23557–23584.

Harshvardhan, & King, M.D. 1993. Comparative Accuracy of Diffuse Radiative Properties Computed Using Selected Multiple Scattering Approximations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **50**, 247–259.

Hastenrath, S. 1988. *Climate and circulation of the tropics*. Climate and Circulation of the Tropics edn. D. Reidel Publishing Company.

Haywood, J., & Boucher, O. 2000. Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols : A review. *Reviews of Geophysics*, **38**(4), 513–543.

Haywood, J., Francis, P., Glew, M.D., & Taylor, J.P. 2001. Optical properties and direct radiative effect of Saharan dust : A case study of two Saharan dust outbreaks using aircraft data. *Journal of Geophysical Research*, **106**(D16), 18417–18430.

Haywood, J., Francis, P., Osborne, S., Glex, M., Loeb, N., Higwood, E., Tanré, D., Myhre, G., Formenti, P., & Hirst, E. 2003. Radiative properties and direct radiative effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during SHADE : 1. Solar spectrum. *Journal of Geophysical Research*, **108**(doi :10.1029/2002JD002687), 8577.

Haywood, J.and Allan, R.P., Culverwell, I., Slingo, T., Milton, S., Edwards, J., & Clerbaux, N. 2005. Can desert dust explain the outgoing longwave radiation anomaly over the Sahara during July 2003 ? *Journal of geophysical research*, **110**(D05105.doi :10.1029/2004JD00532/.).

Heinold, B., Tegen, I., Schepanski, K., & Hellmuth, O. 2008. Dust radiative feedback on Saharan boundary layer dynamics and dust mobilization. *Geophysical Research Letters*, **35**(doi : 10.1029/2008GL035319), L20817.

Highwood, E.J., Haywood, J.M., Silverstone, M.D., Newman, S.M., & Taylor, J.P. 2003. Radiative properties and direct radiative effect of Sahran dust measured by the C-130 aircraft during SHADE : 2. Terrestrial spectrum. *Journal of Geophysical Research*, **108**(doi : 10.1029/2002JD002552), 8578.

Holben, B.N., Eck, T.F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J.P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J.A., Kaufman, Y.J. andNakajima, T., F. Lavenu, F., I. Jankowiak, I., & Smirnov, A. 1998. Automatic sun and sky scanning radiometer system for network aerosol monitoring. *Remote Sensing of Environment*, **66**, 1–16.

Houze, RA. 2004. Mesoscale Convective Systems. *Reviews of Geophysics*, **42**, 43 pages.

Hu, Y.X., & Stamnes, K. 1993. An accurate parameterization of the radiative properties of water clouds suitable for use in climate models. *Journal of climate*, **6**(4), 728–742.

Hyer, E. J., Reid, J. S., & Zhang, J. 2010. An over-land aerosol optical depth data set for data assimilation by filtering, correction, and aggregation of MODIS Collection 5 optical depth retrievals. *Atmospheric Measurement Techniques Discussions*, **3**, 4091–4167.

IPCC. 2007. *Climate Change 2007, the FourthAssessment Report of the IPCC.* Cambridge Univ. Press, New York. edn.

Jones, C., Mahowald, N., & Luo, C. 2003. The role of easterly waves on African desert dust transport. *Journal of Climate*, **16**, 3617–3628.

Kaufman, Y. J., Tanré, D., Léon, J.F., & Pelon, J. 2003. Retrievals of profiles of fine and coarse aerosols using lidar and radiometric space measurements. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions*, **41**(8), 1743–1754.

Kaufman, Y.J, Tanré, D., & Boucher, O. 2002. A satellite view of aerosols in the climate system. *Nature*, **419**(doi :10.1038/nature01091), 215–223.

Kaufman, Y.J., Koren, I., Remer, L.A., Tanré, D., Ginoux, P., & Fan, S. 2005. Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **110**(D10S12).

Key, J. 2001. *Streamer User's Guide.* University of Wisconsin, USA : Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies.

Key, J., & Scheiger, A.J. 1998. Tools for atmospheric radiative transfer : Streamer and FluxNet. *Computers and Geosciences*, **24**(5), 443–451.

Key, J.and Yang, P., Baum, B., & Nasiri, S. 2002. Parameterization of shortwave ice cloud optical properties for various particle habits. *Journal of Geophysical Research*, **107**.

Kiehl, J.T., & Briegleb, B.P. 1993. The relative roles of sulfate aerosols and greenhouse gases in climate forcing. *Science*, **260**, 311–314.

Kiladis, G., Thorncroft, C., Hall, N., Sijikumar, S., Roucou, P., & B., Fontaine. 2006. Three dimensional structure and dynamics of African Easterly Waves. Part I : Observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **63**, 2212–2230.

Kim, S.-W., Chazette, P., Dulac, F., Sanak, J., Johnson, B., & Yoon, S.C. 2009. Transport and vertical structure of aerosols and water vapor over West Africa during the African monsoon dry season. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **9**, 8017–8038.

Klett, J. D. 1981. Stable analytical inversion solution for processing lidar returns. *Applied Optics*, **20**, 211–220.

Klett, J.D. 1985. Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios. *Applied Optics*, **24**, 1638–1643.

Kneizys, F.X., Shettle, EP., Abreu, L.W, Chetwynd, J.H., Anderson, G.P., Gallery, W.O., Selby, J.E.A., & Clough, S.A. 1988. *Users Guide to LOWTRAN7.* Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, Massachusetts edn. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, Massachusetts : Environmental Research Papers.

Knippertz, P. 2008. Dust emissions in the West African heat trough- the role of the diurnal cycle and of extratropical disturbances. *Meteorol. Z.*, **17**(5), 001–011.

Knippertz, P., & Todd, M.C. 2010. The Role of African Easterly Waves in dust emission over the Western Sahara. *Journal of Geophysical Research*.

Kuhlmann, J., & Quaas, J. 2010. How can aerosols affect the Asian summer monsoon ? Assessment during three consecutive pre-monsoon seasons from CALIPSO satellite data. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **10**, 4673–4688.

Lafore, J-P., Stein, J., Ascencio, N., Bougeault, P., Ducrocp, V., Duron, J., Fischer, C., Hreil, P., Mascart, V., Masson, J., Pinty, J., Redelsperger, E., Richard, & de Arellano, J. Vil-Guerau. 1998. The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I : adiabatic formulation and control simulations, Scientific objectives and experimental design. *Annales Geophysicae*, **16**, 90–109.

Lamb, P.J. 1983. West African water variations between recent contrasting Subsaharan droughts. *Tellus*, **A35**, 198–212.

Lamb, P.J., & Peppler, R.A. 1992. Further case studies of tropical Atlantic surface atmospheric and oceanic patterns associated with sub-Saharan drought. *Journal of Climate*, **5**, 476–488.

Landsea, C.W., & Gray, W.M. 1992. The strong association between Western Sahelian monsoon rainfall and intense Atlantic hurricanes. *Journal of Climate*, **5**, 435–453.

Lau, K.M, Kim, M.K., & Kim, K.M. 2006. Asian summer monsoon anomalies induces by aerosol direct forcing- the role of the Tibetan Plateau. *Climate Dynamics*, **26**(7-8), 855–864.

Lavaysse, C., Flamant, C., Janicot, S., Parker, D.J, Lafore, J-P., & Sultan, B. 2009. Seasonal evolution of the West African heat low, a climatological perspective. *Climate Dynamics*, **33**, 313–330.

Lavaysse, C., Flamant, C., Janicot, S., & Knippertz, P. 2010a. Links between African easterly waves, mid-latitude circulation and the intre seasonal pulsations of the West African Heat Low. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **136**, 141–158.

Lavaysse, C., Flamant, C., & Janicot, S. 2010b. Regional scale convection patterns during intense and weak phases of the West African Heat Low in summertime. *Atmospheric Science Letters*, **DOI : 10.1002/asl.284**.

Lebel, T., Delclaux, F., Le Barbé, L., & Polcher, J. 2000. From MCG scales to hydrological scales : Rainfall variability in West Africa. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, **14**, 275–295.

Lebel, T., Parker, D.J., Flamant, C., Bourles, B., Marticorena, M., E. Mougin, E., Peugeot, C., Diedhiou, A., J.M. Haywood, J.M., Ngamini, J.B., Polcher, J., Redelsperger, J.L., & Thornroft, C.D. 2010. The AMMA field campaigns : Multiscale and multidisciplinary observations in the West African region. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **136**, 8–33.

Legrand, M., Piétras, C., Brogniez, G., Haeffelin, M., Abuhassan, N.K., & Sicard, M. 2000. A high-accuracy multiwavelength radiometer for in situ measurements in the thermal infrared. Part 1 : characterization of the instrument. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 1203–1214.

Lemaître, C., Bou Karam, D., & Flamant, C. 2010a. Dust impact on the atmospherical dynamics associated with a springtime case of Bodélé and Sudan dust transport over West Africa. *En préparation.*

Lemaître, C., Flamant, C., Cuesta, J, Raut, J.-C., Chazette, P., Formenti, P., & Pelon, J. 2010b. Radiative heating rates profiles associated with a springtime case of Bodélé and Sudan dust transport over West Africa. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **10**, 8131–8150.

Leroux, S., Hall Nicholas, M.J., & Kiladis, G.N. 2010. A climatological study of transient–mean-flow interactions over West Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **136**, 397–410.

Levy, R. C., Remer, L. A., Mattoo, S., Vermote, E. F., & Kaufman, Y. 2007. Second-generation operational algorithm : Retrieval of aerosol properties over land from inversion of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer spectral reflectance. *Journal of Geophysical Research*, **112**(D13), D1321.

Levy, R. C., Remer, L. A., Mattoo, S., Vermote, E. F., & Kaufman, Y. 2010. Global evaluation of the Collection 5 MODIS dark-target aerosol products over land. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **10**, 14815–14873.

Li, C., & Yanai, M. 1996. The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast. *Journal of Climate*, **9**, 358–375.

Lindsey, R. 2009. Climate and Earth's Energy Budget. *Earth Observatory, NASA Goddard Space Flight Center.*

Lodge, J.P.J. 1991. Global climatic effects of aerosols. *Atm. Env.*

Léon, F., Chazette, P., Pelon, J., Dulac, F., & Randriamiarisoa, H. 2002. Aerosol direct radiative impact over the INDOEX area based on passive and active remote sensing. *Journal of Geophysical Research*, **107**, 8006–8016.

Mahowald, N., & Kiehl, L. 2003. Mineral aerosols and cloud interactions. *Geophysical Research Letters*, **30**(9), 1475–1478.

Marticorena, B., & Bergametti, G. 1995. Modelling the atmospheric dust cycle : 1-Designed of a soil-derived dust emission scheme. *Journal of Geophysical Research*, **100**(D8), 16415–15430.

Mbourou, G.N, Bertrand, J.J., & Nicholson, S.E. 1997. The diurnal and Seasonal Cycles of Wind-Borne Dust over Africa North of the Equator. *Journal of Applied Meteorology*, **36**, 868–882.

Messager, C., Parker, D.J., Reitebuch, O., Agusti-Panareda, A., Taylore, C.M., & Cuesta, J. 2010. Structure and dynamics of the Saharan atmospheric boundary layer during the West African monsoon onset : Observations and analyses from the research flights of 14 and 17 July 2006. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **136**(doi :10.1002/gj.469), 107–124.

Milton, S.F., Greed, G., Brooks, M.E., Haywood, J., Johnson, B. an Allan, R.P., Slingo, A., & Grey, W.M.F. 2008. rey Modeled and observed atmospheric radiation balance during the West African dry season : Role of mineral dust, biomass burning aerosol, and surface albedo. *Journal of Geophysical Research*, **113**(doi :10.1029/2002JD002687), D00C02.

Morcrette, J.J. 1989. Description of the radiation scheme in the ECMWF model. *ECMWF Tech. Memo.*

Moulin, C., & Chiapello, I. 2004. Evidence of the control of summer atmospheric transport of African dust over the Atlantic by Sahel source from TOMS satellites (1979-2000). *Geophysical research letters*, **31**(2), L02107.1–L02107.4.

Mueller, D., Mattis, I., Wandinger, U., & Ansmann, A. 2003. Saharan dust over a central European EARLINET-AERONET site : Combined observations with Raman lidar and Sun photometer. *Journal of Geophysical Research* , **108**(doi :10.1029/2002JD002918), 4345.

Noilhan, J., & Planton, S. 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536–549.

Ogawa, K., & Schmugge, T. 2004. Mapping Surface Broadband Emissivity of the Sahara Desert using ASTER and MODIS data. *American Meteorological Society*, **8**, 1–14.

Ozer, P. 2001. Les lithométéores en region Sahélienne. *Revue Internationale D'écologie et De Géographie Tropicales.*, **24**, 1–317.

Parker, D.J, & Flamant, C. 2006. *AMMA Task Team #8 – SOP Monsoon Strategic Planning Document.* Tech. rept. Internationnal SOP- Monsoon Implementation.

Parker, DJ, Thorncroft, CD., Burton, RR, & A., Diongue-Niang. 2005. Analysis of the African Easterly Jet, using Aircraft Observations from the JET2000 Experiment. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1461–1482.

Petit, R.H., Legrand, M., Jankowiak, I., Molinié, J., Asselin de Beauville, C., Marion, G., & Mansot, J.L. 2005. Transport of Saharan dust over the Caribbean Islands : Study of an event. *Journal of Geophysical Research*, **110**, D18S09.

Peyrille, P. 2006. *Etude idéalisée de la mousson Ouest Africaine à parti d'un modèle numérique bidimensionnel.* Ph.D. thesis, Université de Toulouse III.

Pierangelo, C., Mishchenko, M., Balkanski, Y., & Chédin, A. 2005. Retrieving the effective radius of Saharan dust coarse mode from AIRS. *Geophysical Research Letters*, **32**(L20813).

Pinty, B., Roveda, F., Vestraete, M.M., Gobron, N., Govaerts, Y., Napoli, G., & Verdebout, J. 1998. Meteosat Surface Albedo Retrieval-ATBD. *EC/JRC Publication*, **EUR 18130 EN**.

Prata, A.J. 1989. Observations of volcanic ash clouds in the 10-12 micrometer window using AVHRR/2 data. *Int. J. Remote Sens.*, **10**, 751–761.

Prospero, J. M., Ginoux, P., Torres, O., Nicholson, S. E., & Gill, T. E. 2002. Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the NIMBUS 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Reviews of Geophysics*, **40**(doi :10.1029/2000RG000095).

Prospero, J.M., & Lamb, P.J. 2003. African droughts and dust transport to the Caribbean : climate change implications. *Science*, **302**, 1024–1027.

Pruppacher, H.R., & Klett, J.D. 1978. The microphysics of clouds. *Reider Publication*, 714pp.

Pruppacher, H.R., & Klett, J.D. 1997. *Microphysics of Clouds and Precipitation.* Reidel Publishing Company.

Ramanathan, V. 1981. The Role of Ocean-Atmosphere Interactions in the CO2 Climate Proba. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **38**, 918–930.

Ramanathan, V., Crutzen, P.J., Khiel, T.J., & Rosenfeld, D. 2001a. Aerosols, climate and the hydrological cycle. **294**, 2119–2124.

Ramanathan, V., Crutzen, P., Lelieveld, J., Mitra, A., Althausen, D., Anderson, J., Andreae, M., Cantrell, W., Cass, G., Chung, C., Clarke, A., Coakley, J., Collins, W., Conant, W., Dulac, F., Heintzenberg, J., Heymsfield, A., Holben, B., Howell, S., Hudson, J., Jayaraman, A., Kiehl, J., Krishnamurti, T., Lubin, D., McFarquhar, G., Novakov, T., Ogren, J., Podgorny, I., Prather, K., Priestley, K., Prospero, J., Quinn, P., Rajeev, K., Rasch, P., Rupert, S., Sadourny, R., Satheesh, S., Shaw, G., Sheridan, P., & Valero, F. 2001b. The Indian Ocean experiment : An integrated analysis of the climate forcing and effects of the great Indo-Asian haze. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 28371–28398.

Ramel, R., Gallée, H., & Messager, C. 2006. On the northward shift of the west african monsoon. *Climate Dynamics*, **26**(4), 429–440.

Raut, J.-C., & Chazette, P. 2008. Radiative budget in the presence of multi-layered aerosol structures in the frame of AMMA SOP-0. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **8**, 6839–6864.

Redelsperger, J.-L., Diedhiou, A., Flamant, C., Janicot, S., Lafore, J.-P., Polcher, J., Caniaux, G., Rosnay, P., Desbois, M., Eymard, L., Fontaine, B., Geneau, I., Ginoux, K., Koepffner, M., Kane, C., Law, C., Mari, C., Marticorena, B., Mougin, E., Pelon, J., Peugeot, C., Protat, A.and Roux, F., Sultan, B., & Van Den Akker, E. 2006. AMMA, une étude multidisciplinaire de la mousson ouest-africaine. *La Météorologie*, Août.

Rodwell, M., & Jung, T. 2008. Understanding the local and global impacts of model physics changes : An aerosol example. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **134**, 1479–1497.

Saha, A., Mallet, M., Roger, J. C, Dubuisson, P., Piazzola, J., & Despiau, S. 2008. One year measurements of aerosol optical properties over an urban coastal site : Effect on local direct radiative forcing. *Atmos. Res.*, **90**, 195–202.

Schepanski, K., Tegen, I., Laurent, B., Heinold, B., & Macke, A. 2007. A new Saharan dust source activation frequency map derived from MSG-SEVIRI IR-channels. *Geophysical Research Letters*, **34**, L18803.

Schepanski, K., Tegen, I., Todd, M.C., Heinold, B., Bonisch, G., Laurent, B., & Macke, A. 2009. Meteorological processes forcing Saharan dust emission inferred from MSG-SEVIRI observations of subdaily dust source activation and numerical models. *J. Geophys. Res-Atmos*, **114**.

Schütz, L. 1981. Saharan dust transport in the NE-trade wind over the North Atlantic Ocean. *Pages 68–70 of : Bolle*Princeton : Science Press, for Symposium on radiation in the Atmosphere.

Schütz, L., Jaenicke, R., & Pietrer, H. 1981. Saharan dust transport over the north Atlantic ocean, in Desert dust : origin, characteristics, and effects on man. *Pages 87–100 of : T.L. Péwé (Ed.)*. Geol. Soc. Am., Boulder.

Seinfeld, J.H., & Pandis, S.N. 1997. Atmospheric Chemistry and Physics. *Wiley interscience pub.*

Semazzi, F.H., & Sun, L. 1997. The role of orography in determining the Sahelian climate. **17**, 581–596.

Semazzi, F.H., Burns, B., Lin, N.H., & Schemm, J.K. 1996. A MCG study of teleconnections between the continental climate of Africa and global sea surface temperatures anomalies. *Journal of Climate*, **9**, 2480–2497.

Sijikumar, S., Roucou, P., & Fontaine, B. 2006. Monsoon onset over Sudan-Sahel : similuation by the regional scale model MM5. *Geophysical Research Letters*, **33**(3), L03814.1–L03814.4.

Snell, H.E., Anderson, G.P., Wang, J., Moncet, J.L., Chetwynd, J.H., & English, S.J. 1995. Validation of FASE (FASCODE for the environment) and MODTRAN3 : Updates and comparisons with clear-sky measurements. SPIE Conference 2578 Proceedings, Paris.

Sokolik, I. N. 2002. The spectral radiative signature of wind-blown mineral dust : Implications for remote sensign in the thermal IR region. *Geophysical Research Letters*, **24**, 2151–.

Sokolik, I. N., & Toon, O. B. 1999. Incorporation of mineralogical composition into models of the radiative properties of mineral aerosol from UV to IR wavelengths. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 9423–9444.

Solmon, F., Mallet, M., Elguindi, N., Giorgi, F., Zakey, A., & Konaré, A. 2008. Dust aerosol impact on regional precipitation over western Africa, mechanism and sensitivity to absorption properties. *Geophysical Research Letters*, **35**(doi :10.1029/2008GL035900), L24705.

Stamnes, K., Tsay, S.C., Wiscombe, W., & Jayaweera, K. 1988. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Applied Optics*, **27**(12).

Stanelle, T., Vogel, B., Vogel, H., Bäumer, D., & Kottmeier, Ch. 2010. Feedback between dust particles and atmospherci processes over West Africa in March 2006 and June 2007. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion*, **10**, 7553–7599.

Stephens, G. L., Vane, D.G., Boain, R.J., Mace, G.G., Sassen, K., Wang, Z., Illingworth, A.J., O'Connor, E.J., Rossow, W.B., Durden, S.L., Miller, S. D., Austin, R.T., Benedetti, A., Mitrescu, C., & Team, CloudSat Science. 2002. The CloudSat mission and the A-train : A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**(doi :10.1175/BAMS-83-12-1771), 1771–1790.

Sultan, B., & Janicot, S. 2000. Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra seasonal variability. *Geophysical Research Letter*, **27**, 3353–3356.

Sultan, B., & Janicot, S. 2003. The West African moonson dynamics. Part II : The pre-onset and the onset of the summer monsoon. *Journal of Climate*, **16**, 3407–3427.

Sultan, B., & Janicot, S. 2004. La variabilité climatique en Afrique de l'Ouest aux échelles saisonnière et intra-saisonnière. I : mise en place de la mousson et variabilité intra-saisonnière de la mousson et variabilité intra-saisonnière de la convection. *Sécheresse*, **15**, 1–10.

Swap, R., Garstang, M., & Greco, S. 1992. Saharan Dust In The Amazon Basin. *Tellus*, **44B**, 133–149.

Tanré, D., Deroo, C., Duhaut, P., Herman, M., Morcrette, J.J, Perbos, J., & Deschamps, P.Y. 1986. Simulation of the satellite signal in the solar spectrum (5S). *Laboratoire d'Optique Atmospherique*.

Tanré, D., Haywood, J., Pelon, J., Léon, J.F., Chatenet, B., Formenti, P., Francis, P., Goloub, P., Highwood, E.J., & Myhre, G. 2003. Measurement and modeling of the Saharan dust radiative impact : Overview of the Saharan Dust Experiment (SHADE). *Journal of Geophysical Research*, **108**(doi :10.1029/2002JD003273).

Tegen, I., & Lacis, A.A. 1996. Modeling of particle size distribution and its influence on radiative properties of mineral dust aerosol. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 19237–19244.

Tegen, I., Werner, M., Harrison, S.P., & Kohfeld. 2004. Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission. *Geophysical Research Letters*, **31**(doi : 10.1029/2003GL019216.), L05105.

Tegen, I.and Fung, I. 1994. Modeling of mineral dust in the atmosphere : Sources, transport, and optical thickness. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 22897–22914.

Tesche, M., Ansmann, A., Müller, D., Althausen, D., Engelmann, R., Freudenthaler, V., & Groß, S. 2009. Vertically resolved separation of dust and smoke over Cape Verde using multiwavelength Raman and polarization lidars during Saharan Mineral Dust Experiment 2008. *Journal of Geophysical Research*, **114**(doi :10.1029/2009JD011862.).

Thorncroft, C.D, & al. 2001. *Final Report on the WAMP project funded by European communities.* Tech. rept.

Thorncroft, C.D, & Blackburn, M. 1999. Maintenance of African easterly waves, Part I : A linear view. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.*, **125**, 763–786.

Todd, M. C., Washington, R., Martins, J.V., Dubovick, O., Lizcano, G., M'Bainayel, S.M., & Engelstaedter.

Tompkins, A., Cardinali, C., Mocrette, J.J, & Rodwell, M. 2005. Influence of aerosol climatology on forecasts of the African Easterly Jet. *Geophysical Research Letters*, **32**, L108011.

Tost, H., Jockel, P., Kerkweg, A., Sander, R., & Lelieveld, J. 2006. Technical note : A new comprehensive scavenging submodel for global atmospheric chemistry modelling. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **6**, 565–574.

Tsay, S-C., & Stephens, G. L. 1990 (January). *A physical/optical model for atmospheric aerosols with application to visibility problems.* Tech. rept. Department of Atmospheric Sciences, CIRA Report, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.

Tsay, S.-C., Stamnes, K., & Jayaweera, K. 1989. Radiative energy budget in the cloudy and hazy Arctic. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **46**, 1002–1018.

Tulet, P., Crassier, V., Cousin, F., chure, K., & Rosset, R. 2005. Orilam, a three moment lognormal aerosol scheme for mesoscale atmospheric model : On-line coupling into the Meso-NH-c model and validation on the escompte campaign. *Journal of Geophysical Research*, **110**.

Tulet, P., Mallet, M., Pont, V., Pelon, J., & Boone, A. 2008. The 7–13 March 2006 dust storm over West Africa : Generation, transport, and vertical stratification. *Journal of Geophysical Research*, **113**, D00C08.

Twomey, S., Piepgrass, M., & Wolfe, T. 1984. An assessment of the impact of pollution on global cloud albedo. *Tellus*, **36B**, 356–366.

Vermote, E., Tanre, D., Deuze, J.L., Herman, M., & Morcrette, J.J. 1994. *Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S) : User Guide.* Laboratoire d'Optique Atmospherique, Universite des Sciences et Technologies de Lille, France.

Voltz, F. E. 1973. Infrared optical constants of ammonium sulfate, Sahara dust, volcanic pumice and flyash. *Applied Optics*, **12**, 564–568.

Wang, G., & Eltahir, E.A.B. 2000. Biosphere-atmosphere interactions over West Africa. II : Multiple climate equilibria. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.*, **126**, 1261–1280.

Washington, R., & Todd, M.C. 2005. Atmospheric controls on mineral dust emission from the Bodélé Depression, Chad : The role of the low level jet. *Geophysical Research Letters*, **32**(doi : 10.1029/2005GL023597.), L17701.

Wauthy, B. 1983. Introduction à la climatologie du Golfe de Guinée. *Océanogr. trop.*, **18**.

Welton, E. J., Voss, K.J., Gordon, H.R., Maring, H., Smirnov, A., Holben, B., Schmid, B., Livingston, J.M., Russell, P.B., Durkee, P.A., Formenti, P., & Andreae, M.O. 2000. Groundbased lidar measurements of aerosols during ACE-2 : Instrument description, results, and comparisons with other groundbased and airborne measurements. *Tellus Series B*, **52**, 636–651.

Wiscombe, W.J., & Evans, J.W. 1977. Exponential-sum fitting of radiative transmission functions. *Journal of Computational Physics*, **24**, 416–444.

Wu, G., & Zhang, XH. 1998. Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea. *Monthly Weather Review*, **126**, 913–927.

Xiao, Y.Z., Arimoto, R., & Zhi, S.A. 1997. Dusty weather forecasts using the Meso-NH mesoscale atmospheric model. *Journal of Geophysical Research*, **102**(D23), 28,041–28,047.

Young, S., Winker, D., Vaughan, M., Hu, Y., & Kuehn, R. 2008. Extinction Retrieval Algorithms, CALIOP Algorithm Theoretical Basis Document PC-SCI-202 Part 4.

Zender, C., Bian, H., & Newmann, D. 2003. The mineral dust entrainment and deposition model DEAD : Description and 1990s dust climatology. *Journal of Geophysical Research*, **108**(D14).

Zheng, X., & Eltahir, E.A.B. 1998. The role of vegetation in the dynamics of West African monsoons. *Journal of Climate*, **11**, 2078–2096.

Annexe A

Le projet AMMA

Le projet AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine, Redelsperger et al., 2006) est un projet international soutenu par un grand nombre de programme de recherches tels que le « World Climate Research Program », le « Climate variability program »ou encore le « Global energy and water cycle experiment ». Pour atteindre ces objectifs, la communauté AMMA collabore également avec de nombreux programmes d'observations internationaux parmi lesquels GCOS (Global Climate Observing System) et GOOS (Global Ocean Observing System). A cette structure internationale s'ajoute un réseau de scientifiques africains mis en place afin de consolider les collaborations existantes dans cette région.

Dans la suite, sont présentés les objectifs de cette campagne ainsi que les instruments déployés, les stratégies d'études scientifiques exploitées et les périodes d'observations réalisées.

A.1 Les motivations d'AMMA

Comme indiqué dans le chapitre 1, il a été mis en évidence une période de sécheresse continue qui a débuté dans les années 1970 et qui se prolonge encore aujourd'hui (Ali *et al.*, 2006) bien que moins sévère que pour les années 1985, avec seulement trois années de pluie supérieure à la moyenne séculaire entre 1970 et 2005 (voir la figure A.1).

Ce déficit en précipitation de l'ordre de 180 mm n'est pas limité à la seule région du Sahel mais s'est étendu jusqu'à la côte du Golfe de Guinée (Lebel *et al.*, 2000). A ce phénomène sont venues se superposer des variations interannuelles importantes au cours des dernières décennies. En conséquence, on a pu observer des années d'extrême sécheresse et un impact environnemental et socio-économique dévastateur (la croissance économique du Ghana de l'ordre de 5% en moyenne s'est arrêtée en 1999 à cause du manque de ressource en eau et les problèmes qui lui sont associés). Cette variabilité a mis en évidence des questions importantes sur le développement durable, la dégradation des terres, la sécurité alimentaire pour les populations africaines et la sécurité en eau sur cette région.

Il ne faut pas oublier que la sécheresse mise en évidence ici, n'est que l'une des signatures de la variabilité du climat en Afrique de l'Ouest, les échelles de variabilité temporelle

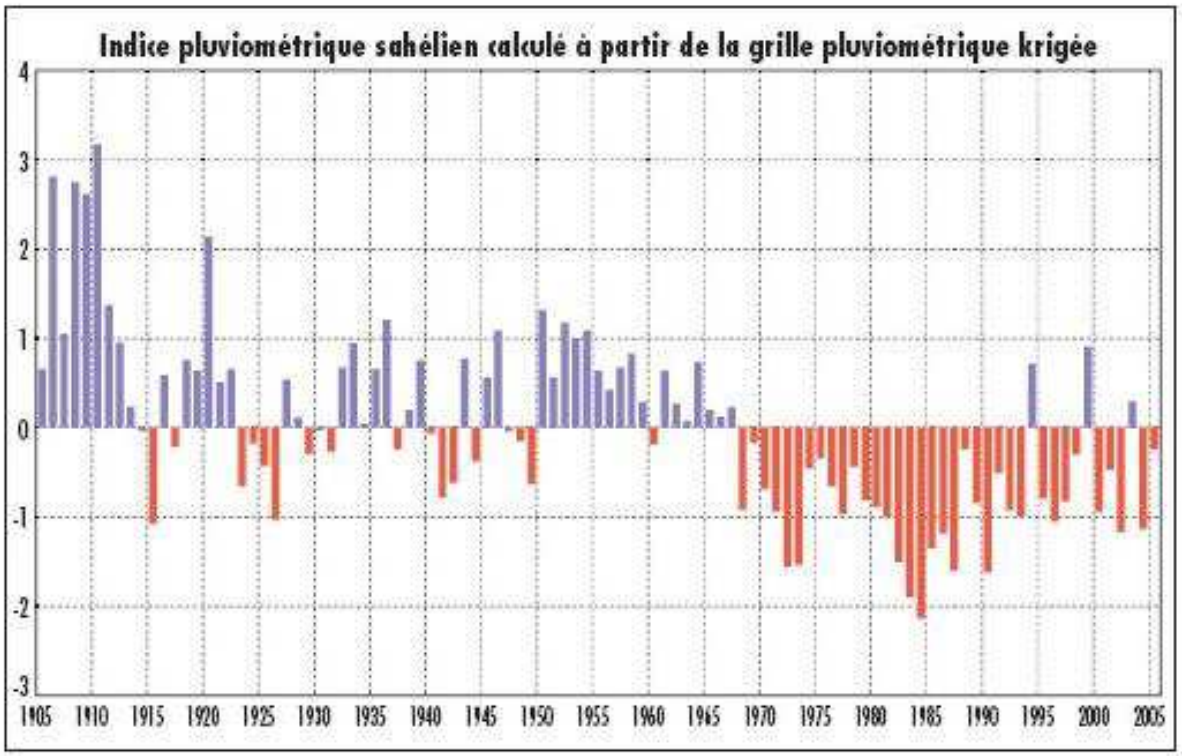


FIG. A.1 – Evolution de l'indice pluviométrique sahélien calculé à partir de la grille pluviométrique (source : Redelsperger *et al.* (2006))

couvrant des périodes allant de l'intra-saisonnier au décennal. Par conséquent, connaissant les impacts importants de cette variabilité sur les activités humaines à l'échelle régionale, il semble donc fondamental de mieux comprendre les mécanismes physiques à l'origine de cette variabilité afin d'améliorer leur prévision saisonnière. Comme indiqué précédemment, il est difficile d'évaluer la variabilité du climat en Afrique même connaissant l'un des facteurs dominant de cette région qui est la Mousson de l'Afrique de l'Ouest (MA0). La raison principale est la présence d'interactions complexes entre l'atmosphère, la biosphère et l'hydrosphère qui semblent contrôler la dynamique de la MAO et le cycle de vie des systèmes pluviométriques. A partir de résultats récents basés sur des études de modélisation il semblerait que les océans (e.g. Semazzi *et al.* (1996)), la couverture végétale (e.g. Zheng & Eltahir, 1998 ; Wang & Eltahir, 2000) et la topographie (Semazzi & Sun, 1997) jouent un rôle important dans l'établissement de la circulation de mousson sur l'Afrique de l'Ouest et plus précisément sur les caractéristiques dynamiques/thermodynamiques de cette mousson.

La dynamique atmosphérique est un facteur important de contrôle de la pluviométrie et le comportement humain, c'est-à-dire ses activités économiques, peuvent avoir une influence non négligeable sur cette dynamique. A titre d'exemple Charney (1975) a mis en évidence l'effet d'une surexploitation des sols à l'origine d'une augmentation de l'albédo dans la région du Sahel qui influe directement la circulation de Hadley et la pluviométrie.

Une autre étude plus récente de Zheng & Eltahir (1998), démontre qu'une diminution du couvert végétal au niveau de la région Soudano-Guinéenne peut avoir une influence non négligeable sur les précipitations sur cette même région.

Toutes ces études soulèvent la question de la vulnérabilité de l'Afrique de l'Ouest. Il est en effet probable que la demande croissante en ressources et l'augmentation démographique des prochaines décennies, aggravent la vulnérabilité des sociétés d'Afrique de l'Ouest face à la variabilité climatique. De plus, les modèles dynamiques de prévisions météorologiques et climatiques sont encore actuellement sujets à des erreurs de prévisions systématiques dans les régions de l'Afrique de l'Ouest et de l'Atlantique tropical qui rendent leur exploitation difficile. Les caractéristiques fondamentales des précipitations (cycles journalier, saisonnier et annuel) sont en effet mal simulées, d'où l'importance d'améliorer les connaissances sur les mécanismes qui gouvernent ces cycles. Bien que la MAO semble être un système relativement simple et que de ce fait, son observation et sa modélisation devraient en être facilités, il apparaît donc que les modèles et en particulier les Modèles de Circulation Générale (MCG) simulent relativement mal la MAO et sa variabilité (Lebel *et al.*, 2000 ; et Thorncroft & al., 2001). L'une des raisons est que les interactions et rétroactions qui existent entre les différentes composantes de cette mousson ne sont pas convenablement représentées dans les modèles en particulier les couplages atmosphère-hydrosphère. Ceci résulte en particulier du fait que les processus physiques présents dans ces interactions sont encore assez peu documentés pour cette région.

Il apparaît donc nécessaire, pour remédier à ce déficit de connaissance, de mener des études multidisciplinaire sur la mousson, intégrant les composantes aussi bien atmosphère, biosphère, qu'hydrosphère, et coordonnant le travail des scientifiques exerçant dans les différents domaines de l'alimentation, de l'eau, de la santé et de la variabilité de la MOA. Il en découle donc la nécessité d'un projet qui traite à la fois des aspects observationnels, de l'analyse des données et de la modélisation qui couvre toutes les échelles spatio-temporelles et prenne en compte les conditions de forçage en surface. Le projet AMMA a été construit à partir de ce constat. Il considère quatre champs d'études : La Dynamique Atmosphérique (variabilité interne de la MA0), le Cycle de l'Eau Continentale, la Chimie Atmosphérique, et les Conditions de Surface (variabilité forcée de la MAO par le continent et l'océan).

Ces études ne sont pas seulement importantes pour l'Afrique de l'Ouest mais également pour les autres régions du globe. Le rôle de l'Afrique de l'Ouest doit être considéré dans un contexte beaucoup plus large. En effet, l'Afrique représente tout d'abord une des sources de chaleur majeure sur la planète avec le dégagement de chaleur latente issue des cumulonimbus de la zone de convergence intertropicale. La migration de cette chaleur et les circulations régionales qui lui sont associées ont un impact sur les régions tropicales d'une part et les latitudes moyennes d'autre part. Ainsi par exemple, comme l'ont démontré Landsea & Gray (1992), il existe une corrélation étroite entre les cyclones tropicaux de l'Atlantique et les précipitations de l'Ouest du Sahel.

L'Afrique joue ensuite un rôle très important en tant que source d'émission naturelle et anthropogénique et comme source principale de poussière désertique atmosphérique qui impacte la météorologie et le climat de notre planète. La biomasse brûlant dans les écosystèmes africains de Savane et de forêt contribue pour environ 20% à la combustion totale de biomasse mondiale et par conséquent aux sources d'émissions naturelles et anthropogéniques des précurseurs de gaz à effet de serre tel que l'ozone. Ces feux sont la

principale source de pollution atmosphérique (Hao *et al.*, 1996). Le transport de ces gaz trace hors de l'Afrique à des implications importantes sur le changement global du climat, sur le transport vers la stratosphère de gaz essentiels (vapeur d'eau et espèces chimiques du cycle de l'ozone) et sur la capacité d'oxydation globale de l'atmosphère.

L'Afrique du Nord est également reconnue comme étant la principale source de poussières atmosphériques. Or, on sait que les aérosols et la poussière jouent un rôle essentiel dans le forçage radiatif mais également dans la microphysique des nuages.

Ces exemples montrent que la dynamique et la chimie de l'atmosphère, la dynamique de la végétation et le cycle de l'eau continental sont étroitement liés. Il est donc nécessaire de réaliser des études conjointes si l'on veut mieux comprendre la variabilité pluviométrique en Afrique de l'Ouest.

A.2 Les objectifs d'AMMA

L'objectif principal de la campagne AMMA est donc d'améliorer les connaissances nécessaires à l'amélioration de la prévision de la mousson de l'Afrique de l'Ouest, de sa variabilité à l'échelle journalière, interannuelle et décennale et de ses impacts sur la vie des populations telles que les ressources végétales, les ressources en eau et la santé.

Pour ce faire, AMMA a mis en place un réseau dense d'observations pour mieux appréhender les interactions entre l'atmosphère, la biosphère et l'hydrosphère qui gouvernent la Mousson Africaine. Plus précisément, les principaux objectifs du projet AMMA sont :

- améliorer notre compréhension de la mousson d'Afrique de l'Ouest et de son impact physique, chimique et biologique sur l'environnement que ce soit à l'échelle régionale ou bien mondiale.
- fournir les connaissances scientifiques nécessaires pour permettre d'établir les liens qui existent entre la variabilité climatique et les problèmes de santé, de ressources en eau et de sécurité alimentaire qui ont été mis en évidence ces dernières années, mais aussi de définir des stratégies de surveillance appropriées.
- de veiller à ce que cette recherche multidisciplinaire réalisée au sein du projet AMMA soit efficacement intégrée par la suite dans les activités de prévision et de prise de décision qui pourraient être à l'ordre du jour.

Un autre objectif de ce projet est également de fournir aux décideurs africains des évaluations améliorées des changements de précipitations qui risquent d'avoir très probablement lieu au cours du 21^{me} siècle suite aux fluctuations naturelles et à celles liées aux changements prévus du climat global. Une étape essentielle à franchir consiste encore ici à améliorer notre capacité à faire des prévisions météorologiques et climatiques dans la région d'Afrique Occidentale.

AMMA, projet basé sur une initiative française, à été lancé par un groupe scientifique international et se trouve actuellement financé par de nombreuses institutions implantées notamment en France, au Royaume-Uni, aux Etats-Unis et en Afrique comme indiqué précédemment. Il bénéficie également d'une contribution financière majeure accordée par le Sixième Programme Cadre de Recherche de l'Union Européenne.

Au jour d'aujourd'hui, un grand nombre de scientifiques originaires de plus de 30 pays, représentant plus de 140 institutions, collaborent au sein d'AMMA. Il a été mis en

place une structure internationale qui permette de superviser et coordonner les activités en cours, la recherche de base et les campagnes de terrain. AMMA s'attache à mettre en place d'étroits partenariats entre les scientifiques impliqués dans la recherche sur la mousson d'Afrique de l'ouest, les personnes en charge des prévisions et les décideurs. Elle élabore également des programmes d'éducation et de formations multidisciplinaires destinés aux écoles et aux instituts techniques africains.

A.3 Les stratégies d'étude scientifique

La stratégie d'étude scientifique d'AMMA est conçue autour de cette idée maîtresse d'aider les populations africaines à réduire leur vulnérabilité face aux évènements météorologiques et climatiques en améliorant les processus décisionnels.

Les enjeux scientifiques majeurs du projet AMMA s'organisent autour de trois axes fédérateurs : les interactions de la MAO et du climat global, le cycle de l'eau associé à la MAO, et le couplage atmosphère, surfaces continentales et océaniques. Une compréhension multidisciplinaire des interactions qui demeurent entre la mousson et le climat global peut en effet permettre de mieux cerner l'évolution future du climat dans la région. Pour ce faire, une connaissance disciplinaire des processus mis en œuvre dans les interactions de la MAO et du climat global ainsi que leur dépendance aux échelles est nécessaire pour améliorer les capacités de prévision de la mousson africaine, des échelles météorologiques aux échelles climatiques. AMMA a pour but de fournir justement les données nécessaires qui permettront de tester des hypothèses sur les systèmes climatiques tropicaux, leurs interactions avec la dynamique à grande échelle et leur rôle dans les processus chimiques et aérosols. En ce qui concerne la compréhension des liens qui existent entre les processus hydrologiques et biologiques sur le continent et des interactions air-mer dans la région de l'Océan Atlantique tropical, de nombreuses observations seront effectuées sur le continent et l'océan.

Afin de faire de meilleures prévisions saisonnières et interannuelles du cycle de l'eau associé à la MAO, une connaissance détaillée des interactions entre la mousson et les composantes (lente et grande échelle) du système climatique et la mise à disposition de modèles améliorés est fondamentale. La compréhension des caractéristiques de la variabilité des précipitations sera améliorée grâce à la mise en place de système de surveillance de ce cycle.

Un des objectifs finaux d'AMMA est de permettre de mieux estimer les effets directs et indirects des changements relatifs à la mousson sur la sécurité alimentaire et les ressources en eau. Pour ce faire, une des données d'entrée aux systèmes d'alerte précoce est la prévision fine de la production alimentaire saisonnière qui servira dans la suite à évaluer la vulnérabilité régionale des régions de l'Afrique. La dimension humaine du projet sera étudiée à travers l'impact direct des conditions climatiques sur la productivité de la terre, les ressources en eau et la santé publique.

Pour la partie agriculture, AMMA devrait permettre l'étude des stratégies d'adaptation à proposer aux fermiers locaux et aux politiques, qui permette de réduire la vulnérabilité des activités agricoles face aux anomalies climatiques. Cette étude nécessite donc de combiner les études d'impact des ressources en eau et de la santé publique sur la sé-

curité alimentaire afin d'apporter une vision globale de la situation. Pour répondre aux problématiques citées ci-dessus, le projet AMMA est structuré autour de quatre échelles spatiales et temporelles qui bien entendu interagissent entre elles (Figure A.2).

(i)L'échelle globale ou planétaire

C'est l'échelle où la mousson interagit avec le reste du globe. Ces interactions sont déterminantes pour sa variabilité saisonnière à décennale. Le programme AMMA se concentre à cette échelle sur l'étude de l'océan et plus précisément sur les températures de surfaces qui jouent un rôle déterminant sur la variabilité de la MAO et donc impacte fortement en particulier l'export des composés atmosphériques.

(ii)L'échelle régionale

C'est l'échelle à laquelle on s'intéresse aux processus qui contrôlent la mousson et plus précisément ceux qui gouvernent les interactions entre l'Afrique de l'Ouest proche Océan Atlantique et atmosphère Atlantique (principalement dans le Golfe de Guinée), et la variabilité de la MAO. Un des objets d'étude est l'effet mémoire lié à la végétation, l'humidité du sol et la température de l'océan et son impact sur la variabilité de la MAO. A cette échelle spatiale, les principales échelles de temps considérées sont les cycles annuels, saisonniers et interannuels.

(iii)La méso-échelle

C'est l'échelle des systèmes convectifs organisés qui sont à l'origine de l'essentiel des précipitations. Elle joue un rôle primordial pour la compréhension de la variabilité saisonnière des précipitations et dans le couplage entre hydrologie et atmosphère.

(iv)L'échelle locale ou sub-méso (inférieure à 10 km)

C'est l'échelle des cellules convectives qui joue un rôle capital dans la variabilité interne aux champs de pluie ainsi que dans le forçage des systèmes hydrologiques, essentielle pour comprendre la variabilité des ressources agricoles et en eau.

La stratégie retenue autour de ces échelles est d'améliorer les connaissances sur la manière dont elles interagissent afin de mieux appréhender et modéliser la variabilité du système de mousson, en rapport avec les sources et le transport de la vapeur d'eau, des aérosols et des composés chimiques clés, pour l'échelle régionale ou l'échelle planétaire.

Plusieurs approches parallèles ou complémentaires sont exploitées pour atteindre ces objectifs.

De nombreuses équipes scientifiques ont procédé à des observations in-situ à des échelles locales et régionales réparties de l'Afrique de l'Ouest à l'Atlantique tropical Est pour pouvoir réaliser une analyse complète à multi-échelle, en complément des observations satellite et des activités de modélisation.

Les satellites permettent d'obtenir les paramètres géophysiques à différentes échelles de temps et d'espace. La validation des mesures satellitaires aux échelles locales à régionales est faite grâce au jeu unique d'observations intégrées in-situ fourni lors de la phase terrain d'AMMA. Ces validations permettent d'exploiter non seulement sur zone ces données satellites mais de pouvoir étendre l'analyse de la mousson au-delà du lieu d'observation

[0] `http://www.amma-international.org/article.php3?id_article=38`

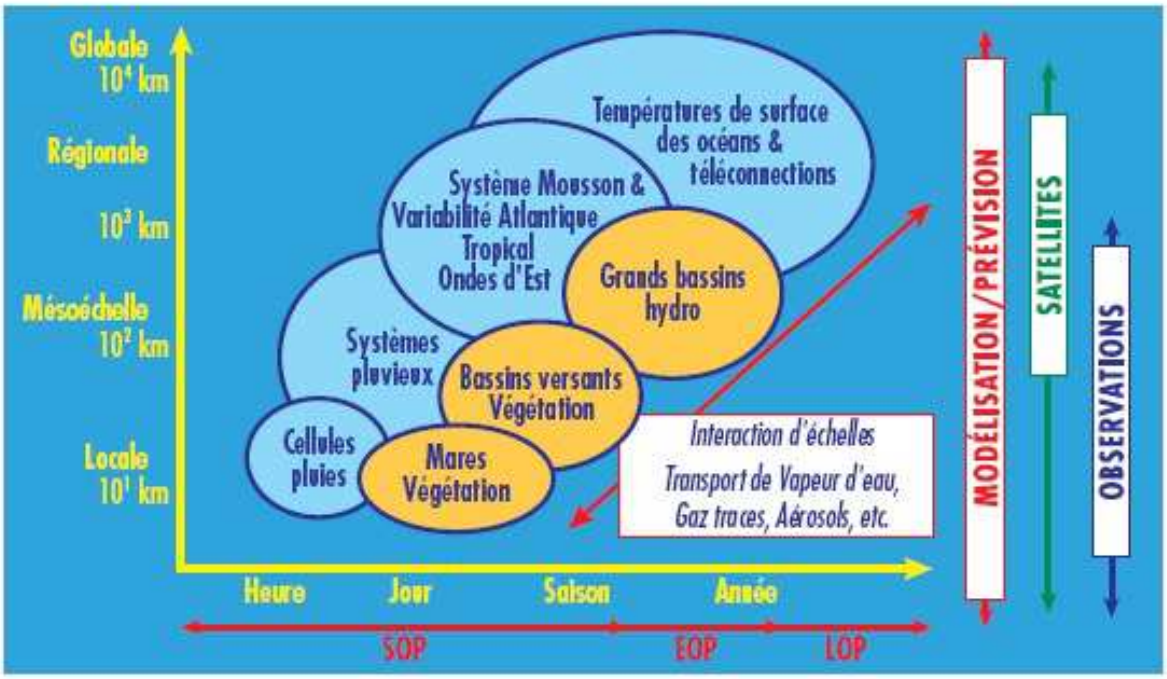


FIG. A.2 – Les échelles d'intérêts de la mousson africaine en regard de ses processus clés et de ses composantes. Source : site d'AMMA international.

au sol et d'augmenter la pertinence des observations spatiales multi-annuelles dans la région, clés des études du climat et de sa variabilité.

Il a donc ainsi pu être mis en place une stratégie de surveillance alliant à la fois les observations satellites et les réseaux sols atmosphère/continent/océan, afin de compenser le manque de mesures réalisées en Afrique et sur l'océan au large de l'Afrique. Ces jeux de données permettent d'évaluer les modèles et leur capacité à prévoir la mousson ouest-africaine et ses impacts aux différentes échelles de temps. Les modèles permettent en contrepartie d'intégrer les observations in situ faites lors de la campagne AMMA. Une base AMMA a été ainsi créee à partir de toutes ces sources d'informations permettant ainsi l'accès aux connaissances et données géophysiques pertinentes de la communauté géophysique AMMA par la communauté relevant de la dimension humaine.

A.4 Les périodes d'observations AMMA

AMMA est organisée selon trois échelles de temps imbriquées, présentées figure A.3 : la période d'observations à long terme (LOP -Long term Observing Period : 2002–2010), la période d'observations renforcées (EOP -Extended Observing Period : 2005–2007) et la période d'observations spéciales (SOP -Special Observing Period : 2006). Elles sont définies de façon à pouvoir échantillonner les variabilités interannuelle et intra-saisonnière, mais aussi pour documenter clairement le cycle saisonnier moyen.

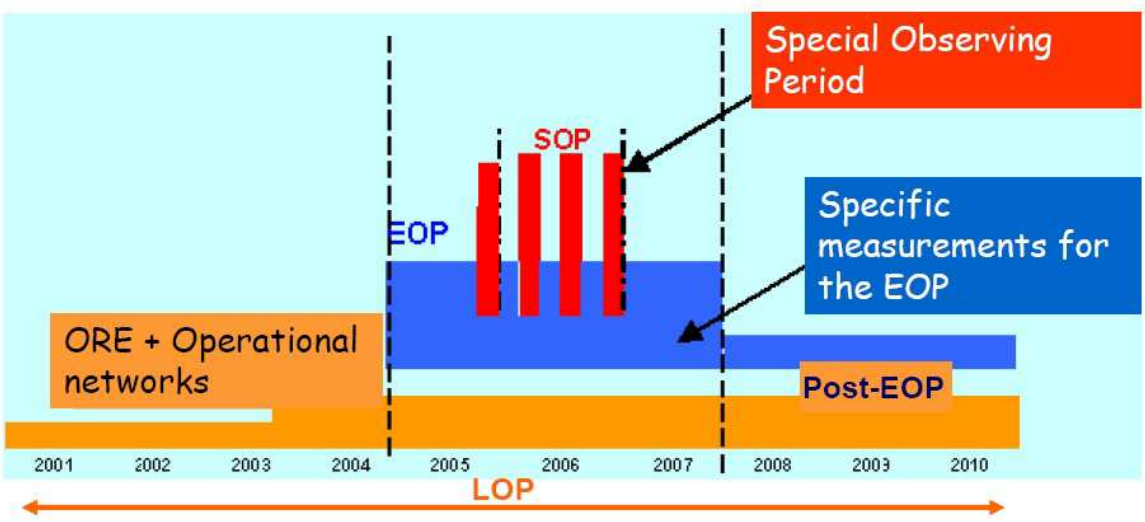


FIG. A.3 – Les périodes d'observations AMMA (source : site AMMA international).

A.4.1 Période d'observations à long terme (LOP)

Les objectifs de la LOP s'inscrivent dans les domaines i) de la documentation de la variabilité des précipitations à l'échelle annuelle, ii) de l'étude de processus et iii) de la modélisation. Elle a pour but tout d'abord d'évaluer la variabilité de la dynamique de la mousson à l'échelle interannuelle et ses impacts. D'autre part, la comparaison de l'état actuel du système à des états antérieurs permettra de détecter les changements. Enfin elle permettra la validation de modèles de surface continentale.

La stratégie d'observation de la LOP est basée sur 3 méso-sites réalisant des observations de pluviométrie, d'hydrologie, d'état de la surface et de la sub-surface. Ces méso-sites sont le bassin-versant de l'Ouémé, situé au Bénin, la région de Niamey, au Sahel et le site du Mali. Ces trois lieux sont caractérisés par de grands contrastes climatiques, contrastes liés aux forts gradients méridionaux de surfaces et de la dynamique de la mousson qui joue sur le déplacement des précipitations vers le Sahel. Le bassin de l'Ouémé est caractérisé par des précipitations abondantes l'été et une végétation riche. La région de Niamey qui est semi-aride est frappée par des précipitations plus intenses mais moins abondantes en été. Le Mali est lui semi aride et plus sec que Niamey en moyenne.

Les réseaux opérationnels de la LOP, sont conçus pour prendre en compte le fait que les conditions climatiques à l'échelle annuelle sont très variables, et par conséquent nécessitent d'obtenir des observations sur plusieurs cycles annuels pour acquérir une bonne représentativité des conditions climatiques. Il ne faut cependant pas perdre de vue qu'il n'est pas possible d'avoir un réseau opérationnel assez dense pour obtenir un échantillonnage spatial pertinent pour l'étude des liens entre la dynamique de la végétation, le climat et le cycle hydrique. Par conséquent, AMMA permet seulement un échantillonnage des principales conditions éco-climatiques de l'Afrique de l'Ouest.

A.4.2 Période d'observations renforcées (EOP)

Afin de mieux cerner la mise en place de la mousson et sa dynamique saisonnière, et d'améliorer nos connaissances sur certains processus clés, comme l'implication des conditions de surface continentale sur la mise en place de la mousson d'été, des observations sur plusieurs cycles saisonniers étaient nécessaires. C'est dans cet optique qu'ont été mises en place les EOPs. Ces périodes d'observations sont situées entre la LOP et la SOP. Elles durent moins longtemps que la LOP mais disposent des moyens d'observations plus importants.

Elles se composent de moins de moyens de mesures que la SOP mais se caractérisent par une plus grande continuité temporelle. Ces EOP ont été organisées de 2005 à 2007.

La stratégie d'observation utilisée pour les EOPs est d'améliorer les observations de l'atmosphère, de la terre et de l'océan par la mise en place de moyens complémentaires à ceux de la LOP tels que des radiosondages, des mesures de flux de surface, des observations hydrologiques, de la végétation ou encore des aérosols et des gaz traces.

A.4.3 Période d'observations spéciales (SOP)

La SOP s'est déroulée pendant l'été 2006. Elle s'intéresse aux différentes phases de la mousson et étudie les processus spécifiques qui leur sont associés (cf. Lebel *et al.*, 2010).

Elle se subdivise donc en quatre périodes :

– **SOP0** qui correspond à la saison sèche et dure de novembre à février (observations de janvier à février 2006). Les principaux objectifs de cette période d'observation ont été l'obtention de mesures des propriétés optiques et physiques des aérosols (minéraux, feux de biomasse, et combinaison des deux), des effets radiatifs solaires et terrestres des aérosols, la documentation de l'impact des aérosols sur le bilan radiatif et leur modélisation et pour finir la détermination des régions sources et facteurs d'émission des aérosols.

– **SOP1** qui d'un point de vue climatologique correspond à la phase dite de pre-onset, i.e. la phase qui précède l'apparition des pluies au Sahel (15 mai au 30 juin 2006). Le dispositif expérimental a été défini de manière à mieux comprendre les contrastes thermodynamiques à basse altitude à l'échelle saisonnière, à la relation entre ces contrastes et la circulation régionale et les bilans en eau atmosphérique et continentale. Des observations de la couche limite atmosphérique, des variables thermodynamiques et des vents ont été nécessaires pour cette analyse.

– **SOP2** qui est caractérisée par le maximum de pluies au Sahel et une petite saison de pluie sur la côte : (1^{er} juillet – 30 août 2006). L'année 2006 a cependant été marquée par une apparition des pluies au-dessus du Sahel assez tardives (vers le 15 juillet) du fait d'une subsidence anormalement forte liée à une mousson indienne particulièrement active. Un des objectifs de cette période d'observation est d'obtenir des informations sur les bilans de différentes natures (eau, masse d'air, mouvement,..) à méso-échelle. Un autre volet de cette période est l'étude des interactions entre les conditions de surface, l'environnement synoptique et la propagation des nuages convectifs de méso-échelle. La stratégie d'observation répond à un besoin d'améliorer les observations de la surface et de l'atmosphère.

– **SOP3** qui est caractérisée par le retrait de la Mousson (15 aout - 30 septembre

2006). C'est une période favorable à la formation des cyclones sur l'Océan Atlantique à partir des systèmes dépressionnaires africains. Des observations à bord d'avions ont été mises en place entre l'Afrique de l'Ouest et les Caraïbes afin de documenter les conditions initiales de genèse de ces perturbations et de façon générale contribuer à une meilleure compréhension de la manière dont la mousson ouest africaine interagit avec l'Atlantique.

Le dispositif SOP alliait, comme l'indique la figure A.4, aussi bien des mesures aéroportées que des mesures à partir du sol afin de réaliser des observations spécifiques pour documenter et évaluer les particularités de chaque phase de la mousson.

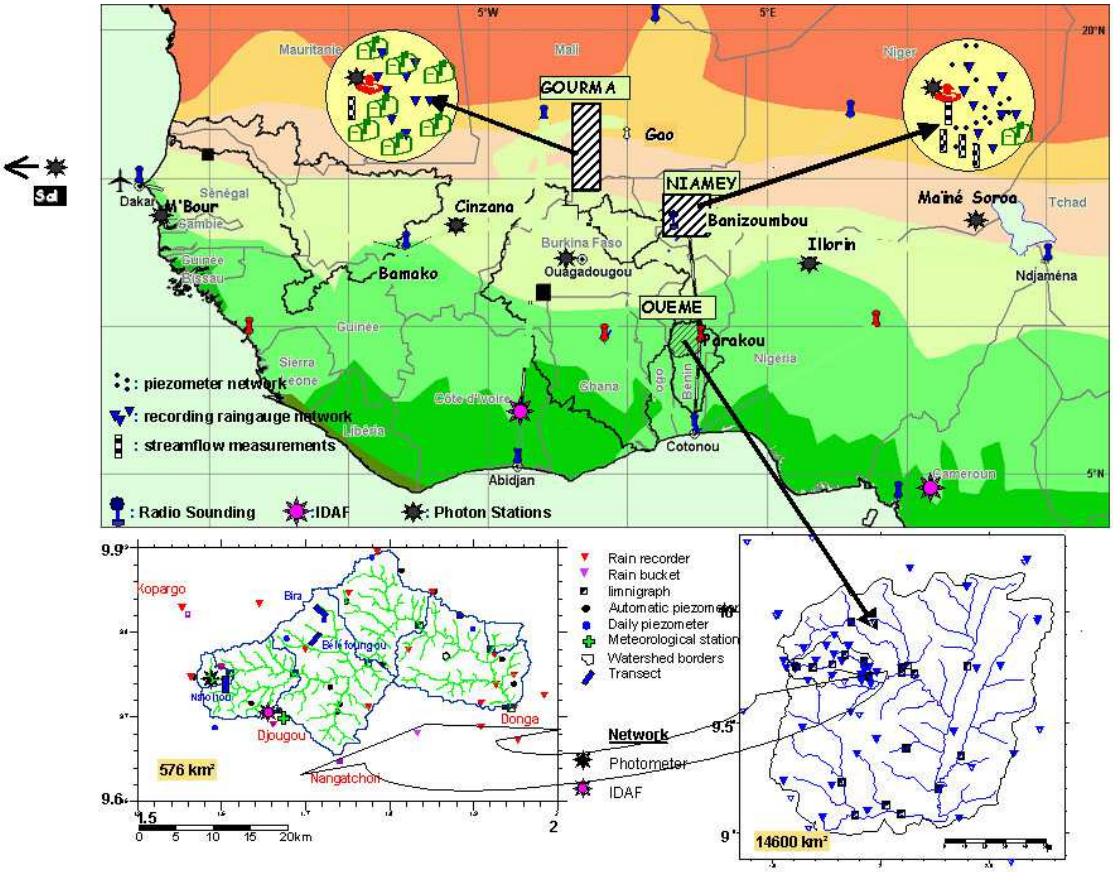


FIG. A.4 – Carte représentant les différents sites d'observations de la campagne AMMA.

A titre d'exemple, le système d'observation basé au sol ARM, permettait de documenter les bilans radiatifs utilisés dans ce travail de thèse. Des systèmes tels que les radars hydrométéorologiques, ou lidars sont également exploités sur des durées plus courtes afin de documenter les systèmes nuageux et précipitants.

Pour finir, des navires, ballons et avions ont été également utilisés de manière coordonnée, comme indiqué sur la figure A.5, avec les instruments au sol au cours de sous-périodes définies. Ainsi, au cours de la SOP2_a2, cinq avions de recherches basés au Niger et au

[0] `http://www.amma-international.org/article.php3?id_article=71&var_mode=calcul`

Burkina-Faso furent mis en œuvre durant le coeur de la saison des pluies, de mi-juillet à fin-août.

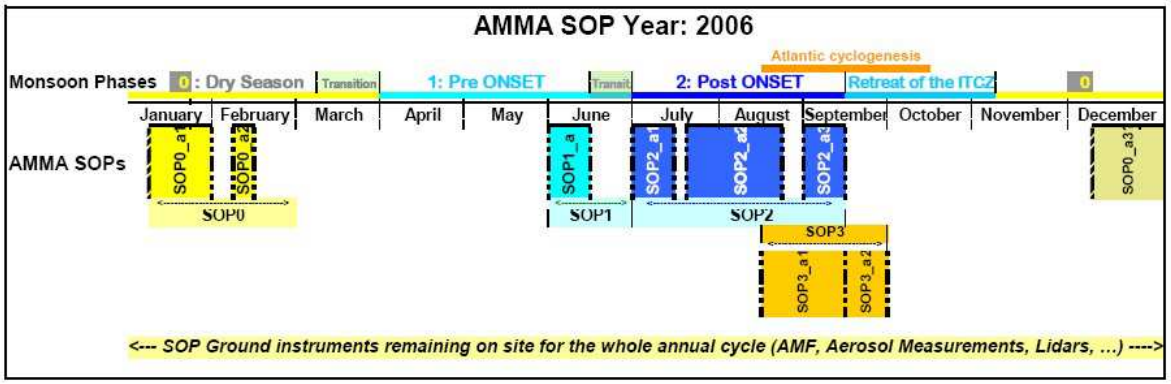


FIG. A.5 – Les sous périodes SOP. source : site AMMA international

[0] http://www.amma-international.org/article.php3?id_article=66

Annexe B

Principe de fonctionnement du lidar et équations régissant le signal lidar.

B.1 Fonctionnement du Lidar

Le LIDAR acronyme de LIght Detection And Ranging est basé sur l'émission d'ondes lumineuses de fréquence connue, leur interaction avec les molécules et particules atmosphériques et la détection du signal lumineux rétrodiffusé par celles-ci.

Comme le montre le schéma suivant (figure B.1), le LIDAR à rétrodiffusion est constitué d'un laser appelé émetteur et d'un récepteur optique. Il envoie un faisceau laser impulsionnel dans l'atmosphère dans le domaine de transparence de l'atmosphère, c'est-à-dire entre 0,3 et $10\mu m$.

Le terme impulsionnel signifie que le laser émet une impulsion à un temps donné, et attend la réception du signal réfléchi avant d'émettre un nouveau signal. Le temps écoulé entre l'émission et la réception du signal, permet de déterminer la distance entre la cible et le récepteur et la différence de longueur d'onde entre le signal émis et celui reçu permet d'obtenir la vitesse de la cible par effet Doppler.

Le choix de la longueur d'onde dépend du paramètre que l'on souhaite mesurer et du mode d'interaction lumière matière sélectionné.

Lors de sa propagation dans l'atmosphère, le faisceau laser est dispersé par les molécules et les particules en suspension dans l'air. La lumière réfléchie (en d'autres termes le photon rétrodiffusé) est captée par le miroir du télescope et collectée par un photodétecteur qui permet de numériser le signal et de le transmettre à un ordinateur pour traitement. Le signal est enregistré au fur et à mesure que le faisceau laser émis par le LIDAR balaye l'atmosphère.

La rétrodiffusion du faisceau peut résulter de plusieurs processus. On peut citer entre autre, la diffusion de Rayleigh (de 0,1 à 100 nm) par l'ensemble des molécules, la diffusion de Mie par les particules (100nm à 0,1 μm) et la diffusion Raman permettant d'isoler les molécules spécifiques. Toutes les méthodes basées sur ces différentes hypothèses de diffusion permettent, d'accéder au profil de température de l'atmosphère, de déterminer des propriétés telles que la concentration des particules, non accessibles avec des instruments passifs. Ces mesures effectuées peuvent être obtenues avec de hautes résolutions

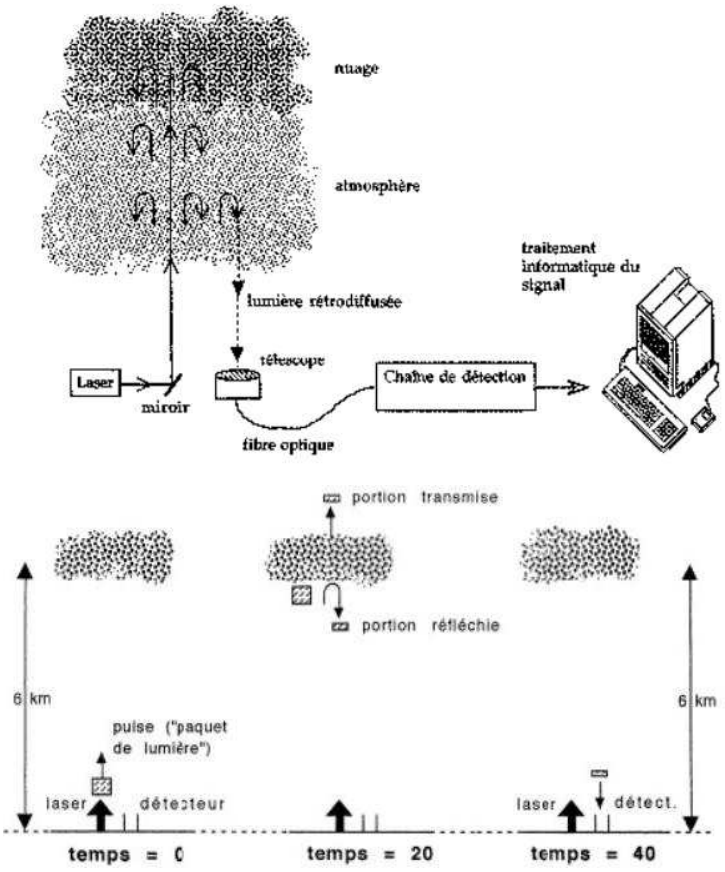


FIG. B.1 – Schéma du LIDAR

spatiales et temporelles qui nous permettent de décrire finement la structure des couches nuageuses, leur dynamique ou encore de suivre l'évolution instantanée d'un phénomène atmosphérique.

L'étude de l'atmosphère à l'aide d'un lidar nécessite cependant un minimum de connaissance sur les propriétés optiques des aérosols afin de bien comprendre l'interaction qui peut exister entre le laser et le milieu environnant. A titre d'exemple, le rayonnement peut être l'objet d'atténuation par la présence de molécules d'air et de particules dans la troposphère qui risque de modifier l'interprétation du signal lidar. Dans ce cas, on parle d'extinction atmosphérique qui résulte de la superposition de deux processus physiques distincts qui sont l'absorption et la diffusion.

Ces processus sont décrits par les différents termes suivants.

L'absorption par les particules est la capacité de ces dernières à absorber un rayonnement. Elle va dépendre essentiellement de la composition chimique de la particule alors que l'absorption du rayonnement par les molécules atmosphériques est intimement liée à leurs caractéristiques énergétiques. Une molécule possède des niveaux énergétiques discrets ou quantifiés associés à des états de rotation, de vibration ou de configuration électronique.

Un photon ne peut alors être absorbé que dans le cas où son énergie correspond à une transition entre le niveau fondamental et le niveau excité ou entre niveaux excités. Si ce n'est pas le cas, aucune absorption ne pourra avoir lieu.

Ainsi, l'absorption moléculaire est un phénomène sélectif qui va se traduire par une transmission spectrale de l'atmosphère présentant des zones transparentes, appelées fenêtres de transmission atmosphériques, et des zones opaques (où l'on aura une absorption du rayonnement par les molécules).

Pour les particules, on exprime le coefficient d'absorption en fonction du nombre d'aérosols n_i de type i et de la section efficace d'absorption (σ_{absi}) :

$$\alpha_{abs}(z,\lambda) = \sum_i n_i * \sigma_{absi}(\lambda) \tag{B.1}$$

Le coefficient d'absorption lié à la partie imaginaire de l'indice de réfraction est élevé pour les courtes longueurs d'ondes, faible dans le proche IR et élevé dans la fenêtre atmosphérique de l'IR thermique.

La diffusion est un processus physique fondamental qui intervient à toutes les longueurs d'ondes dans des proportions variables. Elle se produit sans échange d'énergie entre les photons incidents et les molécules rencontrées, contribuant à l'atténuation globale du rayonnement électromagnétique, c'est à dire à l'extinction. C'est le cas de la diffusion Rayleigh (lorsque la taille des diffuseurs est largement inférieure à la taille de la longueur d'onde utilisée) ou celle de Mie (lorsque la taille des diffuseurs est du même ordre de grandeur que la longueur d'onde utilisée). On parle de diffusion simple dans le cas où le rayonnement incident n'est diffusé qu'une seule fois et de diffusion multiple dans celui où le rayonnement est diffusé plus d'une fois. Ce processus est souvent accompagné du phénomène d'absorption.

De la même manière on a :

$$\alpha_{diff}(z,\lambda) = \sum_i n_i * \sigma_{diffi}(\lambda) \tag{B.2}$$

où σ_{diffi} est la section efficace de diffusion.

Dans cette étude un lidar à rétrodiffusion est utilisé, on notera ce coefficient $\beta(z,\lambda)$. Ce coefficient de diffusion a des caractéristiques assez similaires à celles du coefficient d'extinction avec une variation spectrale plus prononcée.

Le coefficient d'extinction d'un ensemble de particules dépend de la capacité de chacune d'elles à absorber et/ou à diffuser le rayonnement. Ce coefficient se trouve donc être la somme des coefficients d'absorption et de diffusion à la même distance z et pour une même longueur d'onde :

$$\alpha_{ext}(z,\lambda) = \alpha_{abs}(z,\lambda) + \alpha_{diff}(z,\lambda) \tag{B.3}$$

En présence de grosses particules dont le diamètre effectif de diffusion est important, le coefficient d'extinction ne varie pratiquement pas avec la longueur d'onde dans le domaine

visible et proche IR. Pour un spectre composé de petites particules le spectre fait apparaître une forte décroissance dans les domaines visible et proche IR. Dans l'IR le coefficient est plus faible.

L'épaisseur optique est une grandeur noté τ définit comme étant une caractéristique de l'opacité d'une tranche atmosphérique d'altitude z.

Il s'agit par conséquent de l'intégrale du coefficient d'extinction sur toute la colonne d'air sondée :

$$\tau = \int_0^z \alpha_{ext}(z')\, dz' \tag{B.4}$$

A présent, afin d'analyser les effets d'une couche de particules sur la transmission de l'énergie radiative dans l'atmosphère, il faut s'intéresser aux paramètres caractérisant les propriétés optiques des aérosols. Ces paramètres sont la fonction de phase, le facteur d'asymétrie, l'albédo de simple diffusion et le paramètre d'Angstrom décrits dans la suite.

La fonction de phase $P(\lambda, \theta)$ d'une population de particules correspond à la probabilité qu'un photon arrivant sur une particule soit diffusé dans la direction d'angle θ dans un angle solide élémentaire ce qui correspond plus simplement à la dépendance angulaire de l'intensité du rayonnement diffusé. La théorie de Mie montre que l'intensité de diffusion vers l'avant augmente avec la taille des particules.

Le facteur d'asymétrie $g(\lambda)$ est l'intégrale de la fonction de phase selon l'angle zénithal θ entre la diffusion avant et arrière. Cette quantité est donc couramment utilisée pour estimer la fraction rétrodiffusée.

Trois valeurs caractérisent cette fraction rétrodiffusée :

- $g(\lambda) = 1$, pour laquelle on a une particule qui diffuse uniquement vers l'avant.
- $g(\lambda) = -1$, quand toute l'énergie est diffusée vers l'arrière, c'est-à-dire rétrodiffusée.
- $g(\lambda) = 0$, dans la cas où la diffusion est dite isotrope, c'est-à-dire qu'aucune direction n'est privilégiée, comme pour la diffusion de Rayleigh ; ou dans le cas d'un flux diffusé à l'avant et à l'arrière identique.

L'albédo de simple diffusion (ω_0) est un paramètre qui permet de caractériser les effets radiatifs des aérosols. Il est définit comme le rapport entre le coefficient de diffusion et le coefficient d'extinction :

$$\omega_0 = \frac{\alpha_{diff}}{\alpha_{ext}} \tag{B.5}$$

$$\omega_0 = \frac{\alpha_{diff}}{\alpha_{diff} + \alpha_{abs}} \tag{B.6}$$

On comprend que si $\omega_0 = 1$ alors la particule diffuse toute l'énergie reçue (ainsi le coefficient d'absorption est nul). En revanche, si $\omega_0 = 0$, la particule est totalement absorbante, elle stocke alors l'énergie au sein de l'atmosphère et aura tendance à la réchauffer.

L'exposant d'Angström (Angström, 1964), est le paramètre qui définit la dépendance spectrale des coefficients d'extinction des aérosols, et qui permet de caractériser la taille et la nature des aérosols. Typiquement, les gros aérosols (poussières désertiques par exemple) ont des valeurs inférieures à 1 et les petits aérosols des valeurs supérieures à 1.

Ce paramètre se note α tel que :

$$a = -\frac{\ln\left(\frac{\alpha_{ext}(\lambda_1)}{\alpha_{ext}(\lambda_2)}\right)}{\ln\left(\frac{\lambda_1)}{\lambda_2)}\right)} \tag{B.7}$$

Tous ces paramètres sont pris en compte lors de l'utilisation du code radiatif STREAMER afin de déterminer l'impact radiatif des aérosols sur le climat et la dynamique.

On voit également, d'après ces paramètre que, comme dit précédemment à l'introduction générale, les aérosols sont des particules ayant la propriété d'interagir avec les rayonnements solaires et telluriques. La présence d'aérosols dans l'atmosphère semble provoquer une rétroaction négative sur l'augmentation de température car ils diffusent le flux solaire et ont donc tendance à refroidir la surface terrestre. Néanmoins, en présence d'une partie absorbante comme la suie (ou Black Carbon), l'aérosol absorbe alors le rayonnement tellurique ce qui conduit à un réchauffement des basses couches de l'atmosphère et donc à une modification du gradient vertical de température (Léon *et al.*, 2002). Les particules interagissent donc à la fois avec la lumière solaire (absorption et diffusion) et le rayonnement infrarouge (absorption). Cette double action illustre bien la difficulté d'évaluer avec précision le rôle des aérosols sur le climat.

B.2 L'équation Lidar

Le signal reçu par le lidar est noté dans ce manuscrit S_0. Il est proportionnel à plusieurs facteurs :

Il est directement proportionnel à plusieurs facteurs cités ci-dessous :

- β^z_{tot} : C'est le coefficient de rétrodiffusion pour les particules atmosphériques.
- $\frac{1}{(z-z_0)^2}$: Ce terme varie comme l'inverse du carré de la distance, sachant que z0 est l'altitude du lidar.
- $FG(z)$: Facteur géométrique ou facteur de recouvrement, car dans les premiers mètres, le signal de la réception et celui de l'émission ne se recouvrent pas.
- $C(\lambda)$: Constante système du lidar qui dépend des rendements quantiques et optiques des éléments constitutifs des systèmes d'émission et de réception.
- $\exp\left(-2\tau_{tot}(z)\right)$: Facteur d'atténuation lié à l'épaisseur optique des couches traversées par le signal aller et retour.

Il faut enfin rajouter sur ce signal la contribution du rayonnement solaire direct que l'on appelle le Fond de Ciel (FC).

On obtient ainsi :

$$S_0(z) = FC + \frac{C(\lambda) \cdot FG(z) \cdot \beta tot^z \cdot \exp\left(-2\tau_{tot}(z)\right)}{(z - z_0)^2} \tag{B.8}$$

Afin d'extraire de cette équation tous les paramètres utiles à la caractérisation des aérosols, il faut donc corriger le signal lidar du Fond de Ciel. Pour déterminer ce Fond de Ciel, il est nécessaire de définir une zone dans l'atmosphère suffisamment élevée en altitude où

le retour du faisceau laser peut être considéré comme négligeable, si bien que les photons reçus pour cette altitude ne proviennent que du rayonnement solaire. Une deuxième méthode consiste à sonder l'atmosphère en n'émettant aucun signal afin de quantifier la quantité d'énergie solaire reçue par le Lidar. Cette technique est couramment utilisée car elle a l'avantage de donner la valeur du Fond de Ciel en amont des mesures.

Un fois la valeur du Fond de Ciel déterminée, il suffit de la retrancher au signal brut en la corrigeant de la distance au carré.

Le signal Lidar corrigée du Fond de Ciel est donc :

$$S_2(z) = (S_0(z) - FC) * (z - z_0)^2 \tag{B.9}$$

soit :

$$S_2(z) = C \cdot FG \cdot \beta_{tot}^z \exp\left(-2\tau_{tot}(z)\right) \tag{B.10}$$

Le signal S_2 est alors la base de l'équation lidar pour l'analyse de ses paramètres constitutifs.

Dans la suite on pose z_0=0 Au cours de ces trente dernières années, différentes méthodes d'inversion lidar pour retrouver les coefficients d'extinction et de rétrodiffusion ont été développées. Comme exposée précédemment, la méthode utilisée ici est celle développée par Fernald *et al.* (1972, 1984) et Klett (1981, 1985). Elle se décrit de la façon suivante.

L'équation lidar s'écrit :

$$S_2(z) = C \cdot FG \cdot \beta_{tot}^z \exp\left(-2\tau_{tot}(z)\right) \tag{B.11}$$

avec :

$$\tau_{tot} = \int_0^z \alpha_{ext}(z')\, dz' \tag{B.12}$$

$$\beta tot = \beta_{\text{aérosol}} + \beta_{\text{molécule}} \tag{B.13}$$

et

$$\alpha_{ext\,tot} = \alpha_{ext\,\text{aérosol}} + \alpha_{ext\,\text{molécule}} \tag{B.14}$$

Le facteur de recouvrement FG est pris à 1 au-dessus de 150 m. L'équation pour z > 150 m se réécrit donc :

$$S_2 z = C \cdot \beta_{tot}(z) \exp\left(-2 \int_0^z \alpha_{ext\,tot}(z')\, dz'\right) \tag{B.15}$$

L'inversion exploitant cette équation est sous déterminée,. En effet on ne dispose que d'une seule équation pour 3 inconnues C, $\beta_{tot}(z_r)$ et $\alpha_{ext\,tot}(z)$. Il faut donc faire appel à des études de fermeture pour pouvoir résoudre le problème.

La constante optique C dépend de l'instrumentation et des paramètres optiques du système. Nous pouvons donc la déterminer en se plaçant dans une zone de l'atmosphère où tous les autres paramètres sont connus. Cette zone s'appelle la zone de Rayleigh (z_r) où l'altitude z suffisamment élevée pour pouvoir ne considérer que la diffusion par les molécules (inexistence d'aérosols à cette altitude).

On peut alors écrire :

$$S_2 z_r = C \cdot \beta_{\text{molécule}}(z_r) \exp\left(-2 \int_0^{z_r} \alpha_{ext\,tot}(z')\, dz'\right) \tag{B.16}$$

On remarque que le coefficient d'extinction prend en compte la diffusion totale car il représente le terme de la transmission du signal aller/retour sur toute la colonne d'air. Sachant que la rétrodiffusion moléculaire ($\beta_{\text{molécule}}(z_r)$) est un paramètre connu, il faut alors décomposer le terme de la transmission en utilisant l'équation B.14.

On obtient ainsi

$$S_2 z_r = C \cdot \beta_{\text{molécule}}(z_r) \exp\left(-2 \int_0^{z_r} \alpha_{ext\,\text{aérosols}}(z')\, dz' - 2 \int_0^{z_r} \alpha_{ext\,\text{molécules}}(z')\, dz'\right) \tag{B.17}$$

sachant que le coefficient d'extinction moléculaire est parfaitement connu.

Décomposons à présent le problème selon l'altitude où le sommet de l'atmosphère est noté TOA (Top Of Atmosphere).

$$S_2(z_r) = C \cdot \beta_{\text{molécule}}(z_r) \cdot \exp\left(-2 \int_0^{TOA} \alpha_{ext\,\text{aérosols}}(z')\, dz' \underbrace{-2 \int_{TOA}^{z_r} \alpha_{ext\,\text{aérosols}}(z')\, dz'}_{=0} - 2 \int_0^{z_r} \alpha_{ext\,\text{molécules}}(z')\, dz'\right) \tag{B.18}$$

Le terme $2 \int_{TOA}^{z_r} \alpha_{ext\,\text{aérosols}}(z') dz'$ peut être négligé car en absence d'aérosol au sommet de l'atmosphère, l'extinction par les aérosols est nulle.

Le seul paramètre qui reste donc inconnu est ($\int_0^{TOA} \alpha_{ext\,\text{aérosols}}(z')\, dz'$). Il peut être déterminé grâce à la valeur de l'épaisseur optique mesurée par un photomètre et donnée par :

$$\tau_{\text{photo}} = \int_0^{TOA} \alpha_{ext\,\text{aérosols}}(z')\, dz' \tag{B.19}$$

La constante optique C peut donc ainsi être définie par l'équation :

$$C = \frac{S_2^{z_r}}{\beta_{\text{molécules}}(z_r) \cdot \exp\left(-2\tau_{photo}\right) - 2 \int_0^{z_r} \alpha_{ext}(z')\, dz'} \tag{B.20}$$

A présent, il reste deux inconnues dans l'équation lidar qui sont $\beta_{tot}(z)$ et $\alpha_{ext\,\text{tot}(z)}$.

Elles sont reliées par le Backscatter to Extinction Ratio (BER) selon l'équation :

$$BER = \frac{\beta_{\text{aérosols}}(z)}{\alpha_{\text{aérosols}}(z)} \tag{B.21}$$

Si l'on manipule de la façon suivante ces termes :

$$\beta_{tot}(z) = \beta_{\text{aérosols}}(z) + \beta_{\text{molécules}}(z) \tag{B.22}$$

$$\beta_{tot}(z) = \alpha_{ext\ \text{aérosols}}(z) \cdot BER + \beta_{\text{molécules}}(z) \tag{B.23}$$

On obtient alors :

$$S_2(z) = C \cdot (\alpha_{ext\text{aérosols}} \cdot BER(z) + \beta_{\text{molécule}}(z)) \exp\left(-2 \int_0^z \alpha_{ext\ \text{tot}}(z')\, dz'\right) \tag{B.24}$$

soit :

$$\begin{aligned} S_2(z) = C \cdot (\alpha_{ext\text{aérosols}} \cdot BER(z) + \beta_{\text{molécule}}(z)) \cdot \\ \exp\left(-2 \int_0^z \alpha_{ext\ \text{aérosols}}(z')\, dz' - 2 \int_0^z \alpha_{ext\ \text{moécules}}(z')\, dz'\right) \end{aligned} \tag{B.25}$$

La dérivée logarithmique de cette équation par rapport à l'altitude nous donne enfin une équation différentielle d'ordre 1 dite de Bernoulli qui est soluble et dont la solution peut-être calculée par la méthode de Klett (Klett 1981,1985).

En effet les seules inconnues sont $\alpha_{ext\ \text{aérosol}}(z)$ que l'on va déterminer par le biais d'une méthode itérative. L'intégration de $\alpha_{ext\ \text{aérosol}}(z)$ sur toute la colonne d'air définit l'épaisseur optique des aérosols que l'on peut comparer aux mesures photométriques réelles.

Le principe de calcul est alors le suivant. On choisit hypothétiquement un BER. On calcule à partir de cette valeur le profil d'extinction des aérosols. On intègre ensuite cette valeur sur la colonne d'air pour obtenir l'épaisseur optique et on la compare à la valeur mesurée par le photomètre. Cette procédure est réitérée jusqu'à convergence entre les valeurs d'épaisseur optique (obtenue et mesurée).

Annexe C

Etablissement de l'équation du transfert radiatif

Comme il l'a été souligné dans l'introduction, à travers son action sur les rayonnements solaires et telluriques par les processus de diffusion, absorption et émission, l'aérosol désertique est capable d'altérer de façon significative le bilan radiatif de la planète et son atmosphère. Pour pouvoir quantifier cet effet, il est nécessaire de connaître les propriétés optiques de ces particules comme leur coefficient d'extinction, d'absorption et de diffusion, leur albédo de diffusion simple et leur facteur d'asymétrie. Il est d'autre part nécessaire de disposer d'un code de transfert radiatif qui représente au mieux les différents processus qui déterminent l'effet radiatif de l'aérosol.

Dans cette étude, le code de transfert radiatif employé sera STREAMER Key & Scheiger (1998). Le principe en est décrit dans Stamnes *et al.* (1988).

La scène atmosphérique est représentée par deux types d'information, d'une part les propriétés des aérosols atmosphériques dans le cas présent et d'autre part les conditions météorologiques. Les propriétés des aérosols intervenant directement dans le transfert radiatif sont le profil d'extinction et les propriétés optiques des aérosols. Une description détaillée en est faite dans la suite au chapitre 2. Les propriétés optiques de chaque type d'aérosol sont données en fonction de l'albédo de simple diffusion, du coefficient d'extinction et du facteur d'asymétrie des particules qui le composent. Ces propriétés du matériau constitutif des aérosols minéraux (aptitude à réfléchir, absorber et émettre les ondes électromagnétiques) sont caractérisées par son indice complexe de réfraction qui varie avec la longueur d'onde.

La théorie de Mie permet le calcul de paramètres optiques de l'aérosol cité précédemment (coefficient d'extinction, de diffusion et d'absorption, l'albédo de diffusion simple, le facteur d'asymétrie et de la fonction de phase). Cela nécessite de connaître en plus de son indice complexe, sa distribution granulométrie et l'utilisation de l'hypothèse d'un aérosol homogène de forme sphérique. Les différents éléments sur lesquels repose ce calcul sont décrits au chapitre 2.

Pour quantifier l'interaction entre le rayonnement et l'atmosphère décrite par l'équation de transfert radiatif on utilise l'hypothèse d'une atmosphère plan-parallèle. On suppose que l'épaisseur de l'atmosphère est très inférieure au rayon de courbure de la Terre,

ce qui permet de ne pas tenir compte de la géométrie sphérique du système Terre atmosphère, ni des variations horizontales de pression, de température et de concentration des diverses composantes atmosphériques (nuages, aérosols, vapeur d'eau, ozone et autres gaz). Cela revient donc à considérer une couche atmosphérique élémentaire et homogène d'épaisseur dz, située à l'altitude z, limitée par deux plans parallèles infinis (figure C.1).

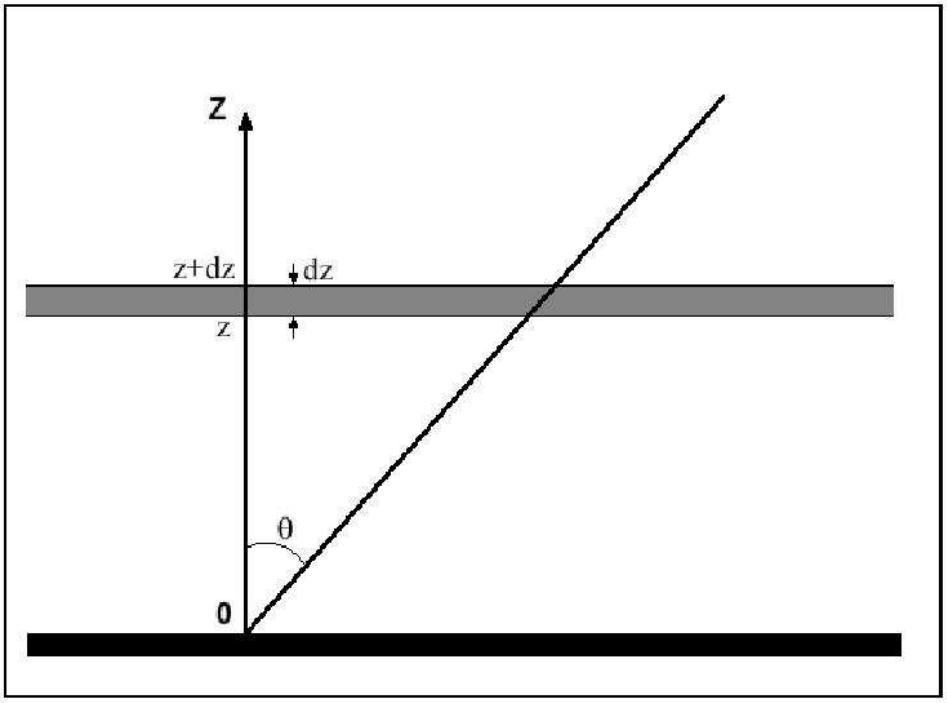


FIG. C.1 – Modèle d'atmosphère plan parallèle

L'équation de transfert radiatif s'exprime comme la variation infinitésimale de flux subie lors de la traversée d'une épaisseur infinitésimale ds du milieu. La relation de Beer-Bouguer-Lambert permet d'exprimer le rayonnement perdu par absorption et par diffusion. L'intensité du rayonnement peut être renforcée dans sa direction d'incidence définie par l'angle solide Ω (qui dépend de l'angle zénithal θ et de l'angle azimutal φ) par deux processus, la diffusion en provenance de toutes les autres directions et l'émission thermique du milieu.

On définit alors une fonction source J_λ qui est la somme de ces deux processus :

$$J_\lambda(s,\Omega) = J_\lambda^{em}(s,\Omega) + J_\lambda^{scat}(s,\Omega) \tag{C.1}$$

où J_λ^{em} est la fonction source d'émission, et J_λ^{scat} la fonction source de diffusion. On peut alors écrire l'équation différentielle du transfert radiatif, aussi appelé équation Schwarzschild sous la forme :

$$\frac{dL_\lambda(s,\Omega)}{ds} = -\alpha_{ext}(\lambda,s)\cdot(-L_\lambda(s,\Omega) - J_\lambda(s,\Omega)) \tag{C.2}$$

Cette équation décrit donc la distribution spatiale (angulaire) de la luminance. Comme on considère l'atmosphère en tant que modèle plan, la direction est définie par la relation suivante : $\mu = \cos(\theta)$ et donc $ds = \frac{dz}{\mu}$.

Si l'on utilise de plus l'épaisseur optique $d\tau(\lambda) = -\alpha_{ext}(\lambda, z) \cdot dz$ qui est mesurée vers le bas depuis le sommet de l'atmosphère, on obtient une nouvelle forme de l'équation qui décrit le transfert de radiation monochromatique à la longueur d'onde λ :

$$\mu \frac{dL_\lambda(\tau, \Omega)}{d\tau} = L_\lambda(\tau, \Omega) - J_\lambda(\tau, \Omega) \tag{C.3}$$

où $L_\lambda(\tau, \Omega)$ est l'intensité spécifique le long de la direction Ω pour une épaisseur optique τ.

Afin de simplifier la résolution de cette équation les membres de droite et gauche sont multipliés par $exp\left(-\frac{\tau}{\mu}\right)$. Ceci permet en effet d'éviter l'utilisation de calculs numériques approchés et l'utilisation de conditions aux limites. On obtient ainsi :

$$\frac{d}{d\tau}\left(L_\lambda(\tau, \Omega) \cdot exp\left(-\frac{\tau}{\mu}\right)\right) = -\frac{J_\lambda(\tau, \Omega)}{\mu} \cdot exp\left(-\frac{\tau}{\mu}\right) \tag{C.4}$$

Cette équation peut être résolue en introduisant les luminances montantes $L_\lambda^\uparrow$ et descendantes $L_\lambda^\downarrow$ pour une atmosphère finie, limitée par son sommet et la surface, et exprimée ainsi sous la forme :

$$L_\lambda^\uparrow(\tau, \Omega) = L_\lambda^\uparrow(\tau_{sol}, \Omega) \cdot exp\left(-\frac{\tau_{sol} - \tau}{\mu}\right) + \frac{1}{\mu} \cdot \int_\tau^{\tau_{sol}} exp\left(-\frac{\tau' - \tau}{\mu}\right) \cdot J_\lambda^\uparrow(\tau', \Omega) \cdot d\tau' \tag{C.5}$$

avec $\mu > 0$ et τ_{sol} l'épaisseur optique après traversée de toute l'atmosphère jusqu'au sol.

Pour la luminance descendante on a :

$$L_\lambda^\downarrow(\tau, \Omega) = L_\lambda^\downarrow(0, \Omega) \cdot exp\left(-\frac{\tau}{\mu}\right) - \frac{1}{\mu} \cdot \int_0^\tau exp\left(-\frac{\tau' - \tau}{\mu}\right) \cdot J_\lambda^\downarrow(\tau', \Omega) \cdot d\tau' \tag{C.6}$$

avec $\mu < 0$.

On remarque donc, d'après ces équations, que pour résoudre l'équation du transfert radiatif, il est nécessaire de connaître la fonction source J_λ, et que cette résolution se réduit à la détermination de la fonction source. Dans le cas général, cette fonction source dépend à la fois de la position et de la direction du rayonnement et elle est constituée de l'émission thermique et de la diffusion.

La fonction source d'émission est contrôlée par la température des couches traversées. On peut écrire le rayonnement qui en est émis à l'aide de la fonction de Planck $B_\lambda(T)$ à l'équilibre thermodynamique (LTE) sous la forme :

$$J_\lambda^{em}(\tau, \Omega) = \varepsilon^{em}(\lambda, \tau) \cdot B_\lambda\left(T(\tau)\right) \tag{C.7}$$

avec

$$B_\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \cdot \left[exp\left(\frac{hc}{k_B T \lambda}\right) - 1\right]} \tag{C.8}$$

où h est la constante de Planck est k_B la constante de Bolzmann.

Il est possible d'écrire la fonction source d'émission sous la forme :

$$J_\lambda^{em}(\tau, \Omega) = (1 - \omega_0(\lambda, \tau)) \cdot B_\lambda(T) \tag{C.9}$$

car d'après la loi de Kirchoff l'émissivité peut s'exprimer :

$$\epsilon^{em}(\lambda, \tau) = (1 - \omega_0(\lambda, \tau)) \tag{C.10}$$

où ω_0 est l'albédo de simple diffusion de la couche avec une épaisseur optique τ à la longueur d'onde λ.

La fonction source de diffusion est un terme plus complexe à déterminer car lié aux directions et états de polarisation. Par conséquent, ce terme dépend des conditions tout au long du trajet du rayonnement dans l'atmosphère, alors que le terme d'émission lui ne dépendait que des conditions locales. Cette fonction est composée de deux termes. Le premier représente la diffusion simple du rayonnement solaire incident F_0 de direction $\Omega_0(\mu_0, \phi_0)$. Le deuxième représente le rayonnement diffus. En considérant que l'atmosphère est optiquement fine, il est possible de négliger le second terme (approximation de la diffusion primaire (Chandrasekhar, 1960).

Le Forçage radiatif de l'aérosol est déterminé, en utilisant l'équation de transfert radiatif, de la façon suivante :

Les flux radiatifs nets sont déterminés à partir des flux directs $F_{dir}^{\downarrow}$, diffusés montant $F_{diff}^{\uparrow}$ et diffusés descendant $F_{diff}^{\downarrow}$, en condition de ciel clair. On obtient donc à une altitude z :

$$F = F_{dir}^{\uparrow} + F_{diff}^{\downarrow} - F_{diff}^{\uparrow} \tag{C.11}$$

Les taux de chauffage/refroidissement sont calculés pour chaque altitude, et sont basés sur l'estimation d'une différence de flux divergent à chaque niveau, de la façon suivante :

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = -\frac{g}{C_p}\frac{\Delta F}{\Delta p} \tag{C.12}$$

où T est la température (K), t est le temps (s), g est l'accélération due à la gravité, C_p représente la capacité calorifique spécifique de l'air, F est le flux net, et pour finir p est la pression. Dans le modèle radiatif STREAMER l'accélération gravitationnelle est calculée à chaque niveau à partir d'une relation empirique pour une atmosphère standard. Les calculs de taux de chauffage sont démarrés à partir du sommet de l'atmosphère.

Ce taux peut s'exprimer en fonction de l'altitude z sous la forme suivante :

$$\frac{\partial T(z)}{\partial t} = \frac{g_0}{C_p \cdot \left(1 + \frac{z}{R_T}\right)^2} \cdot \frac{\partial (F_z - F_{0,z})}{\partial P_r} \tag{C.13}$$

où g_0 est l'accélération due à la gravité au niveau de la mer, R_T est le rayon terrestre moyen, et P_r est la pression à l'altitude z. F_0 désigne le flux net en absence d'aérosol.

Annexe D

Le code de transfert radiatif STREAMER

D.1 Les profils standards incorporés dans STREAMER

Les profils standards incorporés dans STREAMER sont basés sur les données d'Ellingson *et al.* (1991) excepté pour les profils de température et d'humidité de l'Arctique, qui sont déduits des mesures réalisées à la station de l'océan Arctique.

La figure D.1 synthétise ces différents profils (profil de pression D.1a, profil de température D.1b, profil de vapeur d'eau D.1c, profil d'ozone D.1d).

Les profils standards Arctique d'été et d'hiver sont construits avec les données de radiosondages des archives HARA (Historical Arctic Rawinsonde Archive ; `http://www.nsidc.colorado.edu`). Les profils de température et d'humidité provenant des données de radiosondage sont moyennés au-dessus de toutes les localisations entre 80 °N et le pôle. L'hiver correspond aux mois de Décembre à Février, l'été aux mois de Juin à Août. La température et l'humidité au-dessus de 300 mb sont renseignées avec les valeurs des profils standards subarctiques d'été et d'hiver. Les altitudes sont calculées avec l'équation hydrométrique. Les colonnes totales d'ozone sont déterminées avec les données ISCCP C2 et sont distribuées verticalement avec les profils subarctiques d'été et d'hiver. En d'autres termes, les colonnes totales d'ozone sont caractéristiques de l'Arctique mais la distribution verticale suit les profils subarctiques.

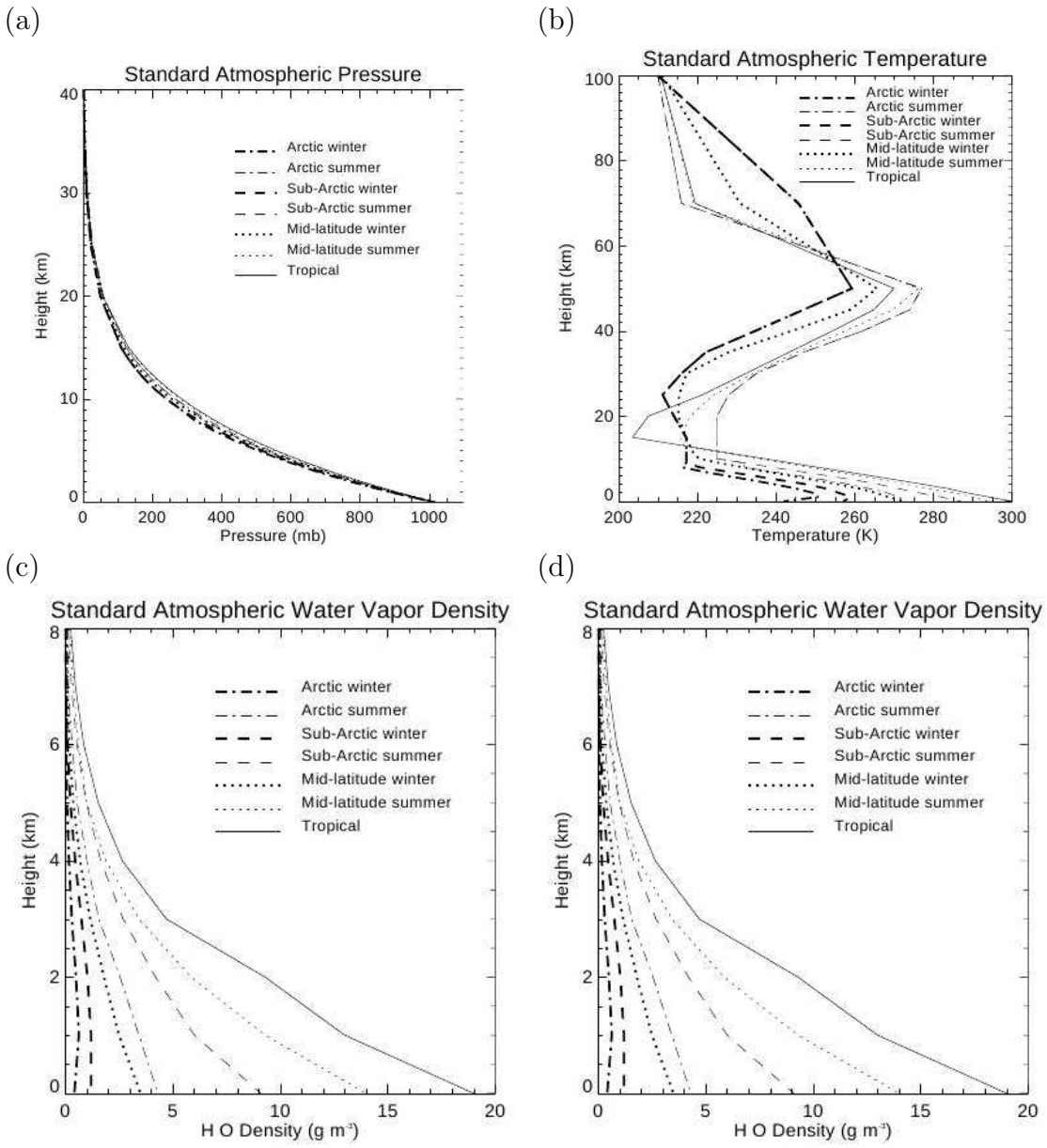


FIG. D.1 – Profils standards de pression (a), de température (b), de vapeur d'eau (c) et d'ozone (d) présent dans le code de transfert radiatif STREAMER.

D.2 Les modèles d'aérosols incorporés dans STREAMER

STREAMER propose six modèles d'aérosols qui sont : troposphérique, rural, urbain, maritime, arctique et feux de biomasse. Les propriétés optiques des aérosols sont prises de LOWTRAN-7 pour les modèles troposphériques, ruraux, urbains et maritimes. Les propriétés optiques pour le modèle Arctique sont définies selon Blanchet & Liste (1983)

pour la partie SW du spectre. Pour la partie LW, les propriétés optiques du modèle troposphérique sont utilisées. Les propriétés optiques du modèle de fumée (smoke) sont calculées avec le code de Mie de Tsay & Stephens (1990). Les propriétés optiques des différents modèles d'aérosols sont présentées en figure D.2.

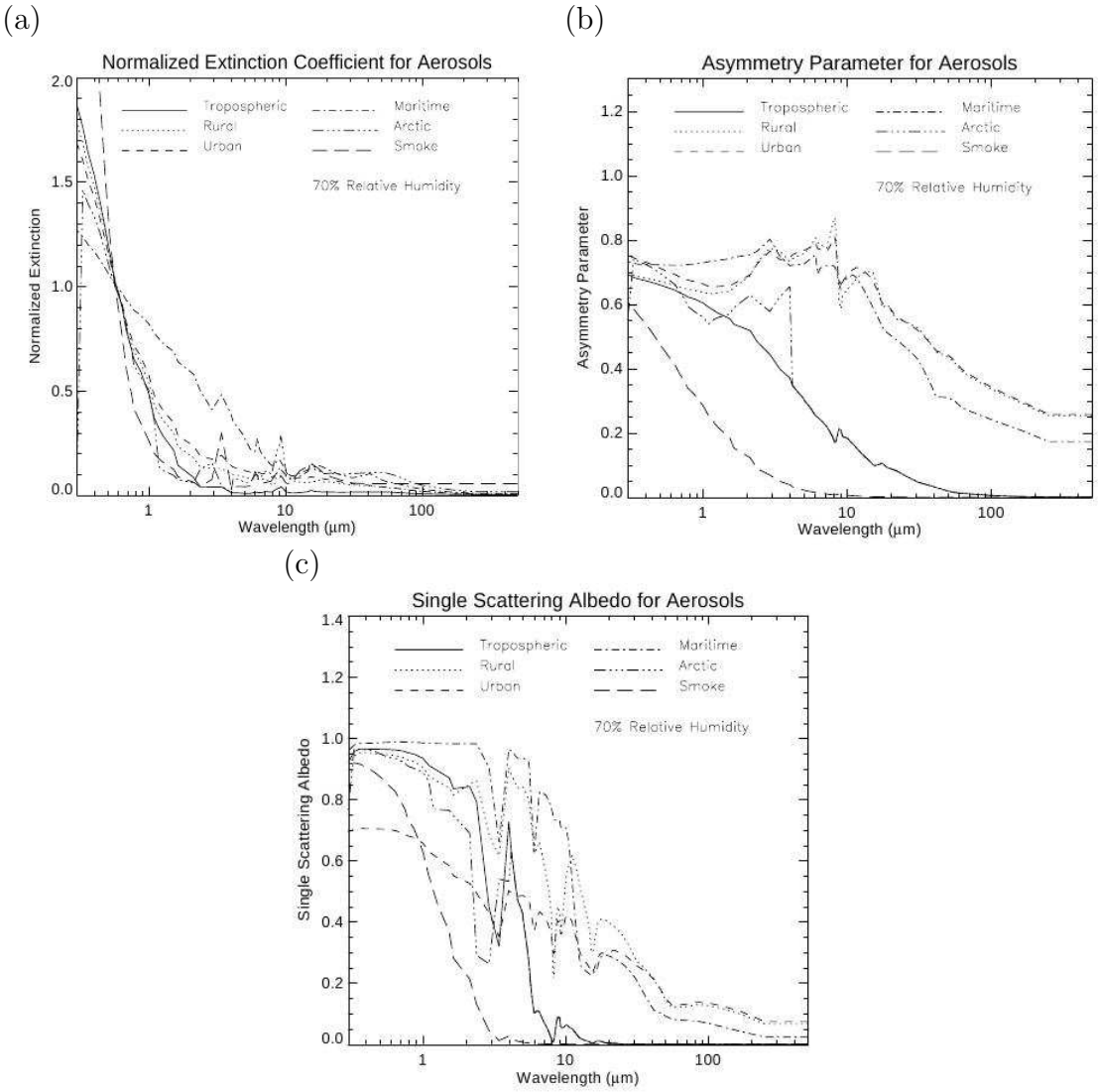


FIG. D.2 – Les profils standards de coefficient d'extinction normalisé à 550nm (a), du paramètre d'asymétrie (b) et de l'albédo de simple diffusion présent dans STREAMER.

D.3 Les propriétés des nuages

La figure D.3 présente l'extinction, l'albédo de simple diffusion et le paramètre d'asymétrie des particules de glace et d'eau des nuages utilisés dans le modèle radiatif.

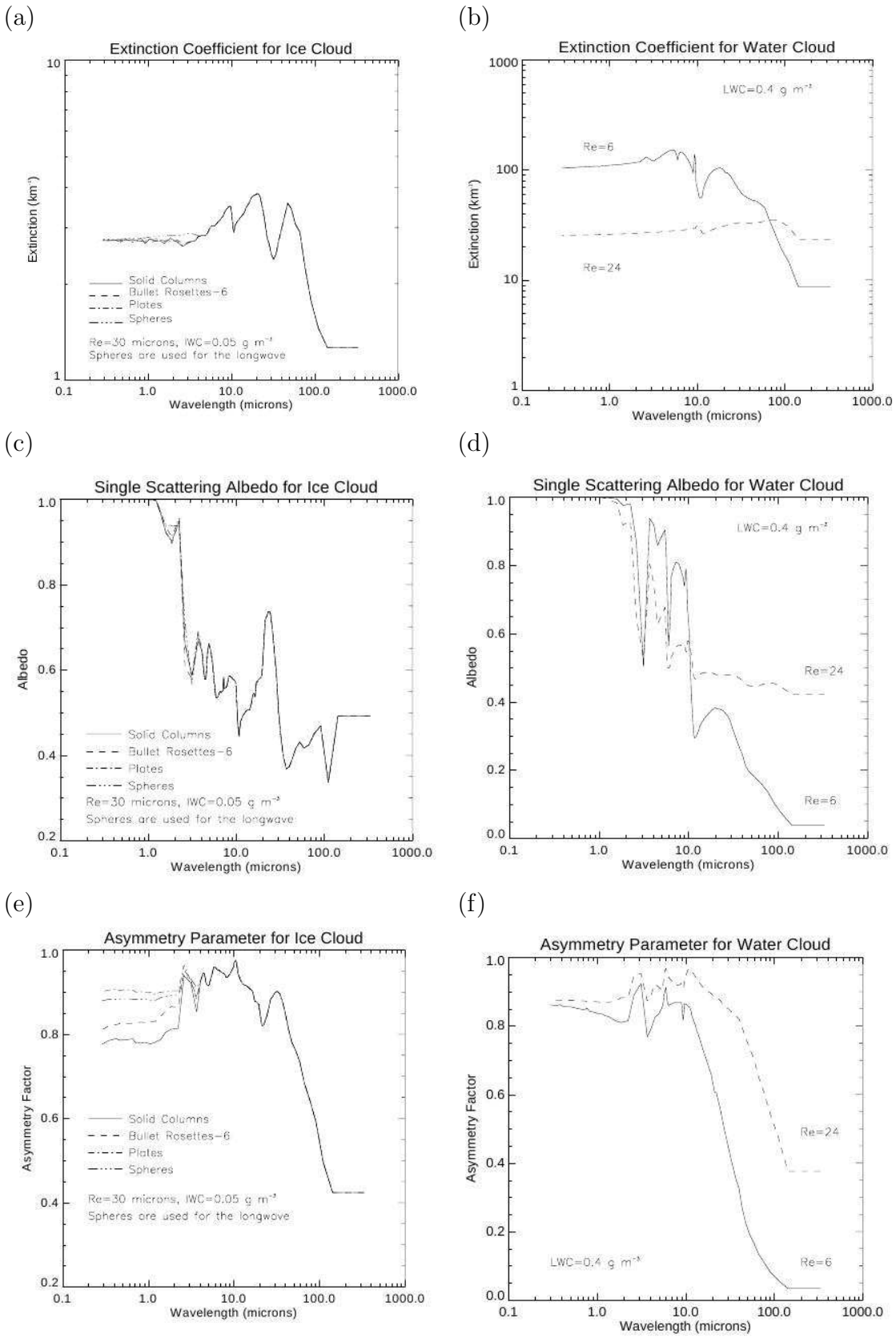


FIG. D.3 – Coefficient d'extinction (a,b), Albédo de simple diffusion (c,d) et paramètre d'asymétrie (e,f) pour les particules de glace et d'eau des nuages incorporés dans le modèle STREAMER.

D.4 La pondération des bandes de STREAMER

La contribution relative (ou poids) des bandes peut être utilisée pour approximer les fonctions de réponse spectrale d'un instrument considéré. La figure D.4 donne un exemple des fonctions de réponse d'AVHRR dans les bandes de STREAMER.

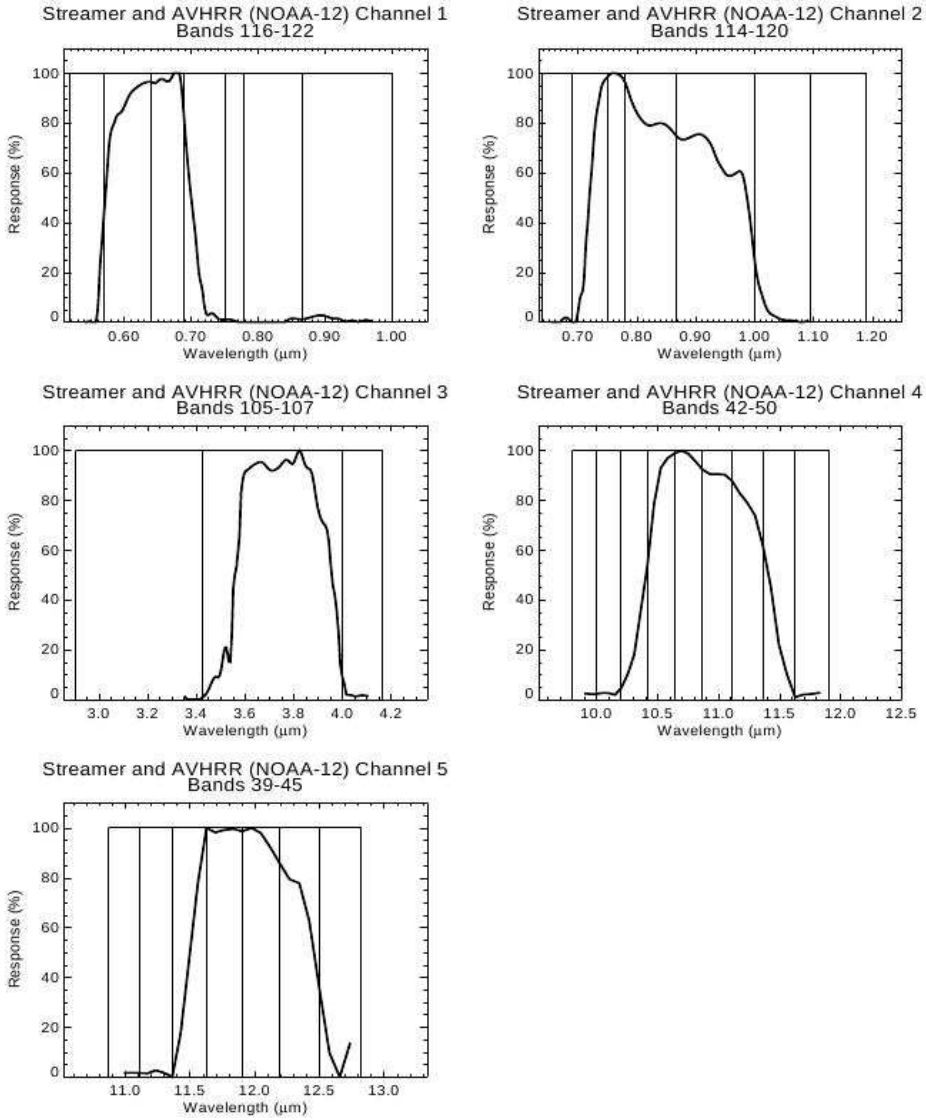


FIG. D.4 – Fonction de réponse d'AVHRR pour les bandes de longueur d'onde de STREAMER.

Annexe E

Etude complémentaire sur la détection des aérosols dans l'infra-rouge

Cette annexe rassemble les résultats qui n'ont pu être présentés dans le corps du manuscrit, ils mettent en évidence la possibilité de différencier les aérosols et les nuages opaques avec les données infra-rouge après une pseudo correction de la vapeur d'eau.

E.1 Présentation des résultats de BTD_{10-12} pour les traces CALIPSO au dessus de l'océan Atlantique

Trace du 2 et 17 février 2007

D'après la figure E.1, on a une signature négative des aérosols désertiques, une signature positive des nuages de haute altitude, et on semble avoir une $BTD_10 - 12$ nulle en ciel clair, où lorsque l'on à un mélange de nuages et d'aérosols. En effet dans ce dernier cas, on a l'effet des aérosols et des nuages qui se contre-balance.

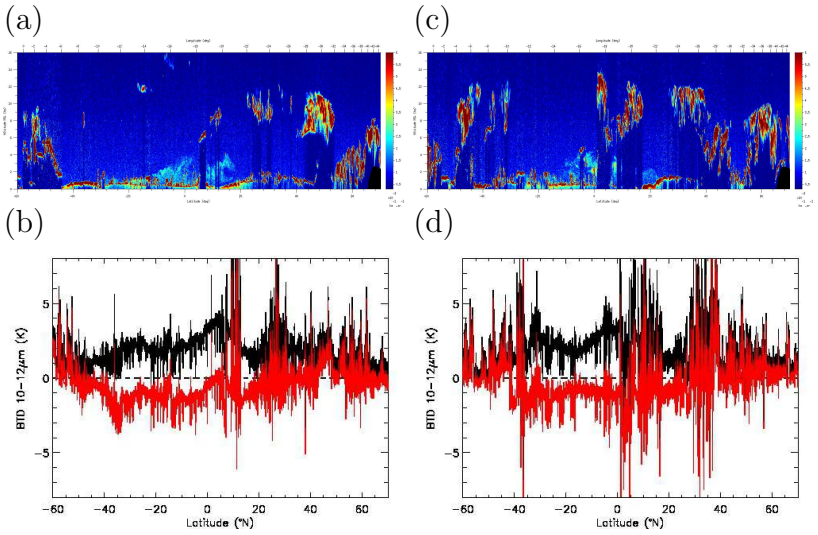


FIG. E.1 – Coefficient de rétrodiffusion total atténué obtenu avec le lidar CALIOP (a,c) et la différence de température de brillance BTD_{10-12} correspondante obtenue avec l'IIR (b,d) pour la journée du 2 et 18 février 2007.

Les mêmes résultats sont mis en évidence pour les traces présentées ci dessous.

Trace du 6 et 22 Mars 2007

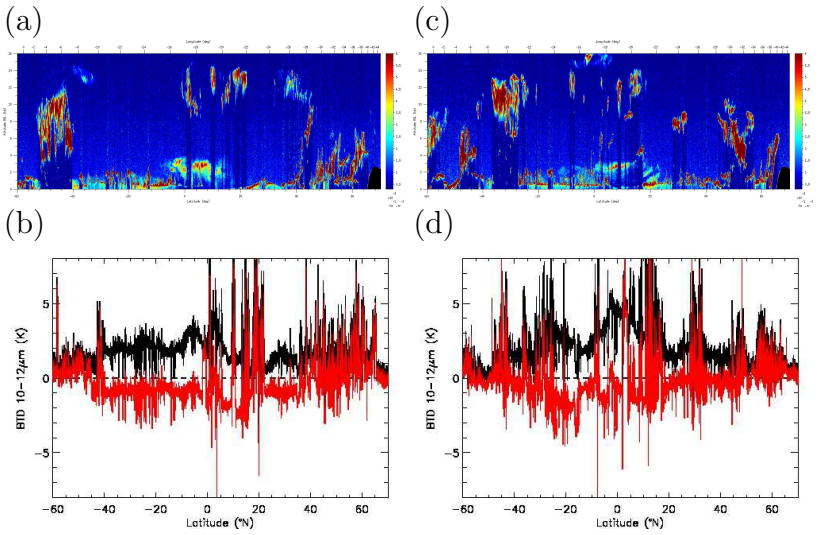


FIG. E.2 – Coefficient de rétrodiffusion total atténué obtenu avec le lidar CALIOP (a,c) et la différence de température de brillance BTD_{10-12} correspondante obtenue avec l'IIR (b,d) pour la journée du 6 et 22 mars 2007.

Trace du 7 et 23 Avril 2007

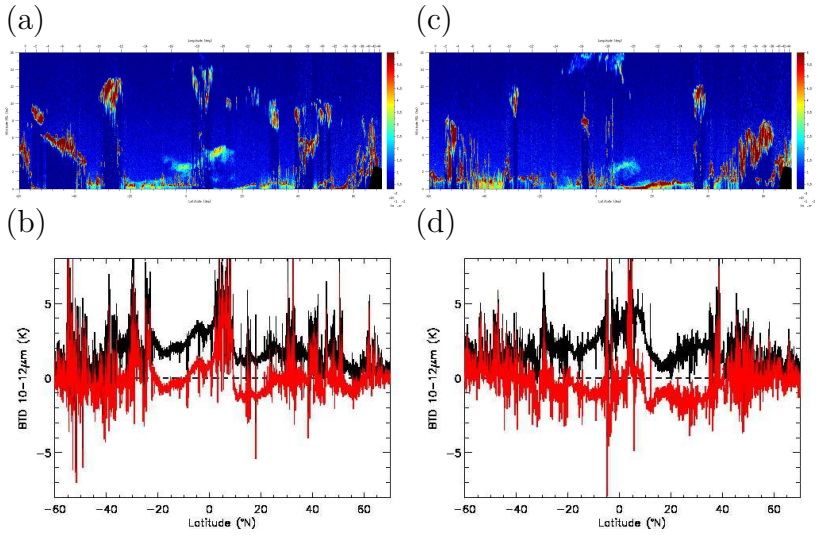


FIG. E.3 – Coefficient de rétrodiffusion total atténué obtenu avec le lidar CALIOP (a,c) et la différence de température de brillance BTD_{10-12} correspondante obtenue avec l'IIR (b,d) pour la journée du 7 et 23 avril 2007.

Trace du 10 et 26 Juin 2007

Pour la journée du 26 juin (Figure E.4), autour de 20 °N, la BTD_{10-12} corrigée est égale à la BTD_{10-12} non corrigée car le contenu en vapeur d'eau n'est pas disponible à cette latitude, comme observé sur la figure E.5.

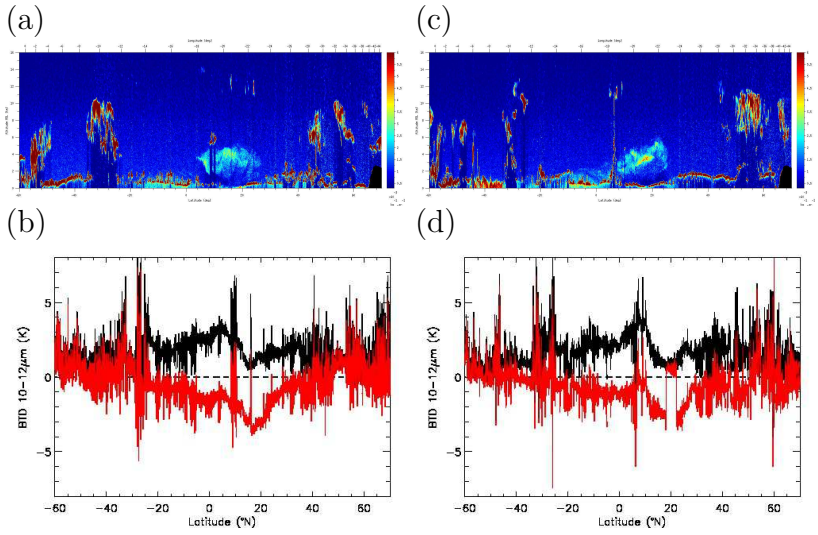


FIG. E.4 – Coefficient de rétrodiffusion total atténué obtenu avec le lidar CALIOP (a,c) et la différence de température de brillance BTD_{10-12} correspondante obtenue avec l'IIR (b,d) pour la journée du 10 et 26 juin 2007.

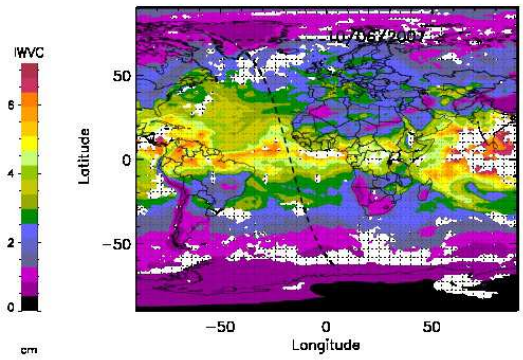


FIG. E.5 – Contenu intégré en vapeur d'eau du 26 juin 2007.

Trace du 28 juillet et 29 Août 2007

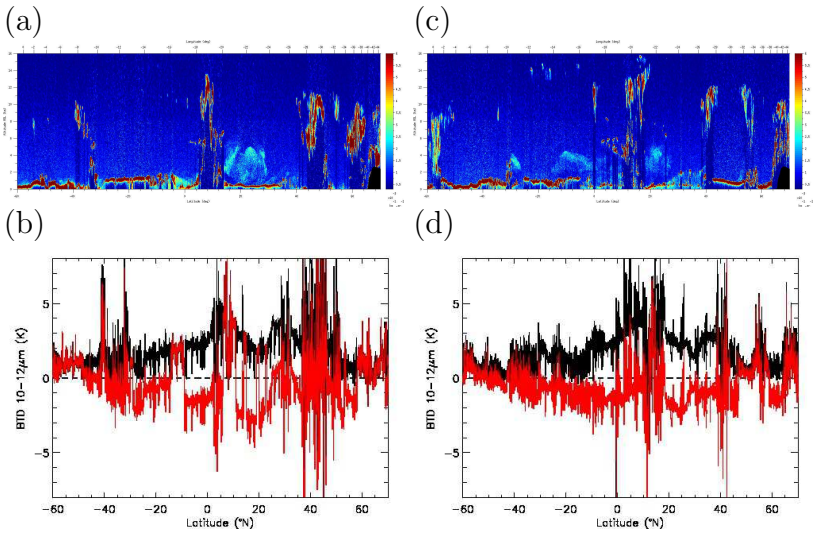


FIG. E.6 – Coefficient de rétrodiffusion total atténué obtenu avec le lidar CALIOP (a,c) et la différence de température de brillance BTD_{10-12} correspondante obtenue avec l'IIR (b,d) pour la journée du 28 juillet et 29 août 2007.

Trace du 14 et 30 Septembre 2007

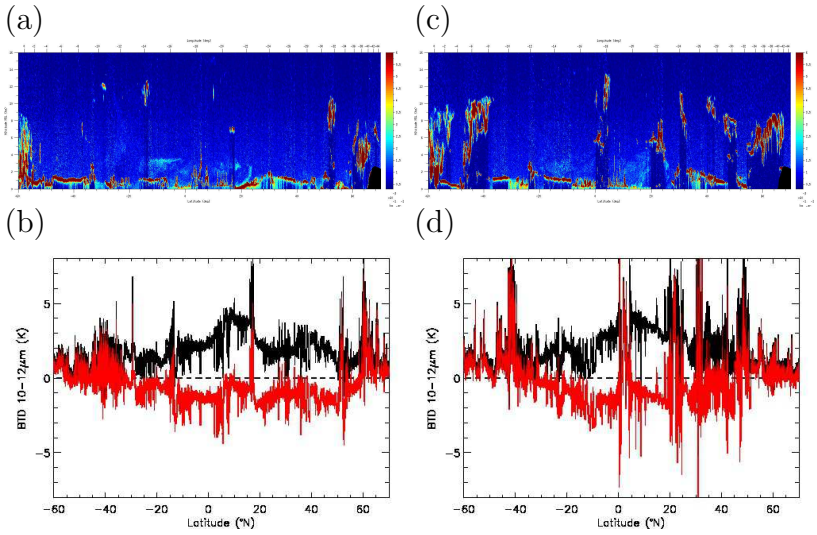


FIG. E.7 – Coefficient de rétrodiffusion total atténué obtenu avec le lidar CALIOP (a,c) et la différence de température de brillance BTD_{10-12} correspondante obtenue avec l'IIR (b,d) pour la journée du 14 et 30 septembre 2007.

Trace du 1er et 17 novembre 2007

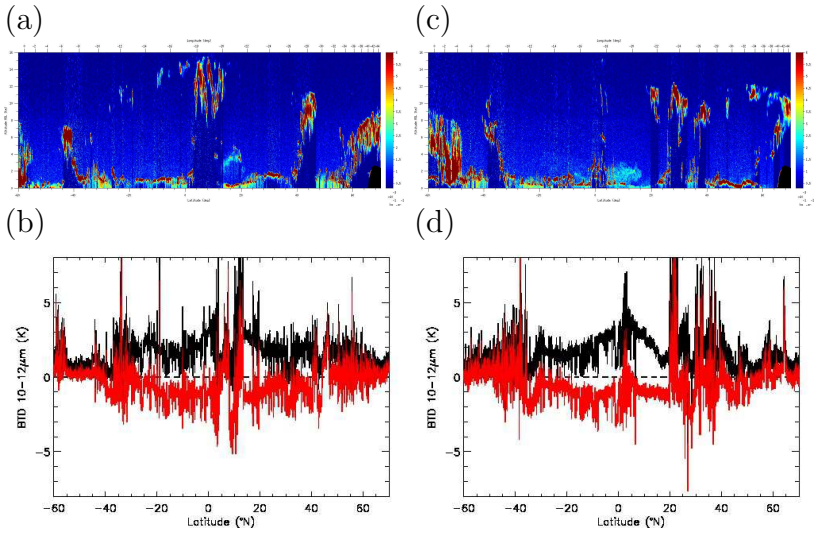


FIG. E.8 – Coefficient de rétrodiffusion total atténué obtenu avec le lidar CALIOP (a,c) et la différence de température de brillance BTD_{10-12} correspondante obtenue avec l'IIR (b,d) pour la journée du 1er et 17 Novembre 2007.

E.2 Présentation des résultats de BTD_{10-12} pour les traces CALIPSO au dessus de la région de Bodélé

Trace du 29 juin et 1er juillet 2006

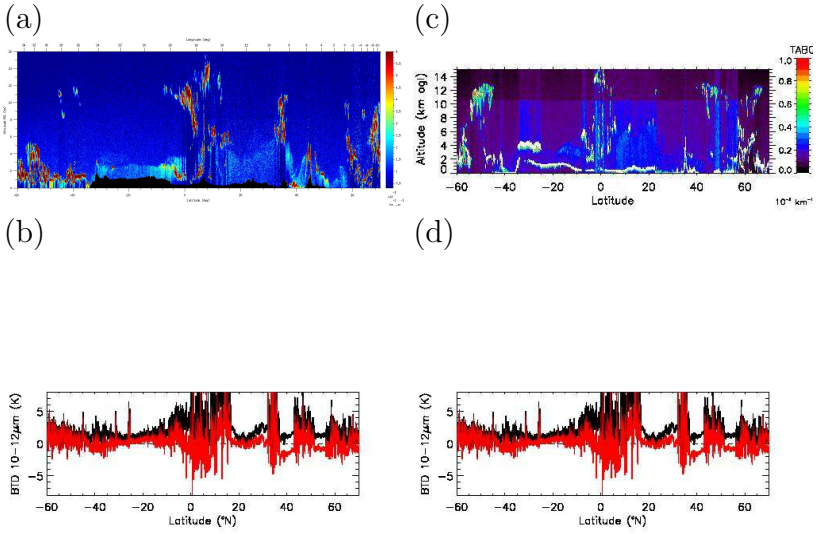


FIG. E.9 – Coefficient de rétrodiffusion total atténué obtenu avec le lidar CALIOP (a,c) et la différence de température de brillance BTD_{10-12} correspondante obtenue avec l'IIR (b,d) pour les journées du 29 juin et 1er juillet 2006.