HAL
open science

Effets direct et semi-direct des aérosols en Afrique de l'ouest pendant la saison sèche

Florent Malavelle

To cite this version:

Florent Malavelle. Effets direct et semi-direct des aérosols en Afrique de l'ouest pendant la saison sèche. Physique Atmosphérique et Océanique [physics.ao-ph]. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2011. Français. NNT : . tel-00697346

HAL Id: tel-00697346

https://theses.hal.science/tel-00697346

Submitted on 15 May 2012

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

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

Université de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :
Université Toulouse III Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Discipline ou spécialité :

Physique de l'Atmosphère

Présentée et soutenue par :
Florent MALAVELLE

le : jeudi 6 octobre 2011

Titre :

Effets direct et semi-direct des aérosols en Afrique de l'ouest pendant la saison sèche

---

Ecole doctorale :
Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)

Unité de recherche :
Laboratoire d'Aérologie UMR 5560

Directeur(s) de Thèse :
Véronique PONT
Marc MALLET

Rapporteurs :

Laurent MENUT
Jacques PELON

Membre(s) du jury :
Sylvain COQUILLAT (Président de Jury)
Laurent MENUT (rapporteur)
Jacques PELON (rapporteur)
Béatrice MARTICORENA (Examinateur)
Véronique PONT (Directeur de thèse)
Marc MALLET (Directeur de thèse)

Remerciements

Ces trois années passées auront été riches en rencontres, en apprentissage, en problèmes divers et variés, mais aussi remplies bons moments. De nombreuses personnes m'auront accompagné pendant les différentes étapes de ce parcours. Leur support et leurs encouragements ont été grandement appréciés. Pour cela, je tiens à remercier toutes celles et ceux qui ont contribué à leur manière à la réalisation de cette thèse. J'oublierai certainement certains d'entre vous et pour cela, je vous prie de m'en excuser par avance !

Cette thèse a été réalisée grâce au support financier du Ministère de l'Education Supérieure et de la Recherche française et encadrée par le LA (Laboratoire d'Aérologie), unité mixte de recherche CNRS/Université de Toulouse Paul Sabatier (UMR 5560).

En premier lieu, je souhaite tout naturellement remercier mes encadrants de thèse, Véronique Pont et Marc Mallet, principaux acteurs ayant rendu cette aventure possible. Merci à vous pour votre patience, vos conseils, votre facilité d'accès ainsi que la confiance accordée. Tous ces points auront été des éléments déterminants pendant ces trois années, notamment dans les moments creux et les phases de grands doutes !

Je tiens également à remercier l'ensemble des membres du jury : Sylvain Coquillat (président), Laurent Menut et Jacques Pelon (rapporteurs) et Béatrice Marticorena (examinatrice), pour leur temps consacré à la lecture et à la critique du manuscrit, ainsi que les remarques et questions soulevées lors de la soutenance. Merci pour vos nombreuses suggestions et conseils qui ont permis d'améliorer ce manuscrit. Merci également à eux pour leurs encouragements, grandement appréciés.

Merci à Frank Roux, directeur du Laboratoire d'Aérologie, pour m'avoir accueilli au sein du laboratoire et permis de bénéficier d'excellentes conditions de travail. Un grand merci à l'équipe informatique du LA, toujours réactifs, souriants et présents pour aider et régler toutes sortes de problèmes (et même les miracles). Merci à l'ensemble de l'équipe EDI pour la bonne humeur quotidienne et tout particulièrement sa directrice, Cathy Liousse, pour son enthousiasme constant et son énergie débordante. Toute ma gratitude à Fabien Solmon pour sa précieuse aide technique sur RegCM3 ainsi que pour les innombrables discussions scientifiques que nous avons pu avoir.

Je remercie également Filippo Giorgi, directeur de l'équipe ESP et l'ensemble de son équipe pour m'avoir accueilli à l'ICTP (International Center for Theoritical Physics) afin d'en apprendre plus sur le modèle RegCM. Cette opportunité aura aussi été l'occasion de (re)découvrir un pays magnifique, l'Italie.

Une pensée pour tous les thésards du LA, et tout particulièrement pour Fiona avec qui c'était vraiment cool de partager le bureau la dernière année. Une pensée pour Eric également. Ses intrusions dans le bureau toujours accompagnées de son grand humour ainsi que sa complicité,

notamment lors des pots, étaient très rafraîchissantes. Une pensée également pour les compagnons de galère des labos voisins : Lydie, Gaëlle, Nicolas, Renaud, Guillaume, Caroline, Cécile, Axel, ... et tous ceux que j'oublie. Merci pour toutes ces pauses café/cigarette/bière, les "courtes" parties de carte entre midi et deux, les moments d'errances dans des villes aux quatre coins de l'Europe, ... ! Bref un grand merci pour tous ces bons moments qui ont permis de se vider l'esprit quand c'était nécessaire. Bonne continuation à tous !

Bien qu'extérieure à cette thèse, je souhaite exprimer toute ma reconnaissance à Odile Thouron pour m'avoir donné la chance de découvrir le travail de recherche en m'accueillant au sein du CNRM (centre National de Recherche Météorologique) lors de mes stages de fin d'études. Sa franchise, sa passion contagieuse pour son travail et l'immense quantité de temps consacré à transmettre son savoir, sont des qualités précieuses et très appréciées qui m'auront grandement aidé par la suite.

Ces trois années passées n'auraient pas été les même sans la présence continue de la famille et des amis. En particulier, je souhaite remercier mes parents pour leur soutien sans faille durant ces longues années d'études. Enfin, un clin d'oeil à mon frère Flavien (sympathy for the dahu), et toute la bande de "bro" : Ben, Nico M, Nico L, Renaud, Pédro, Brice, Vaness, Gaelle, Jean-Mich, Cotchou, Vic, Gina, Elodie, Romain, Kate, Anna, Stephen, Agnes, Julia, ... et j'en oublie tant d'autres (! !) avec qui la vie toulousaine en dehors du labo fût, épique et intense. Merci pour tous ces moments de vie. You legend !

Résumé

Ces travaux de thèse présentent l'étude du forçage radiatif direct et semi-direct ainsi que les impacts climatiques associés, qu'exercent les particules d'aérosols désertiques et de feux de biomasse sur le climat régional ouest Africain pendant la saison sèche. Dans ce cadre, le modèle de climat régional RegCM3 a été utilisé en lien avec les observations in-situ des campagnes DABEX/AMMA-SOP0, les mesures photométriques (AERONET/PHOTONS) et satellitaires (PARASOL, MODIS, OMI et MISR). Le modèle RegCM3 configuré spécifiquement pour représenter les aérosols d'Afrique de l'ouest a été évalué au cours d'une simulation de la saison sèche 2006. Dans cette configuration, le modèle s'est montré capable d'estimer raisonnablement les quantités d'aérosols pour des applications climatiques et les variations d'albédo de simple diffusion. Pendant les mois de décembre et janvier, l'albédo de simple diffusion simulé au dessus du Sahel se situe entre 0.81 et 0.83 (à 440 nm) quand les aérosols de feux de biomasse dominent le mélange atmosphérique. Pendant les mois de mars et avril, pour lesquels les aérosols désertiques dominent, l'albédo de simple diffusion simulé se situe entre 0.90 et 0.92 (à 440 nm) . Le forçage radiatif direct au sommet de l'atmosphère (visible + infrarouge) est majoritairement négatif sur l'ensemble du domaine et compris entre -5.0 W/m^2 et -4.0 W/m^2. Sur le Sahara, le forçage radiatif direct TOA est proche de zéro (-0.15 W/m^2). La grande divergence entre le forçage radiatif direct au sommet de l'atmosphère et en surface indique que l'absorption est importante au sein de l'atmosphère (forçage radiatif direct atmosphérique de +11.47 et +24.40 W/m^2 au dessus du Sahara et du Sahel, respectivement). Du fait de leur albédo de simple diffusion relativement bas, les aérosols de feux de biomasse contribuent principalement à ce réchauffement atmosphérique. Ceci se traduit à l'échelle régionale par un taux d'échauffement radiatif atmosphérique (dans le visible) compris entre +0.2 et +0.6 $K/jour$ en moyenne journalière dans la couche d'aérosol de feux de biomasse localisée entre 2 et 5 km. Deux simulations à plus longue échéance sur la période 2001-2006 ont été menées pour étudier les conséquences de ce forçage radiatif sur le climat régional pendant la saison sèche. Une simulation DUST (aérosols désertiques) et BBDUST (aérosols désertiques + aérosols de feux) sont réalisées en prenant en compte les rétroactions liées au forçage radiatif direct. L'important forçage radiatif en surface réduit l'énergie radiative disponible au sol. Ceci conduit à des perturbations significatives du bilan énergétique en surface. Au dessus du Sahara, les réductions de flux de chaleur sensible sont proches dans les expériences DUST et BBDUST (respectivement -5.52 W/m^2 et -6.65 W/m^2). Au niveau du Sahel en revanche, l'inclusion des aérosols de feux de biomasse diminue plus fortement le flux de chaleur sensible (-16.59 W/m^2 dans l'expérience BBDUST et -5.37 W/m^2 dans l'expérience DUST). La réponse du flux de chaleur latente est plus complexe et dépend à la fois de la localisation des sources d'aérosols et des espèces considérées. Ainsi, la réponse des champs de précipitations simulés due aux effets radiatifs direct et semi-direct des aérosols diffère fortement entre les deux expériences. Dans l'expérience DUST, les précipitations sont réduites sur la majorité du domaine avec une diminution maximum au centre du continent. Dans l'expérience BBDUST, les aérosols de feux de biomasse augmentent les précipitations pour cette sous-région. L'augmentation des précipitations semble reliée à une augmentation locale de l'activité convective au dessus de 500 hPa sous l'effet d'un mécanisme de pompe thermique.

Mots-clefs : Forçage radiatif, effet direct, effet semi-direct, aérosol désertique, aérosol de feux de biomasse, modélisation climatique régionale, Afrique de l'ouest

Table des matières

Introduction générale **1**

1 Caractéristiques générales sur les aérosols atmosphériques **7**
1.1 Notions fondamentales . . . 9
1.1.1 Les sources et les flux de particules d'aérosols à l'échelle globale . . . 9
1.1.2 La composition chimique des particules d'aérosols . . . 11
1.1.3 Mélange des particules d'aérosols . . . 13
1.1.4 Granulométrie des aérosols . . . 14
1.1.5 L'évolution des populations d'aérosols . . . 15
1.2 Interaction des aérosols avec le rayonnement . . . 17
1.2.1 L'équation fondamentale du transfert radiatif . . . 18
1.2.2 L'atténuation du rayonnement par des particules : Diffusion de Mie . . . 18
1.2.3 Indice de réfraction complexe des aérosols . . . 20
1.2.4 Les propriétés optiques . . . 22
1.2.4.1 Épaisseur optique en Aérosols . . . 23
1.2.4.2 Albédo de simple diffusion . . . 23
1.2.4.3 Paramètre d'asymétrie . . . 25
1.2.5 Dépendance spectrale des propriétés optiques . . . 27
1.3 Les impacts radiatifs des particules d'aérosol . . . 29
1.3.1 Effets radiatifs directs . . . 30
1.3.1.1 Forçage radiatif direct dans les ondes courtes . . . 30
1.3.1.2 Forçage radiatif direct dans l'infrarouge . . . 31
1.3.2 Effets radiatifs semi-directs . . . 35
1.3.3 Effets radiatifs indirects . . . 37

2 Les particules d'aérosols en Afrique de l'Ouest **41**
2.1 Répartition des aérosols dans l'atmosphère Ouest Africaine . . . 43
2.1.1 Zones sources et saisonnalité des émissions d'aérosols . . . 43
2.1.2 Répartition horizontale et verticale des aérosols . . . 45
2.1.3 Conséquence sur l'état de mélange des particules d'aérosols . . . 47
2.2 Propriétés physico-chimique et optiques des aérosols en Afrique de l'ouest . . . 49
2.2.1 Granulométrie des aérosols . . . 49
2.2.1.1 Distribution en taille des aérosols désertiques . . . 50
2.2.1.2 Distribution en taille des aérosols de feux de biomasse . . . 52
2.2.2 Indice de réfraction des aérosols . . . 54
2.2.2.1 Indice de réfraction des aérosols désertiques . . . 54
2.2.2.2 Indice de réfraction des aérosols de feux de biomasse . . . 59
2.2.3 Propriétés optiques des aérosols . . . 60
2.2.3.1 Albédo de simple diffusion . . . 60
2.2.3.2 Coefficient d'extinction . . . 64
2.2.3.3 Paramètre d'asymétrie . . . 64
2.3 Influence des aérosols africains sur le climat régional . . . 65

2.3.1 Forçage radiatif direct et échauffement atmosphérique 65
2.3.2 Impacts climatiques des aérosols africains 68
2.4 Conclusion du chapitre 71

3 Modélisation des aérosols et de leur forçage radiatif pendant la saison sèche 2006 (AMMA SOP-0) : Apport de la prise en compte des aérosols de feux de biomasse 75
3.1 La modélisation numérique : pourquoi une approche régionale 77
3.2 Présentation du modèle de climat régional RegCM3 79
3.2.1 Historique du modèle 79
3.2.2 Les paramétrisations physiques dans le modèle 80
3.2.2.1 Le transfert radiatif 80
3.2.2.2 Le schéma de surface 81
3.2.2.3 Le schéma de couche limite 81
3.2.2.4 Les précipitations grande échelle 81
3.2.2.5 Paramétrisation de la convection 82
3.2.2.6 Le module d'aérosols 82
3.3 Développement et paramétrisations du module d'aérosol de RegCM3 pour estimer le forçage radiatif direct et semi-direct des aérosols en Afrique de l'ouest (article 1) 83
3.3.1 Développement et paramétrisations du module d'aérosol 83
3.3.2 Estimations du forçage radiatif des aérosols en Afrique de l'ouest (premier article) : Simulation of aerosol radiative effects over West Africa during DABEX and AMMA SOP-0 85
3.4 Synthèse de l'article et Conclusion du chapitre 109

4 Impacts climatiques des aérosols de feux de biomasse et désertiques entre 2001 et 2006 : Focus sur la saison sèche 113
4.1 Stratégie de modélisation 115
4.2 Évaluation du module optique de RegCM3 pour des simulations long terme (2001-2006) : Focus sur l'absorption (Article 2) 116
4.3 Synthèse de l'article 2 136
4.4 Impacts des aérosols sur le climat régional 137
4.4.1 Èvaluation du modèle RegCM3 sur l'Afrique de l'ouest 137
4.4.1.1 Température de surface 137
4.4.1.2 Précipitations et circulation 138
4.4.2 Forçage radiatif direct (SW et LW) des aérosols 141
4.4.2.1 Forçage radiatif direct en surface 141
4.4.2.2 Forçage radiatif direct au sommet de l'atmosphère 143
4.4.2.3 Forçage radiatif direct atmosphérique 143
4.4.3 Impacts du forçage radiatif direct et semi-direct sur le climat régional . . . 144
4.4.3.1 Flux de chaleur sensible et latente 144
4.4.3.2 Changement des températures en surface 145
4.4.3.3 Champs de précipitations 146
4.5 Conclusion du chapitre 148

Conclusion générale et perspectives 153

Bibliographie 186

A Test de sensibilité sur le schéma d'émission d'aérosols désertiques dans RegCM 187
A.1 Mécanismes de soulèvement des aérosols désertiques 189
A.2 Sensibilité au coupleur des émissions d'aérosols désertiques dans RegCM3 191

Glossaire

AAE	Coefficient d'Ångström de l'épaisseur optique d'absorption
AAOT	Epaisseur optique d'absorption des aérosols. $AAOT = (1 - SSA) \times AOT$
AERONET	AERosol RObotic NETwork
AE	Coefficient d'Ångström
AMMA	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
AOGCM	Atmosphere-Ocean Global Climate Model
AOT	Epaisseur optique des aérosols, notée aussi τ
ATM	Atmosphere
BB	Aérosols de feux de biomasse
CALIOP	Cloud Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization
DABEX	Dust And Biomass-Burning EXperiment
DJF	Décembre Janvier Février
DODO	Dust Outflow and Deposition to Ocean
DRF	Direct Radiative Forcing
DUST	Aérosols désertiques
EAE	Coefficient d'Ångström de l'épaisseur optique d'extinction
ECMWF	Centre européen de prévision météorologique à moyen terme
EHP	Elevated HEat Pump
FIT	Front Inter Tropical
GERBILS	Geostationary Earth Radiation Budget Intercomparison of Longwave and Short-wave radiation
g	Paramètre d'asymétrie
IDAF	IGAC DEPOTS AFrique
JJA	Juin Juillet Août
LIDAR	Light Detection and Ranging
LW	Rayonnement electromagnétique infrarouge (*long wave*)
MISR	Multi-angle Imaging SpectroRadiometer
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for environmental Prediction

NDRF Direct Radiative Forcing normalisé par l'épaisseur optique des aérosols

NOAA U.S. National Oceanic and Atmospheric Administration

OLR Outgoing Longwave Radiation

OMI Ozone Monitoring Instrument

PARASOL Polarisation et Anisotropie des Reflectances au sommet de l'Atmosphère, couplées avec un Satellite d'Observation emportant un Lidar

PCASP Particle Cavity Aerosol Spectrometer Probe

PSAP Particle Soot Absorption Photometer

RCM Regional Climate Model

SAFARI South African Fire-Atmosphere Research Initiative

SAL Couche d'air saharienne

SAMUM SAharan Mineral dUst ExperiMent

SHADE SaHAran Dust Experiment

SRF Surface

SSA Albédo de simple diffusion, noté aussi ω_0

SST Température de surface océanique

SW Rayonnement electromagnétique solaire (*short wave*)

TOA Top Of the Atmosphere

TRMM Tropical Rainfall Measuring Mission

ZCIT Zone de Convergence Inter Tropicale

Introduction générale

Le climat de la planète est un système complexe, multi-déterminé et en constante évolution. Pour l'appréhender, on peut concevoir la Terre comme un système global à l'équilibre, i.e. un système dont le flux énergétique entrant est égal au flux sortant. Le climat représente l'ensemble des phénomènes par lesquels la Terre libère autant d'énergie qu'elle en a reçue du soleil, de sorte que la balance énergétique globale est équilibrée. Comme tout système dynamique, il n'est pas voué à se maintenir dans un état stable. Certaines contraintes extérieures au système sont susceptibles de l'écarter de son état présent.

Ainsi, depuis plus d'une trentaine d'années déjà (*Broecker*, 1975), de nombreux chercheurs ont commencé à s'interroger sur l'existence avérée ou non d'un « réchauffement climatique ». Aujourd'hui, la communauté scientifique converge vers un consensus et s'accorde pour affirmer que l'avènement de l'ère industrielle il y a deux siècles, a conduit à un réchauffement global non équivoque induit par la pression anthropique sur l'environnement. Les principaux agents mis en cause dans ce réchauffement sont les gaz à effet de serre, CO_2 en tête, et les particules d'aérosols rejetés dans l'atmosphère par les activités humaines. Ces composés modifient de façon complexe l'équilibre radiatif planétaire.

Selon l'*Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)* (2007), la température de surface du globe aurait augmenté de +0.74C au cours du 20ème siècle. Un réchauffement allant de +1.1 à +6.4°C est attendu à l'horizon de 2100. À titre de comparaison la variation de température globale entre le dernier maximum glaciaire et les conditions actuelles correspond à un changement de +5°C échelonné sur plus de 10000 ans, bouleversant de manière absolument massive la géographie planétaire et les conditions de vie sur Terre. Il est alors légitime de se demander quelles conséquences aura une telle transition potentielle appliquée à une humanité de 7 milliards d'êtres humains. Le déplacement des conditions favorables évoluera certainement trop vite pour que des sociétés sédentaires s'adaptent à ce genre de changements sans difficultés. Ainsi, le changement climatique soulève aujourd'hui des questions qui retiennent l'attention du plus grand nombre et sont devenues un enjeu médiatique, économique, politique et social majeur.

Mais plus préoccupantes encore que l'évolution des températures, sont les conséquences du changement climatique sur le cycle de l'eau. En effet dans un climat plus chaud, des bouleversements significatifs des zones de précipitations sont attendus, menaçant ainsi de nombreuses sociétés très dépendantes de ces ressources. Dans ce contexte, l'Afrique Sahélienne apparaît comme une des régions les plus vulnérables face au changement climatique. Une des caractéristiques principales du climat de cette région est le régime de mousson dont la variabilité inter-annuelle est très grande. Ces trente dernières années ont vu un déficit de précipitations s'instaurer qui a mené à une désertification progressive des terres du Sahel jusqu'aux côtes Guinéennes (Fig. 1). Associées à cela, des crises alimentaires et économiques très graves ont touché les pays concernés. Cela a motivé un grand nombre de chercheurs à s'intéresser aux mécanismes plausibles responsables des périodes de sècheresse (*Nicholson*, 1981; *Folland et al.*, 1986; *Lamb*, 1983; *Lamb and Peppler*, 1992; *Fontaine and Janicot*, 1996). Plus récemment, le

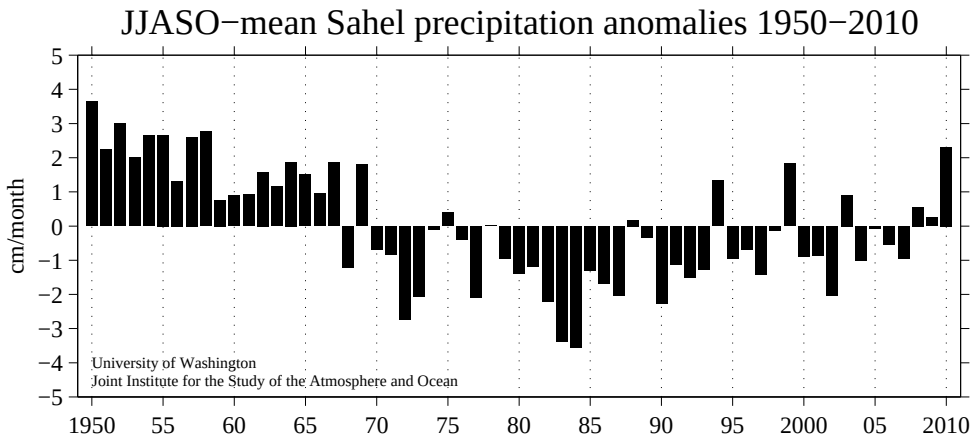


FIGURE 1 – *Écarts à la climatologie des précipitations au niveau de l'Afrique de l'ouest (entre 10N-20N et 20W-10E) entre 1950 à aujourd'hui. D'après les données NOAA NCDC Global Historical Climatology Network data*

programme AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine, *Redelsperger et al.* 2006) a vu le jour dans le but d'étudier la variabilité de la mousson africaine et ses conséquences sur le continent africain (ressources et gestion de l'eau, pratiques agricoles, désertification, comportements sociaux).

Aujourd'hui les raisons expliquant ces anomalies de précipitations sont mieux comprises mais restent encore partielles. De nombreuses études ont mis en avant les rôles de la variabilité de la température de surface de l'océan (*Folland et al.*, 1986; *Giannini et al.*, 2003) et les échanges terre-atmosphère comme par exemple la désertification modifiant l'albédo de surface (*Charney et al.*, 1977; *Zheng and Eltahir*, 1998; *Nicholson and Grist*, 2001; *Xue et al.*, 2004) ou bien encore des téléconnexions avec d'autres modes de variabilité du climat global comme l'oscillation nord atlantique ou la phase El-Niño (*Nicholson and Kim*, 1997). Récemment certains auteurs ont également suggéré un rôle des aérosols sur le climat en Afrique, et plus particulièrement celui des aérosols désertiques (*Nicholson*, 2000; *Prospero and Lamb*, 2003).

En effet, le continent Africain est la première source à l'échelle globale d'aérosols désertiques (*Prospero et al.*, 2002). Les aérosols désertiques, ou poussières minérales, émis en continu tout au long de l'année trouvent leur origine au nord du continent. Ils sont émis naturellement sous l'action érosive du vent sur les surfaces arides. Le continent est aussi le siège d'intenses feux de végétation saisonniers, introduisant dans l'atmosphère de grandes quantités d'aérosols de combustion (*van der Werf et al.*, 2006).

Ces deux types de particules sont susceptibles d'influencer de nombreux processus qui déterminent le climat régional. Tout d'abord, en diffusant et en absorbant le rayonnement électromagnétique solaire et tellurique, elles modifient les échanges d'énergie dans l'atmosphère et en surface (**effets radiatifs directs**). Puisque l'énergie radiative est le moteur qui met en mouvement la machine thermique atmosphérique, l'effet radiatif direct des aérosols impacte en cascade tous les processus de transfert d'énergie dans l'atmosphère. Ainsi les conséquences sont nombreuses et l'atmosphère se comportera différemment en présence ou non de particules d'aérosols. A court terme, une conséquence importante de l'effet direct du point de vue du climat est l'impact sur la formation et/ou le maintien des nuages en réponse aux changements thermodynamiques de l'atmosphère (**effets radiatifs semi-directs**). Enfin le rôle des aérosols en tant que précurseurs dans la formation des nuages permet la nucléation des hydrométéores. Ainsi les aérosols peuvent également influencer le développement et le cycle de vie des nuages au travers

de la microphysique nuageuse (**effets radiatifs indirects**). La quantification de ces différents effets radiatifs nécessite la meilleure connaissance des répartitions spatiales et temporelles des propriétés microphysiques, chimiques et optiques des aérosols.

Ainsi, plusieurs études récentes ont confirmé un lien possible entre les effets radiatifs des aérosols désertiques et les précipitations dans le Sahel (*Miller et al.*, 2004; *Yoshioka et al.*, 2007; *Konare et al.*, 2008; *Solmon et al.*, 2008; *Lau et al.*, 2009; *Sud et al.*, 2009). Bien qu'aucun consensus clair concernant l'effet net des aérosols désertiques sur les précipitations n'ait encore été établi, ces résultats importants mettent en avant le rôle des propriétés optiques des aérosols. En effet, celles ci pilotent l'intensité mais aussi le signe du forçage radiatif que les particules exercent en surface, dans et au sommet de l'atmosphère. L'étude de modélisation de *Solmon et al.* (2008) illustre par exemple que des aérosols désertiques relativement absorbants, peuvent, par leurs effets radiatifs direct et semi-direct, intensifier localement les précipitations au dessus du Sahara tout en diminuant les précipitations au dessus du Sahel pendant la saison des pluies. Par opposition, des aérosols désertiques principalement diffusants conduisent essentiellement à une réduction des précipitations et cela de façon encore plus efficace.

Ces résultats illustrent l'importance de considérer et de mieux quantifier l'absorption par les aérosols et étudier son impact sur la réponse du cycle de l'eau.

Enjeux et Objectifs de la Thèse

Jusqu'à présent la majorité des études climat-aérosols sur la région ouest africaine se sont intéressées au rôle des aérosols désertiques plutôt qu'à celui des aérosols de combustion. A cela deux raisons principales : tout d'abord, les aérosols désertiques sont présents en quantité importante tout au long de l'année mais c'est durant la saison humide que leurs émissions sont les plus intenses et qu'ils dominent la charge totale en aérosol. Ensuite, c'est pendant cette saison que la mousson apporte la majorité des précipitations annuelles sur le Sahel. En revanche, un manque d'études persiste à propos du rôle climatique des aérosols de feux de biomasse dans cette région.

En effet, ces récentes campagnes de terrain effectuées sur l'Afrique de l'ouest (AMMA, DABEX, SAMUM-2) ont clairement montré que les aérosols de feux de biomasse jouent également un rôle majeur dans le bilan radiatif. *Mallet et al.* (2008); *Milton et al.* (2008); *Haywood et al.* (2008) montrent par exemple que durant la saison sèche, les aérosols de feux de biomasse contribuent souvent à hauteur de plus de 50% dans la diminution du rayonnement solaire à la surface par l'ensemble des particules d'aérosols. Il apparaît donc important de considérer le rôle des aérosols de feux de biomasse, en terme de forçage radiatif direct et semi-direct susceptible d'influencer le climat régional. De plus, un résultat important obtenu à l'issue des campagnes AMMA-SOP0/DABEX, concerne la valeur relativement faible ($\sim$ 0.81 à 550 nm) de l'albédo de simple diffusion des aérosols de feux de biomasse (*Johnson et al.*, 2008a). Cette valeur illustre un fort pouvoir absorbant des aérosols de feux qui se démarque d'autres régions du globe ou ce type d'aérosols est généralement plus diffusant (i.e. moins absorbant). Comme mentionné ci-dessus, la réponse climatique au forçage radiatif peut dépendre de ce fait de la quantité en aérosols (traduite par la notion d'épaisseur optique en aérosol) mais aussi de leur manière d'interagir avec le rayonnement (c'est-à-dire leur caractère plus ou moins diffusant ou absorbant, traduit par l'albédo de simple diffusion).

Ainsi, **l'enjeu principal de cette thèse** a consisté à étudier à l'échelle régionale l'impact radiatif et les éventuelles conséquences climatiques de l'aérosol de feux de biomasse en prenant

spécifiquement en compte les propriétés optiques qui le caractérisent dans cette région.

Ces campagnes de terrain ont amené des informations pertinentes à l'échelle locale (super-sites de mesure) et régionale (couverture spatiale des vols avions) ponctuelles dans le temps (échelle de temps des périodes d'observations intensives et des périodes d'observations longues) en ce qui concerne la caractérisation des propriétés d'absorption des aérosols de combustion, dépendantes de leurs caractéristiques microphysiques et chimiques. En parallèle, de nouveaux produits satellites ont vu le jour ces dernières années et ont commencé à fournir des informations sur les propriétés absorbantes des aérosols (et leurs dépendance spectrale) en plus des estimations de l'épaisseur optique. En nous appuyant sur les résultats de ces mesures de terrain et sur ces mesures satellites, nous proposons dans ces travaux d'étudier le forçage radiatif direct et semi-direct et les impacts climatiques associés dus aux aérosols de feux de biomasse en complément des aérosols désertiques. Pour cela, une approche numérique à l'aide du modèle de climat régional RegCM3 a été choisie, en lien avec les observations in-situ obtenues lors de la campagne expérimentale DABEX/AMMA-SOP0 et les mesures satellitaires (PARASOL, MODIS, OMI et MISR).

Un des atouts majeurs de ce type de modèle (*Regional Climate Model*, RCM), en plus d'une meilleure résolution spatiale comparée à un modèle de climat global, réside dans le couplage complet « on-line » du module d'aérosol avec le schéma de transfert radiatif (SW [1] et LW [2]) permettant d'étudier alors finement les rétroactions des aérosols sur le climat dans cette région. En parallèle, notons aussi que ce type de modèle, via le développement de module d'aérosols moins « coûteux » que dans certains modèles de méso-échelle (e.g. WRF-Chem, Meso-NH) permet également d'effectuer des simulations sur des longues périodes de temps, voire d'effectuer des études sur scénarios. Enfin et comme nous le verrons dans le cadre de ce travail, ce type de modèle est particulièrement bien adapté aux campagnes expérimentales (observations sols, aéroportées) générant des jeux de données utilisables pour (1) améliorer certaines paramétrisations utilisées dans un RCM mais aussi (2) pour évaluer les sorties des modèles.

Le premier objectif de ce travail de thèse a consisté à estimer le plus correctement possible, les propriétés optiques des aérosols de feux de biomasse afin de les intégrer au module d'aérosol du modèle RegCM3. Ce travail est un pré-requis indispensable pour étudier par la suite l'impact de ces aérosols sur le bilan radiatif et le climat. Pour cela, nous avons tout d'abord calculé les propriétés optiques des aérosols de feux de biomasse en nous basant sur les données de mesures obtenues lors des campagnes AMMA-SOP0 et DABEX en 2006 en complément des informations issues de la littérature récente. Afin d'évaluer le forçage radiatif du mélange d'aérosols désertiques et d'aérosols de feux de biomasse, nous avons modifié le code optique de RegCM3 permettant de calculer les propriétés optiques des particules pour qu'elles soient directement comparables aux mesures photométriques du réseau AERONET/PHOTON et aux observations satellitaires. Les paramètres spécifiquement modélisés sont : l'épaisseur optique totale de la population d'aérosols ainsi que l'albédo de simple diffusion et le paramètre d'asymétrie tous intégrés sur la colonne atmosphérique. De plus, le profil du coefficient d'extinction des aérosols a également été diagnostiqué pour être comparé aux observations LIDAR. En parallèle de ce travail, certaines simplifications du module d'aérosols ont été opérées dans le but de conduire par la suite des simulations à plus longues échéances (i.e. sur plusieurs années).

Le second objectif de la thèse a consisté à évaluer la performance du module optique du modèle RegCM3 dans cette nouvelle configuration. Pour cela, nous avons tout d'abord simulé la saison sèche 2006, période pour laquelle de nombreuses observations (sols, aéroportées et satel-

1. *Short Wave* : rayonnement visible
2. *Long Wave* : rayonnement infra rouge

lites) sont disponibles et permettent une comparaison directe avec les sorties du modèle. Nous nous sommes focalisés sur l'estimation de la charge atmosphérique en particules par comparaison avec les observations photométriques du réseau AERONET/PHOTON et des observations satellitaires (MODIS,PARASOL,MISR) et leur répartition verticale. Ces premières simulations nous ont alors permis d'estimer le forçage radiatif direct (SW et LW), dû au mélange d'aérosols de feux de biomasse et d'aérosols désertiques, et les taux d'échauffement (SW) exercés par les aérosols en saison sèche.

Enfin, **le troisième objectif de la thèse** a consisté à étudier l'éventuel impact climatique qui résulte des forçages radiatifs (direct et semi direct) exercés par les aérosols de feux de biomasse en complément des forçages radiatifs (direct et semi direct) exercés par les aérosols désertiques. Les principales variables météorologiques étudiées ont été : la température, le bilan d'énergie en surface ainsi que les régimes de précipitations. Dans ce cadre nous avons effectué des simulations à plus longue échéance (entre 2001 et 2006) menées dans la continuité des précédentes simulations. De la même manière, une comparaison des sorties optiques issues de ces simulations à plus longue échéance a été effectuée à l'aide des observations photométriques du réseau AERONET/PHOTON ainsi que de récents produits satellites qui fournissent des informations sur les propriétés absorbantes des aérosols en plus des estimations de l'épaisseur optique (OMI, MODIS-Deep Blue, MISR). Dans le cadre de ce travail, une attention particulière a été portée sur la saison sèche (Décembre-Janvier-Février) correspondant au maximum d'émission de feux de biomasse en Afrique de l'ouest.

Plan de la thèse

Les résultats de ces travaux de thèse sont organisés dans ce manuscrit suivant cinq chapitres qui sont les suivants :

- Le premier chapitre de ce manuscrit introduit les notions générales sur les aérosols atmosphériques utiles à notre étude. Plus particulièrement, nous introduirons les notions concernant les propriétés optiques des particules et présenterons plus en détail les effets radiatifs exercés par les aérosols sur le climat.
- Le deuxième chapitre se focalise sur l'aérosol en Afrique de l'ouest. Nous synthétisons ici les propriétés (physiques, chimiques et optiques) importantes concernant les aérosols désertiques et les aérosols de feux de biomasse nécessaires à la suite de nos travaux.
- Dans le cadre du troisième chapitre, nous introduirons les caractéristiques du modèle de climat RegCM3. Nous détaillerons les principales améliorations apportées au module d'aérosol sur cette région spécifique inspirées par les résultats des campagnes expérimentales (deuxième chapitre). La simulation de la saison sèche 2006 est discutée dans ce chapitre. Nous nous focaliserons sur l'estimation de la charge atmosphérique en particules, leur répartition verticale, le forçage radiatif direct (SW et LW) dû au mélange d'aérosols de feux de biomasse et d'aérosols désertiques, ainsi que les taux d'échauffement (SW) exercés par les aérosols en saison sèche. Dans ce cadre, les mesures expérimentales effectuées au sol (mesures lidar *in-situ* et réseau AERONET/PHOTON) et à bord de l'avion BAE-146 (coll. Met-Office) seront utilisées.
- Le quatrième chapitre s'appuie sur les résultats d'une simulation à plus long terme conduite sur une période de 6 années (2001-2006). Dans ce chapitre, nous discuterons tout d'abord en détail de la comparaison des sorties optiques du modèle RegCM3 avec différents produits satellites. Une attention particulière sera portée sur la notion d'absorption qui est cruciale en terme d'impact climatique. Ensuite, nous présenterons les résultats qui concernent

les impacts climatiques (bilan d'énergie en surface, dynamique atmosphérique et cycle de l'eau) associés aux aérosols de feux de biomasse en plus de celui des aérosols désertiques. Pour cela, nous nous concentrerons sur la saison sèche où les deux espèces coexistent dans l'atmosphère ouest africaine.

- Le chapitre de conclusion résumera l'ensemble des principaux résultats obtenus et discutera des limites et des perspectives à apporter à ce travail.

1

Caractéristiques générales sur les aérosols atmosphériques

Sommaire

1.1 Notions fondamentales **9**
1.1.1 Les sources et les flux de particules d'aérosols à l'échelle globale 9
1.1.2 La composition chimique des particules d'aérosols 11
1.1.3 Mélange des particules d'aérosols 13
1.1.4 Granulométrie des aérosols 14
1.1.5 L'évolution des populations d'aérosols 15
1.2 Interaction des aérosols avec le rayonnement **17**
1.2.1 L'équation fondamentale du transfert radiatif 18
1.2.2 L'atténuation du rayonnement par des particules : Diffusion de Mie . . . 18
1.2.3 Indice de réfraction complexe des aérosols 20
1.2.4 Les propriétés optiques 22
1.2.5 Dépendance spectrale des propriétés optiques 27
1.3 Les impacts radiatifs des particules d'aérosol **29**
1.3.1 Effets radiatifs directs 30
1.3.2 Effets radiatifs semi-directs 35
1.3.3 Effets radiatifs indirects 37

Nous présentons dans ce premier chapitre les propriétés essentielles à nos travaux (physiques, chimiques et optiques) concernant les aérosols atmosphériques. Nous introduisons par la suite les concepts utiles pour décrire les trois types de forçage radiatif exercés par les aérosols, lesquels seront discutés plus en détail à la fin de ce chapitre, et plus particulièrement celui qui concerne notre étude, **l'effet radiatif direct** et ses conséquences sur la thermodynamique de l'atmosphère (**effet semi-direct**).

1.1 Notions fondamentales

Bien que l'atmosphère terrestre se compose principalement de gaz, les aérosols jouent un rôle significatif sur celle ci. En raison de leur courte durée de vie et des nombreuses interactions qu'ils subissent dans la troposphère, leurs concentrations et leurs propriétés (physiques, chimiques, optiques, ...) à l'échelle globale sont mal connues. Pourtant, les aérosols possèdent des effets environnementaux importants qui sont bien connus : ils présentent un risque de santé publique quand les concentrations sont élevées comme parfois observées en milieu urbain à proximité des sources. Ils diffusent et absorbent le rayonnement, ce qui limite la visibilité mais aussi influence directement le climat de la Terre. En agissant sur la formation des nuages, ils exercent aussi une influence indirecte sur le climat planétaire. Les aérosols prennent également place dans de nombreux processus de chimie atmosphérique. Ils jouent aussi un rôle dans la fertilisation des écosystèmes ou encore en servant de vecteur à la transmission de certaines maladies. Toutes ces raisons font qu'il est aujourd'hui nécessaire de mieux caractériser les concentrations et les propriétés des aérosols atmosphériques.

Par définition, les aérosols sont les particules liquides ou solides en suspension dans l'air (exception faite des hydrométéores). Leurs diamètres typiques couvrent quatre à cinq ordres de grandeur (*Seinfeld and Pandis*, 2006), de quelques nanomètres à quelques dizaines de micromètres (cf. section 1.1.4). Ils présentent un large éventail de compositions chimiques et de formes, qui dépendent de leurs origines et de leur évolution dans l'atmosphère. Dans de nombreux domaines, les aérosols d'environ 0.05 à 10 µm de diamètre présentent le plus grand intérêt. Par exemple, c'est pour cette gamme de taille que les particules interagissent le plus efficacement avec le rayonnement électromagnétique solaire et tellurique.

1.1.1 Les sources et les flux de particules d'aérosols à l'échelle globale

Les aérosols peuvent être d'origine naturelle ou humaine. Dans les deux cas on peut séparer les particules primaires formées directement à l'émission des particules secondaires qui elles se forment dans l'atmosphère à posteriori de l'émission, sous l'effet de processus photochimiques et thermodynamiques.

À l'échelle globale, de nombreuses estimations des émissions de particules ont été faites en prenant en compte leur origine (anthropique ou naturelle) ou leur mode de formation (primaire ou secondaire) (cf. Tab. 1.1). Une information importante issue de ces estimations est la disproportion entre les émissions naturelles (90-95%) et les émissions anthropiques (5-10%). Cette différence est essentiellement due à la production des sels de mer et des poussières minérales. La contribution des activités anthropiques au cycle des aérosols est relativement faible, environ 5-10% de la masse d'aérosols émise. Pourtant cette vision est trompeuse. En effet, les activités anthropiques sont responsables de 70% à 90% de la concentration en nombre des aérosols émis dans l'atmosphère (*Delmas et al.*, 2005).

Source	Global
Aérosols primaires	
- *Carbone suie*	
Issus des combustibles fossiles	2-8
Issus des feux de biomasse	3-14
- *Carbone organique*	
Issus des combustibles fossiles	1-5
Issus des feux de biomasse	16-72
- *Poussières désertiques*	1000-3000
- *Poussières industrielles*	40-130
- *Sels marins*	1000-6000
Aérosols secondaires	
- *Sulfates*	
Issus de SO_2 anthropiques	66-90
Issus du dimethyl sulfide	17-24
Issus des volcans	6-9
- *Nitrates*	
Issus des NO_x anthropiques	10-19
Issus des NO_x biogéniques	2-8
- *Carbone organique*	
Issus des COV anthropiques	0.3-1.8
Issus des COV biogéniques	8-40
Pourcentage des sources anthropiques	$\simeq$ 5-10 %
Pourcentage des sources anthropiques	$\simeq$ 90-95 %

TABLE 1.1 – *Estimation des émissions annuelles (en Tg/an) des principaux types d'aérosols (sources IPCC 2001,2007). D'après Péré (2010)*

En Afrique, région d'intérêt de notre étude, les émissions de gaz et d'aérosols sont fortement liées à l'activité humaine. Par exemple, les feux de savane et d'écosystèmes forestiers, en détruisant la biomasse, deviennent la principale source de pollution atmosphérique gazeuse et particulaire de la région (*Hao et al.*, 1996; *Liousse et al.*, 2004), en émettant environ 700 Tg de Carbone par an dans l'atmosphère (c'est-à-dire environ 20% du bilan global). D'autre part, les aérosols d'origine désertique qui représentent la seconde source mondiale en masse d'aérosols (2000 $Tg.an^{-1}$) à hauteur de 36% de la masse totale d'aérosols (*Andreae and Crutzen*, 1997; *Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*, 2001) [1] sont très présents en Afrique. En effet, le continent Africain, avec près de 50% des émissions globales d'aérosols désertiques en provenance majoritairement du Sahara (entre 500 et 1000 $Tg.an^{-1}$), est la principale source à l'échelle globale (*Goudie and Middleton*, 2001; *Zender et al.*, 2004; *Mahowald et al.*, 2005).

- **Aérosols primaires** : Une fraction importante de ces aérosols est d'origine naturelle (cf. Tab. 1.1). Parmi les principales sources on retrouve les poussières désertiques (*Prospero et al.*, 2002), les sources biogéniques (débris végétaux, pollen, ...), les embruns marins *DeLeeuw et al.* (2011) et les cendres issues de l'activité volcanique (*Stohl et al.*, 2011) et des feux de forêts (*Andreae*, 1991; *Liousse et al.*, 2004; *Roy et al.*, 2008). Les cendres sont des résidus solides d'une matière consumée qui sont entraînées par les gaz et la dynamique de combustion. Les aérosols primaires sont produits principalement par des processus mécaniques. Ces processus mis en jeu sont des processus d'arrachement, d'abrasion, d'érosion liés à des phénomènes éoliens, de

1. 1 $Tg = 10^{12}$ *grammes* = 10^6 *tonnes*

frottement ou de combustion. L'abondance naturelle de ces types d'aérosols peut être modifiée par les activités humaines. Par exemple, l'exploitation intensive des sols, expose et sensibilise de plus grandes surfaces de terre à l'action du vent, ce qui accroît la quantité de poussières émises dans l'atmosphère (*Ginoux et al.*, 2010). Les aérosols primaires d'origine anthropique tels que le carbone suie, le carbone organique ou les poussières industrielles (contenant des métaux traces) résultent principalement de processus de combustion (industrielle, domestique, feux de biomasse), du transport, de l'agriculture (*Hiranuma et al.*, 2011) ou des chantiers de construction. A l'échelle globale, les feux de végétation représentent environ 18% des sources d'aérosols anthropiques primaires mais en Afrique c'est près de 80% des aérosols anthropiques qui sont émis par ces pratiques (*Andreae*, 1991).

- **Aérosols secondaires** : Les aérosols secondaires inorganiques (sulfates, nitrates, ammonium) ou organiques sont formés à partir de processus de conversion gaz-particules au travers des phénomènes de nucléation, condensation ou adsorption (cf. section 1.1.5) ou par réactions en phase aqueuse par l'intermédiaire des gouttes d'eau nuageuses. La nucléation est un mécanisme générant de petits « noyaux » d'une phase gazeuse ou liquide, dans une phase solide ou liquide. Il s'agit du mécanisme de base de la formation de nouvelles particules dans l'atmosphère. Les particules ainsi formées sont plus fines et plus nombreuses que les particules primaires. Les gaz précurseurs peuvent provenir d'émissions par le sol (par exemple suite à l'utilisation d'engrais), par la végétation (Composés Organique Volatiles biogéniques comme les terpènes et l'isoprène), par les écosystèmes océaniques (par exemple le di-méthyl sulfate émis par le phytoplancton *Charlson et al.* 1987) ou par les activités humaines (combustions de combustibles fossiles au travers de la production d'énergie, du transport, des activités industrielles, etc). Les aérosols sulfatés représentent près de 88% des aérosols secondaires anthropiques. On a ainsi observé en Chine, région pour laquelle le développement économique et industriel a été fulgurant, que la principale source de production d'énergie électrique qui repose sur le charbon produit d'importants rejets de dioxyde de soufre. Ces gaz forment par la suite des quantités importantes d'aérosols sulfatés qui ont des impacts environnementaux significatifs, pouvant potentiellement expliquer la diminution de la température de surface observée dans la région au cours de ces cinquantes dernières années malgré un contexte de réchauffement climatique global (*Qian et al.*, 2007).

Les aérosols primaires sont de taille généralement supérieure au micromètre (µm) lorsqu'ils sont produits mécaniquement et inférieure au µm lorsqu'ils sont issus de processus de combustion. L'image satellite composée à partir des données du spectro-radiomètre satellitaire MODIS (Figure 1.1), centrée sur l'Afrique, illustre l'importance du mélange des aérosols primaires de grande taille (poussières désertiques, sel marins) avec les aérosols de feux de biomasse plus fins. Les aérosols secondaires, qui sont issus de la transformation en particules de substances émises dans l'atmosphère sous forme gazeuse, sont généralement de taille sub-micronique.

La multiplicité des sources, à la fois naturelles (volcaniques, biologiques, désertiques, embruns marins) et humaines (combustions, poussières industrielles, émissions agricoles) induit une très grande diversité de leurs compositions chimiques et par extension de leur propriétés microphysiques et optiques.

1.1.2 La composition chimique des particules d'aérosols

La composition chimique de ces aérosols est directement liée à la composition des substrats à partir desquels ils sont produits mais également des transformations qu'ils subissent dans l'atmosphère. Les travaux de *Clain* (1995) illustrent bien la difficulté de connaître la composition

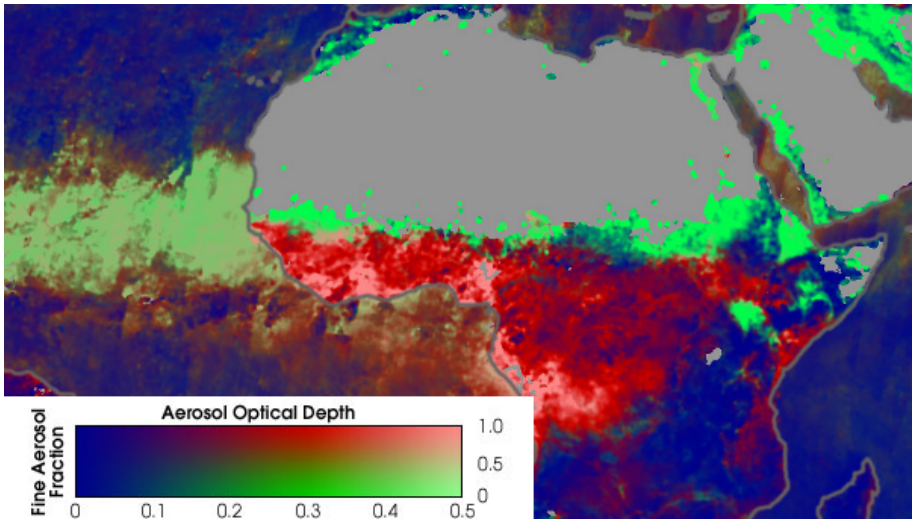


FIGURE 1.1 – *Épaisseur optique (à 550 nm) observé par le capteur MODIS le 25 mai 2002. L'épaisseur optique est coloré en vert lorsque la contribution des particules du mode grossier domine, et en rouge pour les particules du mode fin. Le bleu correspond à une atmosphère sans aérosol. On distingue donc en vert l'export d'aérosol désertique vers l'atlantique et en rouge les aérosols de pollution et de feux de biomasse. Adapté de http ://earthobservatory.nasa.gov*

chimique de l'aérosol puisque des milliers de composés peuvent être identifiés. Les principales espèces chimiques constitutives de l'aérosol sont décrites ici :

- **Le carbone suie** : substance noirâtre particulièrement riche en carbone peu réactive chimiquement. Il correspond au composé le plus dégradé à l'issue d'un processus de combustion. Ce sont les composés atmosphériques les plus absorbants du rayonnement solaire visible (cf. section 1.2.3).

- **Les carbones organiques primaires et secondaires** : Le carbone organique (OC) peut être émis directement dans l'atmosphère par des sources d'origines anthropiques (combustion incomplète des dérivés du pétrole, de bois, d'ordures ménagères, de cuisson de viandes, etc.) ou naturelles (abrasion des feuilles par le vent). Mais il peut aussi être formé par nucléation ou condensation des produits de dégradation photochimique des composés organiques volatils (COV). On parle alors d'aérosol organique secondaire (SOA). Ces COV peuvent provenir de la végétation (terpènes, limonène, etc.) ou être issus de sources anthropiques (benzène, toluène, etc.).

- **Les poussières et les sels marins** : Les poussières peuvent être d'origines naturelles (érosion des sols, aérosols désertiques) ou anthropiques (usure des pneus, cimenteries, etc.). Les poussières minérales anthropiques ont pour principale origine l'agriculture (moissonnage, labourage, accroissement des terres de pâturages), l'industrie (production et transport du ciment) et la modification de la surface des grands plans d'eau (par exemple les mers d'Aral et Caspienne, le lac Owens, ...). L'émission de ces aérosols est principalement fonction du vent à la surface. Concernant la composition des aérosols minéraux, elle est principalement dictée par la composition des sols d'où ils sont soulevés. On identifie principalement des particules constituées d'argiles (illite, kaolinite, chlorite), de feldspaths, de quartz, de calcite et d'oxydes de fer (hématite,goethite). Ce sont des matériaux à forte teneur en silicium, aluminium, calcium et fer (*Schütz and Rahn*, 1982; *Schütz and Sebert*, 1987; *Marticorena et al.*, 1997a; *Chou et al.*, 2008; *Reid et al.*, 2003a; *Lafon et al.*, 2006; *Otto et al.*, 2007; *Kandler et al.*, 2009)

- **L'ammonium** est issu de la condensation de l'ammoniaque émis principalement par les activités agricoles.

- **Les sulfates** : sont des particules d'acide sulfurique neutralisées partiellement ou totalement par de l'ammoniac, qui se présentent sous forme de gouttes liquides ou partiellement cristallisées. Cette espèce se forme essentiellement en phase aqueuse par condensation d'acide sulfurique, mais peut apparaître sous forme de particules lorsque les gouttelettes s'évaporent sans précipiter.

- **Les nitrates** : Les nitrates se forment à partir d'acide nitrique. L'acide nitrique a deux voies de formation privilégiées. D'une part, il apparaît en phase gazeuse, et d'autre part, en phase hétérogène sur les particules ou les gouttelettes d'eau nuageuse. Cette dernière est particulièrement importante l'hiver. L'ammoniaque est une base qui va neutraliser une partie de l'acide nitrique pour former du nitrate d'ammonium particulaire selon la température et l'humidité relative ambiantes.

- **L'eau** : La présence d'eau dans les particules dépend de la température ambiante, de l'humidité relative et de la composition des particules. Certains sels comme le nitrate d'ammonium ou le sulfate d'ammonium ont une hygroscopicité (affinité à l'eau) particulièrement élevée et peuvent fixer une quantité d'eau importante. Au contraire, les aérosols désertiques ou le carbone suie ont une hygroscopicité faible et ne captent pas efficacement l'eau. Cependant, lors de leur transport, les aérosols peuvent subir différents processus comme l'évaporation de pluies sulfatées (*Wurzler et al.*, 2000; *Formenti et al.*, 2003a), la coagulation avec des particules de sulfate, l'oxydation du SO_2 (*Levin et al.*, 1996), des réactions acido-basiques (*Laskin et al.*, 2005). Ces processus engendrent la formation d'une pellicule de surface de matière soluble (sulfate, nitrate et chlorure) autour des particules d'aérosols (*Levin et al.*, 1996; *Yin et al.*, 2002; *Trochkine et al.*, 2003; *Crumeyrolle*, 2008; *Solmon et al.*, 2009) augmentant ainsi leur hygroscopicité. Les aérosols issus de la combustion de biomasse (mélange de carbone suie, de carbone organique et d'autres espèces inorganiques) ont quant à eux une bonne hygroscopicité. Ainsi ils peuvent être des noyaux de condensation nuageuse (CCN) efficaces (*Cachier and Ducret*, 1991).

1.1.3 Mélange des particules d'aérosols

Une fois la composition chimique de la population d'aérosols connue, il est difficile d'imaginer comment les composés sont répartis ou mélangés au sein d'une particule d'aérosols. Ainsi, au cours du transport atmosphérique, les aérosols vieillissent et peuvent se retrouver sous forme

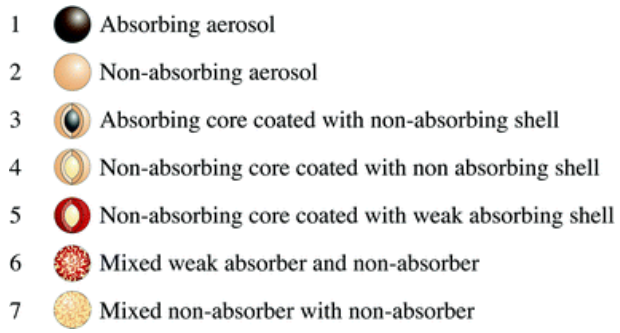


FIGURE 1.2 – *Représentation des différents état de mélange des aérosols atmosphériques. (1) et (2) représentent l'aérosol en mélange externe, (3) à (5) le mélange en textitcore/shell pour différents types de composés chimiques enrobés, et (6) et (7) représentent le mélange interne homogène. Lang-Yona et al. (2010)*

de mélanges complexes de différents composés chimiques (Fig 1.2). Près des sources d'émissions, des études ont montré que les espèces chimiques étaient généralement séparées les unes des autres, formant un mélange dit externe (*Chow et al.*, 2004; *Mallet et al.*, 2004). Cependant, cette configuration va généralement évoluer avec le temps car les particules peuvent interagir entres elles ou avec une phase gazeuse pour favoriser un mélange partiel ou total des différents constituants. On parle alors de mélange interne (*Lesins*, 2002; *Péré et al.*, 2009). Par exemple, on peut observer des particules formées d'un cœur de carbone suie, de poussière désertique ou de sel de mer, enrobées de carbone organique, de sulfates ou de nitrates. Trois approches théoriques de la notion de mélange sont considérées à l'heure actuelle :

- **Le mélange dit externe** : suppose que chaque particule de la population n'est constituée que d'un seul composé chimique. Le mélange des composés chimiques se fait donc au sein de la population d'aérosols et non au sein d'une même particule.
- **Le mélange dit interne** : suppose que, pour une particule d'un diamètre donné pour lequel on connaît les teneurs des différents composés chimiques, ces derniers sont mélangés de façon homogène au sein du volume de la particule.
- **le mélange dit « core/shell »** : suppose que, pour une particule d'un diamètre donné pour lequel on connaît les teneurs des différents composés chimiques, ces derniers forment un à un, un cœur puis une succession de couches additionnelles

La composition chimique des composés qui forment une particule d'aérosol va conditionner son interaction avec le rayonnement. En effet l'indice de réfraction complexe (cf. section 1.2.3) qui caractérise la diffusion et l'absorption d'une onde électromagnétique avec un milieu diélectrique dépendra de la structure de la particule mais aussi de la nature chimique des espèces qui la forment. Ainsi, suivant l'état de mélange des espèces, l'indice de réfraction des aérosols évolue (*Lesins*, 2002; *Bond et al.*, 2006; *Péré et al.*, 2009) et avec cela leurs impacts radiatifs (section 1.3.1).

De nombreuses études ont évalué l'impact du mélange sur les propriétés optiques des aérosols (*Fuller et al.*, 1999; *Lesins*, 2002; *Reid et al.*, 2005; *Péré et al.*, 2009). En règle générale, pour une composition chimique donnée, il apparaît que le mélange dit externe des espèces est la configuration où l'absorption du rayonnement est la moins efficace. Le mélange interne homogène est plus absorbant que le mélange externe. La configuration intermédiaire correspond au mélange interne structuré en *core/shell*. Les travaux de *Mikhailov et al.* (2006); *Schwarz et al.* (2008); *Oshima et al.* (2009) suggèrent que le *coating* d'un cœur de carbone suie par d'autres espèces peut favoriser sa capacité d'absorption, de +30% à +100%. Cependant, *Lack and Cappa* (2010) notent que l'augmentation de l'absorption du cœur n'est possible que si les espèces de l'enveloppe (*shell*) ne sont que peu ou pas absorbantes. Dans le cas contraire, l'absorption du cœur peut être diminuée.

L'état de mélange des composés chimiques qui forment les particules d'une population d'aérosols est un donc paramètre clef pour l'étude des interactions aérosols-climat puisqu'il va moduler les propriétés hygroscopiques et optiques des aérosols.

1.1.4 Granulométrie des aérosols

La diversité des sources et des mécanismes de formation des aérosols génère une population de particules de tailles diverses. Une fois dans l'atmosphère, la distribution en taille d'une population de particules d'aérosols continue d'évoluer suivant les réactions physico-chimiques

(nucléation, coagulation et condensation) et les mécanismes de dépôt affectant les aérosols (décrits dans la section 1.1.5). Ainsi, d'après *Seinfeld and Pandis* (2006) et *Whitby* (1978), la granulométrie des aérosols couvre une très large gamme de tailles, du nanomètre jusqu'au dixième de millimètre. La taille des particules gouverne leur temps de résidence dans l'atmosphère (le dépôt) et aussi leurs interactions. La distribution en taille des particules est donc comme nous le verrons par la suite une information pertinente sur la population d'aérosol concernant leur interaction avec le climat.

On observe généralement une distribution multi-modale des populations d'aérosols (*Junge*, 1963; *Whitby*, 1978) (schématisé sur la Fig. 1.3). D'après *Jaenicke* (1993), les distributions granulométriques des aérosols peuvent être décrites par des lois log-normales. Un des avantages de ces distributions réside dans le fait qu'elles sont directement généralement utilisées pour décrire la taille des particules dans les modèles. Les populations d'aérosols comportent classiquement trois modes :

- **un mode de nucléation** : constitué de particules ultra-fines (diamètres inférieurs à 0.1 µm), les particules d'Aïtken, issues de la condensation de gaz. Le nombre de ces particules est très élevé pour une contribution massique relativement faible. Généralement ce mode ne subsiste pas longtemps dans l'atmosphère, car les particules vont rapidement atteindre le mode d'accumulation suivant les processus de condensation et/ou coagulation.
- **un mode d'accumulation** : avec des diamètres compris entre 0.1 et environ 2.5 µm qui résulte du grossissement de petites particules ou de l'évaporation de grosses particules. Les particules de ce mode possèdent une durée de vie dans l'atmosphère relativement élevée. Ce sont elles qui sont les plus actives du point de vue radiatif.
- **un mode grossier** : avec des diamètres supérieurs à 2.5 µm. Ces particules proviennent essentiellement de processus mécaniques tel l'érosion des sols, les sels de mer, les émissions par les plantes ou les volcans.

Au cours de leur transport, les aérosols subissent de multiples interactions. Ainsi, la distribution en taille apporte des informations importantes sur l'évolution d'une population d'aérosols. Concernant la problématique des effet radiatifs directs (cf. section 1.3.1), il est important de connaître la granulométrie des aérosols car ces derniers n'interagissent pas de la même façon avec le rayonnement suivant leurs tailles. En effet, comme nous le verrons (section 1.2.2), les propriétés optiques d'une particule d'aérosol sont fonction de la taille de la particule et de la longueur d'onde du rayonnement considérée. La distribution granulométrique des populations d'aérosols est donc un paramètre majeur (*Patterson*, 1981; *Tegen and Lacis*, 1996; *Otto et al.*, 2007; *Chou et al.*, 2008; *McConnell et al.*, 2008). De la même manière, on peut aussi noter que l'impact sanitaire des aérosols dépend lui aussi de la taille des particules d'aérosols puisque elle contrôle leurs propriétés aérodynamiques, et donc leur inhalation potentielle.

1.1.5 L'évolution des populations d'aérosols

Les aérosols peuvent subir des changements relatifs à leur taille et/ou leur composition (on parle de vieillissement), au travers de divers processus tels que la condensation ou l'évaporation d'espèces gazeuses en surface des particules, des réaction chimiques, la coagulation avec d'autres particules, ou bien encore par l'activation en noyaux de condensation pour former des gouttelettes de nuages, de brouillard ou des particules de glace.

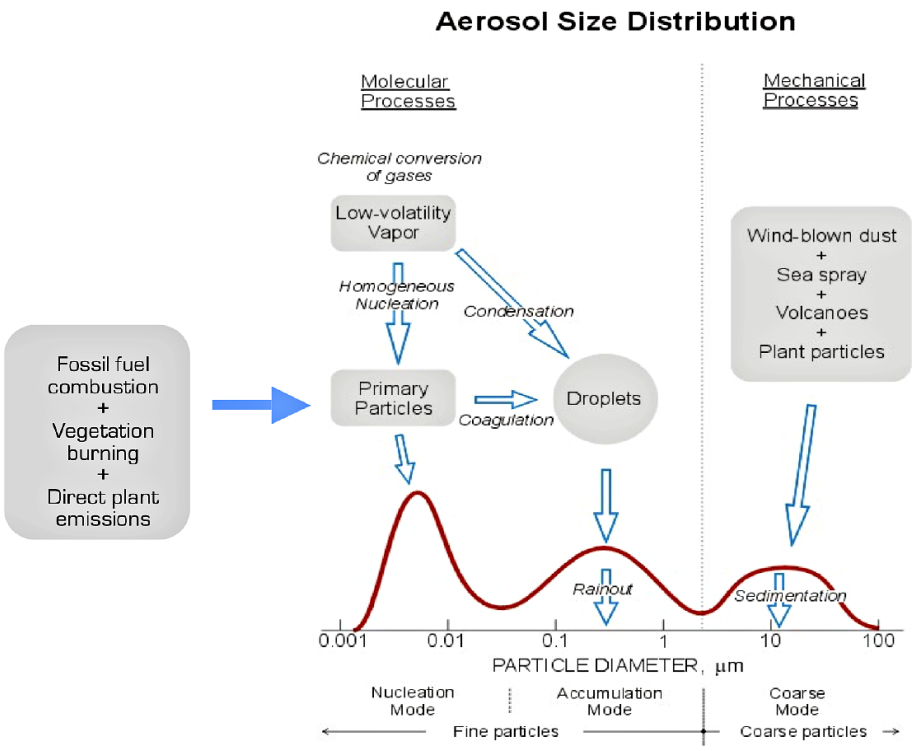


FIGURE 1.3 – *Schématisation de la distribution en taille d'une population d'aérosols incluant les processus de formation et de déposition associés à chaque mode. D'après Seinfeld and Pandis (2006)*

Enfin, une fois en suspension, tous les aérosols sont susceptibles de retourner à la surface terrestre, par les processus de dépôt sec et de dépôt humide. En règle générale, les aérosols troposphériques ont un temps de résidence dans l'atmosphère relativement court (de l'ordre de quelques jours à une à deux semaines). Cette particularité, ajoutée à la très grande hétérogénéité des sources d'aérosols, conduit à une distribution temporelle et spatiale fortement non uniforme à l'échelle globale (*Seinfeld and Pandis*, 2006).

- **Le dépôt humide des aérosols** :

Le dépôt humide fait référence aux voies de dépôt impliquant les précipitations nuageuses. Ce sont principalement les voies de dépôt par *précipitations* et par le *lessivage* sous et intra-nuage. Lorsque les gouttelettes d'eau nuageuses atteignent des tailles suffisantes pour sédimenter, les particules d'aérosols qui ont servi de noyaux de condensation nuageux sont déposées au sol par les précipitations. Le lessivage par les pluies correspond quant à lui à la capture par les gouttes de pluies de particules d'aérosol interstitielles ou situées sous un nuage précipitant.

- **Le dépôt sec des aérosols** :

Une description simple des forces agissant sur la particule dans un fluide est donnée par le théorème fondamental de la gravitation de Newton en équilibre avec l'équation de Stokes qui prend en compte la viscosité du fluide, l'entraînement et la vitesse de la particule (Eq. 1.1).

$$\frac{g\pi D_p^3(\rho_p - \rho_a)C_c}{6} = 3\pi\eta_a D_p v_{gp} \tag{1.1}$$

$g = 9.81 m.s^{-2}$: accélération de la pesanteur
D_p : Diamètre de la particule
ρ_p *et* ρ_a : masse volumique de la particule et de l'air

C_c : Coefficient cinétique de glissement
v_{gp} vitesse gravitationnelle de la particule
η : viscosité du d'air

Ainsi suivant la taille de l'aérosol, la solution à l'équation 1.1 donne lieu à deux voies de dépôts possibles : La *sédimentation gravitationnelle* et le *dépôt par diffusion*. Ce sont les voies de dépôt sec qui permettent le dépôt des particules directement à la surface sans l'aide des précipitations. La sédimentation est le plus simple des procédés de dépôt. Il correspond à la chute des particules par gravité. Le dépôt turbulent correspond au mécanisme de diffusion brownienne et turbulente. Le *dépôt par diffusion* est plus efficace pour les particules du mode fin tandis que le dépôt par *sédimentation* affecte essentiellement les particules du mode grossier. En effet, les grosses particules sédimentent rapidement, ainsi leur durée de vie est relativement courte (au maximum quatre à cinq jours, *Schütz* 1980; *Schütz and Jaenicke* 1981).

- **Le vieillissement des espèces** :

Les mécanismes de dépôt sec décrits précédemment sont très efficaces pour le dépôt des particules grossières. L'évolution des particules fines est principalement contrôlé par l'ajout de matière secondaire au travers de processus de nucléation hétérogène (acides, gaz à faible tension de vapeur saturante, etc., *Tulet et al.* 2005), de coagulation/adsorption de particules plus fines, et des réactions chimiques en phase aqueuse au sein des nuages (*Seinfeld and Pandis*, 2006).

La coagulation est l'adhésion de deux particules. Elle résulte de la collision de deux particules qui entrent en contact par diffusion brownienne ou sous l'effet d'une force (e.g. électrostatique) (*Seinfeld and Pandis*, 2006). La coagulation est renforcée avec le cisaillement qui renforce la turbulence, ce qui induit un mouvement de particules relativement rapide.

La nucléation hétérogène quant à elle, se produit tant que la pression partielle d'un composé en phase gazeuse est supérieure à la pression de vapeur saturante de ce composé dans l'aérosol. La croissance de la particule continuera par la condensation de l'espèce autour de l'aérosol existant. La situation inverse est possible (évaporation). Ce processus permet aux particules de grossir pour quitter le mode de nucléation (cf. section 1.1.4).

Lorsqu'une particule est incorporée dans une gouttelette d'eau nuageuse, elle peut subir des réactions chimiques en phase aqueuse. En raison de la plus grande surface de la gouttelette d'eau, sa réactivité chimique est plus élevée que pour un noyau de condensation. Si une gouttelette d'eau nuageuse qui a subi des réactions chimiques s'évapore, la particule d'aérosols ayant servi à sa formation en tant que noyaux de condensation, peut être considérablement modifiée. Les aérosols en phase aqueuse sont contenus dans le mode d'accumulation.

1.2 Interaction des aérosols avec le rayonnement

Ces travaux de thèse se focalisent principalement sur le forçage radiatif lié aux effets directs et semi-direct des aérosols (section 1.3), c'est-à-dire à l'interaction (diffusion et absorption) du rayonnement électromagnétique avec les particules d'aérosols ainsi que les nombreuses conséquences thermodynamiques associées qui vont influencer le climat et le cycle de l'eau. Ces interactions se formalisent dans le cadre du transfert radiatif que l'on présente dans la section suivante.

1.2.1 L'équation fondamentale du transfert radiatif

Le transfert radiatif décrit l'évolution du rayonnement en interaction avec le milieu qu'il traverse (*Liou*, 1992). Cette évolution est caractérisée par les variations d'une grandeur conservative, la luminance, L (également appelée *radiance* dans la littérature anglophone). La luminance spectrale $L(\lambda, \Omega)$ (exprimée en $[W.m^{-2}.sr^{-1}]$) est l'énergie du rayonnement à la longueur d'onde $\lambda + d\lambda$ reçue (ou émise) par unité de surface $d\Sigma$, de temps et d'angle solide $d\Omega(\theta, \phi)$ depuis (ou dans) la direction (θ, ϕ). L'évolution de L dans l'atmosphère pendant sa propagation dépend des propriétés optiques du milieu.

L'équation fondamentale du transfert radiatif décrit l'évolution de la luminance spectrale. C'est une équation faisant partie de la famille des équations de transport (i.e. cinétiques, Boltzmann). Dans le cadre du transfert radiatif, les particules transportées sont les photons. Comme les photons n'interagissent pas entre eux, seules les interactions entre les photons du flux et la matière dans laquelle ils se propagent sont à prendre en compte. Dans le cas de l'atmosphère, il s'agira des interactions avec les molécules de gaz, particules d'aérosol et les hydrométéores.

L'équation fondamentale du transfert radiatif tridimensionnel permet le calcul de la luminance $L_\lambda(\vec{r}, \Omega)$ issue du volume élémentaire, à la position $\vec{r} = (x, y, z)_{R_0}$ et qui repart dans la direction $\Omega(\theta, \phi)$. Son expression en régime stationnaire est :

$$\frac{-1}{\sigma_{ext}}(\Omega.\nabla)L_\lambda(\vec{r}, \Omega) = L_\lambda(\vec{r}, \Omega) - J_\lambda(\vec{r}, \Omega) \tag{1.2}$$

$$\begin{aligned} avec\ J_\lambda(\vec{r}, \Omega) = \frac{\omega_0}{4\pi} F_0 P_\lambda(\vec{r}, \Omega_0, \Omega) e^{-\tau/cos(\theta_0)} + (1 - \omega_0) B_\lambda(T) \\ + \frac{\omega_0}{4\pi} \int_{4\pi} L_\lambda(\vec{r}, \Omega') P_\lambda(\vec{r}, \Omega', \Omega) d\Omega' \end{aligned} \tag{1.3}$$

Le premier terme de l'équation 1.3 correspond à la contribution du flux incident F_0 diffusé dans la direction $\Omega(\theta, \phi)$. Le facteur $e^{-\tau/cos(\theta_0)}$ représente l'atténuation que subit le flux solaire arrivant dans une direction $\Omega_0(\theta_0, \phi_0)$ (loi de Beer-Lambert) en traversant les couches atmosphériques. Le second terme représente la contribution de l'émission thermique (loi de Planck) à la position $\vec{r}$. Le troisième terme représente la contribution de la diffusion multiple provenant de toutes les directions de l'espace $\Omega'(\theta', \phi')$ et repartant dans la direction $\Omega(\theta, \phi)$.

La fonction de phase $P_\lambda(\vec{r}, \Omega', \Omega)$ et les paramètres τ, ω_0 et σ_{ext} dépendent intrinsèquement des constituants qui forment le milieu en interaction avec le rayonnement. Ainsi, afin d'estimer l'effet des aérosols sur le rayonnement électromagnétique, il s'agit alors de correctement spécifier ces propriétés optiques pour résoudre l'équation du transfert radiatif.

1.2.2 L'atténuation du rayonnement par des particules : Diffusion de Mie

Quand un photon interagit avec une particule d'aérosol, il est soit diffusé soit absorbé. Pour quantifier ces deux phénomènes, on définit la section efficace d'extinction (σ_{ext}) comme la somme de la section efficace de diffusion (σ_{diff}) et de la section efficace d'absorption (σ_{abs}) :

$$\sigma_{ext} = \sigma_{diff} + \sigma_{abs} \tag{1.4}$$

Pour une particule sphérique de rayon r, les sections efficaces d'extinction, d'absorption et de diffusion s'écrivent comme le produit des coefficients d'extinction Q_{ext}, d'absorption Q_{abs} et de diffusion Q_{diff}, avec la surface géométrique respective de la particule :

$$\sigma_{ext,abs,diff} = \pi.r^2.Q_{ext,abs,diff} \tag{1.5}$$

La section efficace d'extinction traduit l'énergie qu'intercepte une particule. Elle dépend du rayon r de la particule, de l'indice de réfraction complexe, $\underline{m}$, et de la longueur d'onde λ du rayonnement électromagnétique qui interagit avec elle.

L'anisotropie de la diffusion est caractérisée par le paramètre d'asymétrie g^*. Il vaut 1 lorsque toute l'énergie est diffusée vers l'avant, -1 vers l'arrière et 0 si la diffusion est isotrope. Il est défini à partir de la fonction de phase $P_\lambda(\Omega', \Omega)$, fonction qui donne la probabilité qu'un photon incident dans la direction $\Omega(\theta, \phi)$ soit diffusé dans la direction $\Omega'(\theta', \phi')$. Compte tenu de la symétrie sphérique de la particule, la fonction de phase ne dépend que de la différence $\Theta = \theta - \theta'$, appelé angle de diffusion. Le paramètre d'asymétrie g^* pour une particule est donné par :

$$g^*(\lambda) = \frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} P_\lambda(\Theta) \cos(\theta)\, d\Omega \tag{1.6}$$

L'interaction entre la particule et le rayonnement est de nature électromagnétique et est régie par les équations de Maxwell (1865). On distingue trois régimes de diffusion :

- Si la taille de la particule est petite devant la longueur du rayonnement, on peut assimiler la particule à un dipôle électrique. On montre que la puissance diffusée est proportionnelle à λ^{-4}, et faiblement dépendante de l'angle de diffusion ; on parle alors de la diffusion de Rayleigh.
- Si la taille de la particule est comparable, la dépendance angulaire de la diffusion devient importante. La théorie de la diffusion dans ces conditions a été formalisée par *Mie* (1908) suivant une approche similaire à celle de Rayleigh, mais en considérant un grand nombre de dipôles qui interfèrent entre eux. La théorie de la diffusion de Mie donne une solution analytique aux équations de Maxwell pour la diffusion élastique des ondes électromagnétiques par des sphères. Elle résout de façon exacte l'équation d'onde dans un système de coordonnées sphériques en tenant compte de la continuité de certaines composantes du champ électromagnétique à l'interface de la sphère. Pour cela il faut connaître les propriétés diélectrique de la sphère. Celles ci sont caractérisées par l'indice de réfraction complexe (section 1.2.3).
- Lorsque la taille de la particule devient grande, les interactions peuvent être décrites par l'optique géométrique.

Ainsi, étant donné les tailles caractéristiques des particules d'aérosols, l'interaction avec le rayonnement visible et tellurique peut se formaliser par la théorie de la diffusion de Mie si l'on fait l'hypothèse de particules sphériques, permettant de calculer les coefficients de diffusion, d'absorption $Q_{abs,diff}$ et la fonction de phase $P_\lambda(\Theta)$. En pratique, l'hypothèse de sphéricité des particules n'est pas toujours justifiée, notamment pour les particules d'aérosols désertiques qui présentent des formes variées, souvent hétérogènes (e.g. *Haywood et al.*, 2003a; *Chou et al.*, 2008). Cela peut introduire une source d'erreur, en particulier sur la direction de la diffusion (i.e le paramètre d'asymétrie). Cependant, l'erreur faites sur g^* n'a pas une incidence importante sur les flux radiatifs qui sont calculés sur une intégrale hémisphérique (*Lacis and Mishchenko*, 1995) et reste raisonnable pour des applications de modélisation climatique (*Miller and Tegen*, 1998). *Otto et al.* (2011) évaluent que la prise en compte de la non sphéricité n'affecte pas significativement le calcul de l'albédo de simple diffusion (section 1.2.4) et du paramètre d'asymétrie mais peut renforcer le coefficient d'extinction d'environ 10%. Il existe d'autres théories plus élaborées que la théorie de diffusion de Mie telle que la méthode de *T-Matrix* (*Mishchenko et al.*, 1996) qui prend en compte la non sphéricité pour des particules présentant une symétrie de rotation comme les sphéroïdes ou les cylindres. Cependant, ce type de code numérique est très couteux en temps de calcul et il est en général utilisé pour des études spécifiques de

caractérisation optique des poussières minérales présentant une morphologie non sphérique (*Hoyningen-Huene et al.*, 2009; *Feng et al.*, 2009).

1.2.3 Indice de réfraction complexe des aérosols

Dans le cadre de la diffusion de Mie, il est nécessaire de connaître l'indice de réfraction des particules d'aérosols pour résoudre les équations de l'électromagnétisme. L'indice de réfraction est un nombre complexe $\underline{m} = n + ik$ qui retranscrit les propriétés diélectriques de la matière. Il dépend de la composition chimique des aérosols ainsi que de l'état de mélange des espèces qui le composent (*Chỳlek et al.*, 1988; *Péré et al.*, 2009) et de la longueur d'onde du rayonnement considéré. La partie réelle n contrôle la vitesse de phase de l'onde électromagnétique qui traverse la particule ce qui détermine les propriétés de diffusion (e.g. loi de Snell-Descartes) tandis que la partie imaginaire k contrôle l'absorption de l'onde électromagnétique.

La partie imaginaire de l'indice est proche de zéro pour les composés diffusants comme les sulfates, les sels marins ou l'eau mais peut être supérieure à 0.5 (dans le visible) dans le cas d'aérosol absorbant comme le carbone suie (*Krekov*, 1993; *Fuller et al.*, 1999; *Bond and Bergstrom*, 2006).

Les aérosols désertiques peuvent également absorber le rayonnement du fait principalement de la présence d'oxydes de fer (*Sokolik and Toon*, 1999; *Alfaro et al.*, 2004; *Lafon et al.*, 2006). Les indices de réfraction complexes des nombreux composés minéralogiques constituant l'aérosol désertique sont bien référencés (*Otto et al.*, 2009). Cependant, la proportion de ces différents composés au sein de l'aérosol désertique dépend fortement de la composition des sols d'où sont arrachées les particules. Puisque celle ci varie grandement suivant les régions considérées, l'indice de réfraction complexe des aérosols désertiques est très variable (*Sokolik and Toon*, 1999). Comme nous le verrons au chapitre 3, de nombreuses études récentes se sont consacrées à améliorer la description de la composition chimique des aérosols désertiques en Afrique permettant d'estimer plus précisément leur indice de réfraction.

Pour les aérosols organiques, longtemps considérés comme principalement diffusants, *Krekov* (1993) propose une partie imaginaire de l'indice proche de 0 dans le spectre visible. Cependant, il a été mis en avant récemment que le pouvoir absorbant dans le visible-proche UV de certains carbones organiques, notamment ceux que l'on retrouve dans les aérosols de feux de biomasse, était loin d'être nul (*Kirchstetter et al.*, 2004; *Andreae and Gelencsér*, 2006; *Sun et al.*, 2007; *Schkolnik et al.*, 2007; *Dinar et al.*, 2008; *Chakrabarty et al.*, 2010; *Chen and Bond*, 2010; *Arola et al.*, 2011). Ces composés organiques sont généralement mentionnés sous l'appellation de *Brown Carbon* dans la littérature. L'absorption du *Brown Carbon* est essentiellement liée à sa teneur en **HULIS** (*HUmic Like Substance*, *Andreae and Gelencsér* 2006). En effet, on constate que le carbone organique présente un pouvoir absorbant dans l'ultraviolet bien plus grand que ce qu'il était classiquement admis et que l'absorption des HULIS augmente avec le poids moléculaire, la densité et l'aromaticité (*Jacobson*, 1999; *Bond*, 2001; *Dinar et al.*, 2008).

Actuellement, une large gamme de valeurs de la partie complexe de l'indice de réfraction du *Brown Carbon* (Tableau 1.2), variant entre 0.002 et 0.27 (à 550 *nm*) (*Hoffer et al.*, 2006; *Alexander et al.*, 2008), a été reportée dans la littérature et est à comparer à la valeur de 0.71 (à 550 *nm*) pour le carbone suie (*Bond and Bergstrom*, 2006).

Dans la mesure où près de 90% de la masse totale des aérosols de feux de biomasse est constituée de carbone organique (*Andreae and Crutzen*, 1997), on peut penser que la contribu-

$\lambda_{400;450\ nm}$	$\lambda_{530;550\ nm}$	$\lambda_{650;700\ nm}$	Références
$n + 0.063i$	$n + 0.030i$	$n + 0.005i$	*Kirchstetter et al.* 2004
$1.78 + 0.0015i$ $1.83 + 0.0076i$	$1.87 + 0.006i$ $1.75 + 0.0076i$	de $1.86 + 0.0004i$ à $1.60 + 0.0014i$	*Chakrabarty et al.* 2010
$1.638 + 0.098i$ $1.640 + 0.116i$ $1.616 + 0.023i$	$1.595 + 0.049i$ $1.622 + 0.048i$ $1.561 + 0.003i$		*Dinar et al.* 2008
	$1.27 + 0.0027i$ $n + 0.0019i$		*Alexander et al.* 2008 *Hoffer et al.* 2006
$1.53 + 0.0122i$ $1.53 + 0.0525i$		$1.53 + 0.0013i$ $1.53 + 0.005i$	*Chen and Bond* 2010
$1.53 + 0.0232i$ $1.53 + 0.191i$		$1.53 + 0.0032i$ $1.53 + 0.00131i$	*Sun et al.* 2007

TABLE 1.2 – *Indice de réfraction complexe des* **Brown Carbon** $\underline{m} = n + ik$

tion du *Brown Carbon* dans l'absorption peut représenter une part importante de l'absorption totale due aux aérosols. *Hoffer et al.* (2006); *Dinar et al.* (2008) ont estimé que 30 à 50% de l'absorption à 300 *nm* par les particules carbonées pouvait être attribué aux HULIS. Du fait de la décroissance rapide de l'absorption, les HULIS extraits d'aérosol de feux de biomasse présentent une absorption du spectre solaire faible (6.4-8.6%) mais non négligeable (*Hoffer et al.*, 2006). L'absorption de la lumière par les HULIS est surtout importante dans le proche UV, ce qui a potentiellement de fortes implications sur la photochimie de l'aérosol. Cependant, il faut noter qu'actuellement tous les modèles régionaux ou globaux intégrant le carbone organique ne prennent pas en compte cette possible caractéristique dans les simulations climatiques (*Forster et al.*, 2007) et considèrent cette espèce particulaire comme principalement diffusante.

La prise en compte de l'absorption du rayonnement UV par les aérosols organiques permet également une meilleure estimation des paramètres optiques des aérosols retrouvés à partir des mesures par télédétection. Ainsi, *Jethva and Torres* (2011) ont récemment montré que les inversions du capteur satellitaire OMI se comparent de façon nettement plus satisfaisante aux mesures photométriques au dessus du bassin Amazonien pendant la saison de feux de biomasse.

Comme nous l'avons vu précédemment, les différentes espèces chimiques constituant l'aérosol peuvent se trouver sous différents états de mélange comme le mélange externe, interne homogène ou interne hétérogène (*core*/*shell*). Le calcul de l'indice de réfraction complexe de l'aérosol requiert donc d'effectuer une hypothèse sur l'état de mélange des composés qui forment l'aérosol. Le mélange externe est souvent utilisé dans les modèles climatiques (*Forster et al.*, 2007) dû à son faible coût numérique mais aussi du fait qu'il permet d'estimer la contribution respective de chaque espèce chimique (carbone suie, carbone organique, sulfate, poussières, etc.) au forçage radiatif. Dans ce cas, les propriétés optiques sont calculées pour chaque espèce en utilisant l'indice de réfraction propre au composé considéré.

Pour les mélanges internes, différentes approches sont couramment employées pour calculer l'indice de réfraction moyen de l'aérosol dont la plupart font appel à une loi dite de « mélange » comme les lois de Maxwell-Garnett ou de Bruggeman pour le mélange hétérogène

(*Bohren and Huffman*, 1983; *Chỳlek et al.*, 1988; *Péré*, 2010).

Enfin, il faut également prendre en compte le rôle de l'humidité relative atmosphérique (*RH*) qui lorsqu'elle est importante, va permettre le grossissement hygroscopique des particules d'aérosols. Par exemple, *Stock et al.* (2011) ont calculé au dessus de la Méditerranée, que pour une humidité relative proche de 70-80%, près de 50-70% de l'atténuation de la visibilité par les aérosols peut être attribuée au grossissement hygroscopique des particules. En effet, la condensation de l'eau sur les particules va modifier leur indice de réfraction moyen et donc moduler la manière dont celles ci absorbent et diffusent le rayonnement. Ainsi *Lack et al.* (2009) estiment que l'absorption des aérosols désertiques peut augmenter d'un facteur 1.5 (pour *RH* 25% $\rightarrow$ 75%) lors de leur transport longue distance se traduisant par une réduction de leur albédo de simple diffusion de 0.01-0.03. Cependant, la plupart des études qui prennent en compte l'effet de l'humidification des aérosols ne considèrent que les conséquences sur leurs propriétés diffusantes (*Magi and Hobbs*, 2003; *Markowicz et al.*, 2003a) du fait du grossissement des particules (e.g. *Mallet et al.*, 2003).

1.2.4 Les propriétés optiques

Comme nous l'avons décrit précédemment, une population d'aérosol est constituée d'un grand nombre de particules (cf. section 1.1.4) dont les gammes de rayons varient sur plusieurs ordres de grandeur. De ce fait on définit les coefficients moyens de l'ensemble de la distribution $n(r)$. Ils sont calculés en pondérant les coefficients d'extinction, d'absorption et de diffusion des particules de rayon r par leur distribution en taille respective $n(r)$:

$$\beta_{ext,abs,diff}(\lambda) = \int_0^{\infty} Q_{ext,abs,diff}(r,\lambda)\pi r^2 n(r)\, dr \Big/ \int_0^{\infty} n(r)\, dr \tag{1.7}$$

Ainsi on peut alors définir **les propriétés optiques moyennes de la distribution** nécessaires à la résolution du transfert radiatif. Ces propriétés sont, l'épaisseur optique (**AOT** pour *Aerosol Optical Thickness*, notée aussi τ), l'albédo de diffusion simple (**SSA** pour *Single Scattering Albedo*, noté aussi ω_0) et le paramètre d'asymétrie (**g**) :

- **L'épaisseur optique** représente l'atténuation du rayonnement par la couche aérosols d'épaisseur Δz :

$$AOT(\lambda) = \int_0^{\Delta z} \beta_{ext}(\lambda)\, dz = \int_0^{\Delta z} M_{aer} k_{ext}(\lambda)\, dz \tag{1.8}$$

  avec $K_{ext} = \beta_{ext}/M_{aer}$ l'efficacité d'extinction en $m^2 g^{-1}$, et M_{aer} la masse totale en aérosols dans la couche Δz

- **L'albédo de diffusion simple** est définit comme :

$$SSA(\lambda) = \frac{\beta_{diff}(\lambda)}{\beta_{ext}(\lambda)} \tag{1.9}$$

- **Le paramètre d'asymétrie** du système est donné par :

$$g(\lambda) = \int_0^{+\infty} n(r) r^2 (Q_{ext} - Q_{abs})_{(r,\lambda)} g^*(r,\lambda) dr \Big/ \int_0^{+\infty} n(r) r^2 (Q_{ext} - Q_{abs})_{(r,\lambda)} dr \tag{1.10}$$

1.2.4.1 Épaisseur optique en Aérosols

L'épaisseur optique (sans dimension) est une mesure de la quantité de lumière incidente soit diffusée soit absorbée. Elle donne une indication du contenu en aérosols atmosphériques.

Comme on peut le voir sur la figure 1.4, l'épaisseur optique peut être particulièrement importante dans les régions sources où les concentrations d'aérosols sont fortes comme par exemple, le continent africain (e.g. *Slingo et al.*, 2006; *Ichoku et al.*, 2003; *Milton et al.*, 2008; *Vogel et al.*, 2009; *Tummon et al.*, 2010; *Pinker et al.*, 2010), l'Amazonie (*Procopio et al.*, 2004; *Koren et al.*, 2004), L'inde et l'est de l'Asie (*Ackerman et al.*, 2000; *Ramana and Ramanathan*, 2006; *Qian et al.*, 2007; *Ramanathan et al.*, 2007) ou les côtes Sahariennes (*Haywood et al.*, 2003a; *Zhu et al.*, 2007).

L'épaisseur optique représentée sur la figure 1.4 représente une moyenne annuelle. Localement, les épaisseurs optiques en aérosols peuvent atteindre des valeurs beaucoup plus élevées, comme par exemple lors d'intenses tempêtes de sable. Il est courant d'observer des épaisseurs optiques en aérosols à 0.5 µm dépassant 1.5 - 2 pouvant aller au delà même de 4 au dessus du continent Africain (*Slingo et al.*, 2006). Les intenses évènements de feux de biomasse en Russie pendant l'été 2010 ont conduit à une baisse de la visibilité très forte associée à des épaisseurs optiques pouvant atteindre 4 ou 5 (*VanDonkelaar et al.*, 2011).

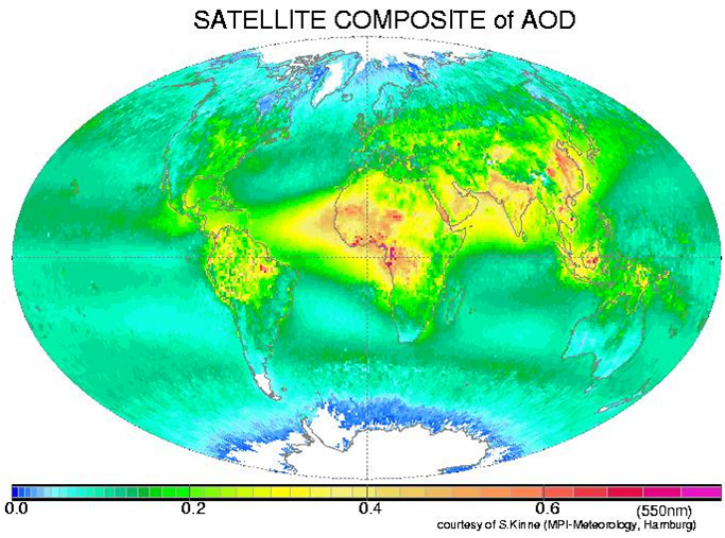


FIGURE 1.4 – *Composite de l'épaisseur optique en aérosol à* 550 *nm vue par six satellites en moyenne pour l'année 2003. D'après S. Kinne*

1.2.4.2 Albédo de simple diffusion

L'albédo de simple diffusion traduit la probabilité que des photons interceptés par la population d'aérosol soient diffusés ou absorbés. Il vaut 1 lorsque les aérosols sont purement diffusants (e.g. les sulfates) et 0 pour les particules totalement absorbantes (noires). Le SSA est certainement avec l'épaisseur optique, l'un des paramètres optiques les plus importants dans l'estimation des impacts radiatifs des aérosols. L'albédo de simple diffusion va déterminer la fraction de rayonnement absorbée par un panache d'aérosol. Cette énergie radiative va être redistribuée dans l'atmosphère environnante. Les conséquences thermodynamiques sont nombreuses et complexes selon les conditions atmosphériques considérées (voir section 1.3.1). Des études de sensibilité sur le forçage radiatif des aérosols identifient la plus grande source

Espèce	SSA_{550nm}	Références
Aérosols désertiques	0.75-0.99	*d'Almeida et al.* 1991; *Hess et al.* 1998 *Tanré et al.* 2001; *Dubovik et al.* 2002 *Haywood et al.* 2003a; *Osborne et al.* 2008 *Otto et al.* 2007; *McConnell et al.* 2008
Carbone suie	0.15-0.35	*Hess et al.* 1998; *Mallet et al.* 2003 *Bond and Bergstrom* 2006
Carbone organique	0.98-0.99	*Cooke et al.* 1999; *Mallet et al.* 2003
Brown Carbon	0.6-0.8	*Dinar et al.* 2008
Sels marins	0.99	*Krekov* 1993; *Hess et al.* 1998
Sulfate	0.97-1	*Krekov* 1993; *Kiehl et al.* 2000; *Mallet et al.* 2003
Nitrate	0.93	*Krekov* 1993; *Mallet et al.* 2003

TABLE 1.3 – *Albédo de Simple Diffusion pour les principaux composés particulaires atmosphériques*

d'incertitude comme imputable au SSA (*McComiskey et al.*, 2008). Selon l'albédo de surface, une diminution du SSA de 0.9 à 0.8 peut faire basculer l'effet des aérosols sur le climat d'un effet de refroidissement à l'effet d'un réchauffement (*Hansen et al.*, 1997). Le tableau 1.3 fournit une estimation du SSA pour les principales espèces qui forment les aérosols atmosphériques. Un focus sur les aérosols africains sera fait dans le chapitre 2.

On constate (Tableau 1.3) que les composés les plus absorbants sont les carbones suie avec des valeurs à 550 *nm* comprises entre 0.15 et 0.35 selon *Bond and Bergstrom* (2006) avec une estimation moyenne de 0.25. Les autres composés sont essentiellement diffusants avec des albédos de simple diffusion proches de l'unité à l'exception des aérosols désertiques dont les valeurs présentent un large éventail (0.75-0.99) contribuant fortement à augmenter l'incertitude dans la quantification de leurs impacts climatiques (e.g. *Balkanski et al.*, 2007; *Solmon et al.*, 2008). Notons qu'à notre connaissance, il n'existe pas à l'heure actuelle d'estimation robuste de l'albédo de simple diffusion pour les *Brown Carbon* hormis les valeurs reportées par *Dinar et al.* (2008)[2].

Bien que le SSA soit une principale source d'incertitude dans l'effet radiatif direct des aérosols, aujourd'hui encore, il n'est pas aisé d'évaluer avec précision ce paramètre (*Heintzenberg et al.*, 1997; *Moosmüeller et al.*, 2009). De nombreuses approches ont été développées au cours de ces dernières années pour étudier les propriétés absorbantes des aérosols (*Moosmüeller et al.*, 2009). Parmi elles on compte les approches numériques basées sur les théories de la diffusion (*Ackerman and Toon*, 1981; *Martins et al.*, 1998), les inversions des mesures de télédétection comme les données des photomètres du réseau AERONET (*Dubovik et al.*, 2000; *Eck et al.*, 2010) ou satellitaires (*Kaufman et al.*, 2001; *Kalashnikova et al.*, 2005; *Kahn et al.*, 2010; *Hsu et al.*, 2004; *Dubovik et al.*, 2011) et les mesures *in situ* avec des instruments capables de mesurer le rayonnement atténué, diffusé et absorbé (*Hansen et al.*, 1984; *Liousse et al.*, 1995; *Reid et al.*, 1998; *Bond et al.*, 1999; *Martins et al.*, 2009). On résume ici les principales méthodes :

- Mesures *in situ* sols ou aéroportées. On dispose pour cela d'instruments capables de mesurer le coefficient de diffusion (e.g. nephélomètre), d'absorption (e.g. PSAP[3], aethalomètre) ou l'atténuation du rayonnement. Il est possible alors de déterminer le SSA expérimentalement. Cependant, ce sont des techniques séparées, ce qui implique que les incertitudes liées à chaque mesure s'additionnent. Des corrections spécifiques à chaque

2. estimation à 532 *nm* pour des particules de diamètres compris entre 200 *nm* et 800 *nm*. Pour ce type de composé, l'absorption augmente fortement pour les plus courtes longueurs d'onde. Le *Brown Carbon* est ainsi encore plus absorbant à 390 *nm*

3. Particle Soot Absorption Photometer

instrument sont donc nécessaires (*Bond et al.*, 1999; *Hand and Malm*, 2007; *Moosmüeller et al.*, 2009). Notons qu'avec ce type d'approche, c'est l'aérosol dans son ensemble qui est échantillonné de façon ponctuelle dans l'espace et dans le temps. Il n'est pas possible de discerner un composé en particulier sauf en appliquant des critères de sélection comme par exemple sur la dépendance spectrale de la diffusion.

- L'inversion des mesures de télédétection sol ou satellites. Basées sur des codes numériques de transfert radiatif, ces techniques retrouvent par itération les valeurs des propriétés optiques des aérosols qui satisfassent au mieux la comparaison entre les flux simulés et les flux mesurés. Les principales incertitudes résident dans le fait qu'un certain nombre d'hypothèses doivent être faites à priori, comme notamment, le choix d'un modèle d'aérosol. Il existe des estimations basées sur les mesures radiométriques qui s'appuient sur certains phénomènes physiques caractéristiques de la présence d'aérosols. Citons par exemple les méthodes se basant sur la polarisation du rayonnement diffus (*Dubovik et al.*, 2011), l'absorption dans l'UV (*Torres et al.*, 2005), la réflexion solaire à la surface de l'océan (*Kaufman et al.*, 2002), la mesure à réflectance critique (*Zhu et al.*, 2011). Avec ces approches c'est l'ensemble de la colonne atmosphérique qui est échantillonnée.

- Approche théorique. Il est également possible de calculer les propriétés optiques des aérosols au moyen de codes numériques (e.g. de diffusion de Mie). Le problème principal réside dans la qualité des paramètres d'entrée (e.g. les indices de réfraction complexes ainsi que l'état de mélange des composés). La distribution en taille doit également être prescrite. Elle est généralement donnée par des mesures *in situ*. Cependant, les limitations expérimentales empêchent notamment l'échantillonnage des plus grosses particules (*Johnson et al.*, 2008b; *Osborne et al.*, 2008; *McConnell et al.*, 2008) et introduisent des erreurs significatives. Par exemple, *McConnell et al.* (2008) ont montré que l'ajout d'un mode grossier induit un changement significatif de la valeur du SSA calculée pour les aérosols désertiques passant de 0.98 à 0.90 (à 550 *nm*).

Comme le notent *Reid et al.* (2005) dans un article de revue sur les propriétés optiques des aérosols de feux de biomasse, il existe une différence significative entre les SSA estimés à partir de mesures *in situ* et celles dérivées des techniques basées sur l'inversion des radiances. Les mesures *in situ* sont typiquement plus basses ($\sim$ 0.05) que celles obtenues par des mesures satellites et photométriques. Des techniques de corrections appliquées aux mesures *in situ* ont été suggérées et ont mis en avant que les SSA corrigés tendent à être plus élevés et à se rapprocher des valeurs déduites des mesures par télédétection (*Guyon et al.*, 2003; *Formenti et al.*, 2003b).

En résumé, l'albédo de simple diffusion est un paramètre optique fondamental qui va déterminer en grande partie les impacts radiatifs direct et semi-direct des aérosols.

1.2.4.3 Paramètre d'asymétrie

Le paramètre d'asymétrie est également un paramètre important dans l'étude de l'effet radiatif des aérosols. Il va caractériser la direction préférentielle de la diffusion. Les valeurs typiques de g pour les principaux composés sont données dans le tableau 2.5. Ainsi on voit que pour les aérosols atmosphériques, la diffusion se fait majoritairement dans le prolongement de la direction d'incidence (i.e. $g > 0$).

Pour les aérosols présentant généralement les plus gros diamètres (sel marins, aérosols désertiques), on constate que les valeurs du paramètre d'asymétrie sont les valeurs les plus

Espèce	g_{550nm}	Références
Aérosols désertiques	0.70-0.77	*Pandithurai et al.* 2008; *McConnell et al.* 2010
Carbone suie	0.33	*d'Almeida et al.* 1991
Carbone organique	0.70	*Barnard et al.* 2008
Sels marins	0.84	*Osborne and Haywood* 2005
Sulfate	0.66	*Kiehl et al.* 2000
Nitrate	0.70	*Mallet et al.* 2003

TABLE 1.4 – *Paramètre d'asymétrie pour les principaux composés particulaires atmosphériques*

élevées ce qui est cohérent avec la théorie de la diffusion. En effet plus la taille de la particule est grande, plus la diffusion se fera dans la direction incidente du rayonnement.

L'attention portée sur le paramètre d'asymétrie dans les études climatiques des aérosols est en général moins grande que celle portée sur l'épaisseur optique et l'albédo de simple diffusion. Toutefois ce paramètre est tout aussi important puisqu'il détermine la quantité d'énergie radiative qui sera rétrodiffusée vers l'espace ou transmise vers la surface. Comme précisé en 1.2.2, la non sphéricité des particules peut entraîner des erreurs significatives sur le calcul de la rétrodiffusion du rayonnement traduit au travers de la fonction de phase (eq. 1.6). Cependant, intégré sur l'ensemble de la population et tous les angles de diffusion (Fig. 1.5), ces erreurs se compensent. Ainsi l'erreur commise sur le calcul du paramètre d'asymétrie est souvent inférieure à 10% (*Milton et al.*, 2008).

Néanmoins, même si l'incertitude sur le paramètre d'asymétrie calculée demeure faible, l'étude de *Mallet et al.* (2009) illustre l'impact d'une erreur de ± 0.04 ($\sim$ 5%). Ces tests de sensibilité se traduisent par des changement de forçage radiatif de +6%/-4% au sommet de l'atmosphère et +10%/-13% à la surface respectivement.

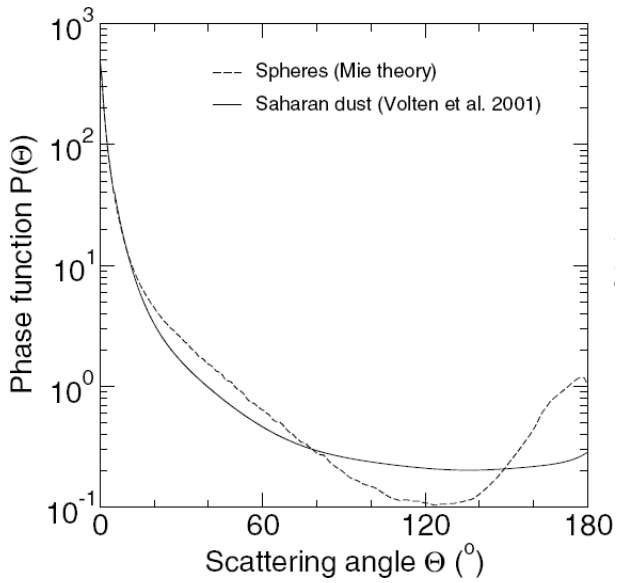


FIGURE 1.5 – *Fonction de phase de diffusion pour des aérosols non-sphériques (en trais pleins) et pour un modèle sphérique (en trais pointillés) à* 632.8 *nm. D'après Bellouin et al. (2004)*

1.2.5 Dépendance spectrale des propriétés optiques

Comme nous l'avons vu, les propriétés optiques des aérosols sont des fonctions de la longueur d'onde du rayonnement (λ), de la taille des particules (r) et de leur indice de réfraction (n). Dans le cadre de la diffusion de Mie, l'extinction du rayonnement par la particule est une fonction du paramètre de forme de la particule :

$$\chi = 2\pi r/\lambda \tag{1.11}$$

Pour $\chi > 10$ (i.e particules grande devant la longueur d'onde du rayonnement), on montre que le coefficient d'extinction tend vers une valeur constante de $Q_{ext} = 2$ (e.g. *Savijarvi et al.*, 1997). Ainsi plus le rayon de la particule est grand, moins la diffusion sera sélective d'un point de vue spectral. Au contraire, si la particule devient petite devant la longueur d'onde du rayonnement, la diffusion tendra vers le régime de diffusion de Rayleigh. Ce comportement est illustré sur la figure 1.6 pour une particule de carbone suie. Si l'on considère un rayon de 0.04 µm l'efficacité d'extinction (le coefficient d'extinction normalisé par la masse de la particule) dépend très fortement de la longueur d'onde.

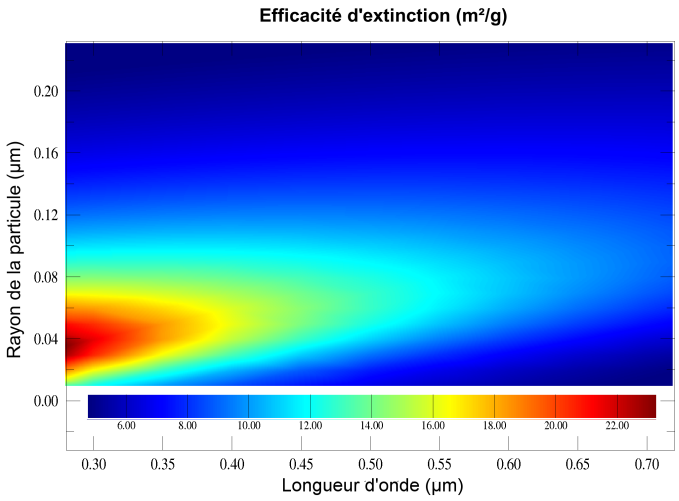


FIGURE 1.6 – *Efficacité d'extinction (m^2/g) pour une particule de carbone suie (indice de réfraction $n = 1.95 - i0.790$) en fonction de la longueur d'onde du rayonnement et du rayon effectif de la particule*

Il est alors possible d'obtenir un indicateur sur la taille moyenne d'une distribution de particules grâce à la mesure de l'atténuation du rayonnement à plusieurs longueurs d'onde. Ainsi il est utile de définir une quantité appelée **coefficient d'Ångström d'extinction** (noté EAE, pour *Extinction Ångström Exponent*) qui traduit la dépendance spectrale de l'extinction du rayonnement par une particule :

$$EAE_{(\lambda_1,\lambda_2)} = -\frac{ln\left(\frac{\beta_{ext}(\lambda_1)}{\beta_{ext}(\lambda_2)}\right)}{ln\left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)} \tag{1.12}$$

λ : longueur d'onde du rayonnement
β_{ext} : extinction du rayonnement par la particule

L'utilité du coefficient d'Ångström d'extinction est que la valeur de l'exposant dépend principalement de la taille des particules allant de 4 pour les très petites particules (diffusion de Rayleigh) à 0 pour les très grosses particules (tels que les aérosols supermicroniques).

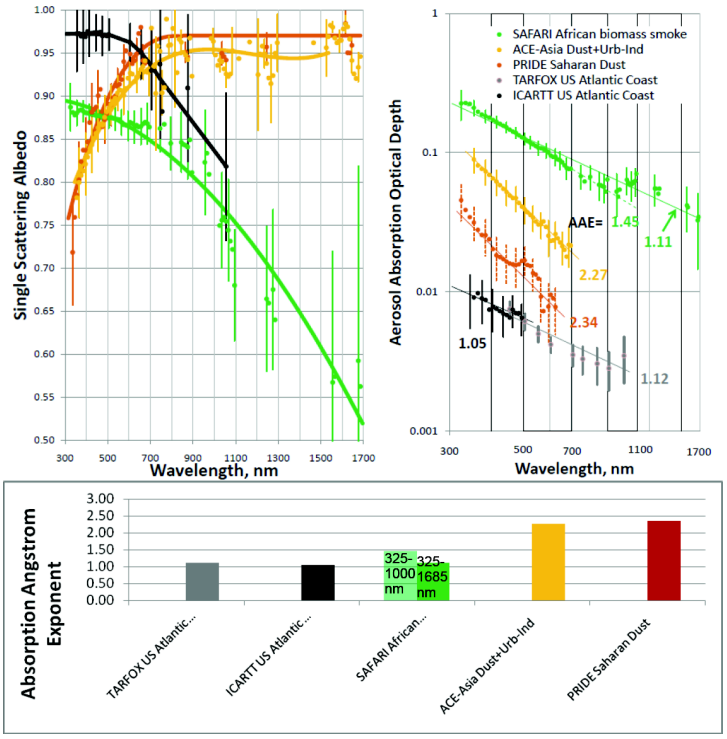


FIGURE 1.7 – *(en haut) Albédo de Simple Diffusion (SSA) en fonction de la longueur d'onde et l'épaisseur optique d'absorption (AAOD) associée. (en bas) Exposant d'Ångström de l'epaisseur optique d'absorption (AAE) correspondant au spectre de AAOD du haut de la figure. D'après Russell et al. (2010)*

De façon similaire, il est également intéressant de définir un coefficient d'Ångström pour l'épaisseur optique d'absorption ($AAOT = (1 - SSA) \times AOT$). En effet, l'absorption du rayonnement est fonction à la fois de la taille de la particule, mais aussi la partie imaginaire de son indice de réfraction complexe, c'est-à-dire sa composition chimique. En effet, les composés responsables de l'absorption du rayonnement dans les aérosols minéraux (principalement l'hématite et la goethite), le carbone suie et le carbone organique ne sont pas de même nature chimique. Par conséquent, le comportement spectral de l'absorption pour ces composés diffère lui aussi. Ceci est illustré par exemple au travers du SSA (Figure 1.7). On constate que les aérosols carbonés possèdent une dépendance spectrale inverse à celle des aérosols désertiques (*Bond*, 2001; *Derimian et al.*, 2008a; *Bergstrom et al.*, 2007; *Russell et al.*, 2010; *Rizzo et al.*, 2011; *Moosmüeller et al.*, 2011).

Le coefficient d'Ångström de l'épaisseur optique d'absorption, noté *AAE*, peut se définir de façon similaire à l'*EAE* en utilisant la formulation de l'équation 4.1. Ainsi, il est possible d'obtenir une information supplémentaire aidant à différencier deux types de population d'aérosols. En effet ce paramètre montre son intérêt pour discerner les composés chimiques dont la partie imaginaire de l'indice de réfraction dépend de la longueur d'onde. Par exemple, l'AAE pour le carbone suie a une valeur théorique de 1. En revanche, dans cette gamme de longueur d'onde, l'*EAE* est très supérieur à 1 (entre 2.5 et > 5) pour les *brown carbon* et les aérosols désertiques (*Müller et al.*, 2009; *Moosmüeller et al.*, 2011), dû à l'augmentation de leur efficacité d'absorption aux plus courtes longueurs d'ondes. Ainsi, on peut discerner les aérosols de feux de biomasse des aérosols urbains dont le composé absorbant principal est le carbone suie. En s'appuyant sur ces propriétés, *Russell et al.* (2010) proposent une méthode de séparation (*clustering*) permettant d'identifier les régimes dominants d'aérosols en se basant sur la dépendance spectrale de l'AOT (EAE) et de l'absorption (AAE) (cf. Fig. 1.8).

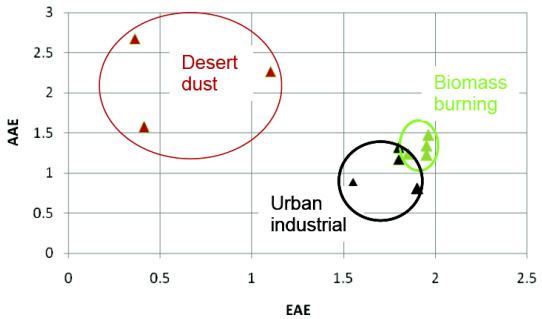


FIGURE 1.8 – *Scatterplot de l'exposant d'Ångström de l'épaisseur optique d'absorption (AAE) en fonction de l'exposant d'Ångström de l'épaisseur optique d'extinction (EAE) pour les 11 sites AERONET non océaniques de Dubovik et al. (2002) illustrant la séparation des régimes d'aérosols. D'après Russell et al. (2010)*

1.3 Les impacts radiatifs des particules d'aérosol

Les particules d'aérosols modifient le bilan radiatif de la Terre. Leurs effets radiatifs et les rétroactions associées peuvent se traduire, selon les configurations considérées, par un refroidissement ou un réchauffement du système climatique (*Lohmann and Feichter*, 2005; *Forster et al.*, 2007; *Lohmann et al.*, 2010; *Carslaw et al.*, 2010). Cependant les effets des aérosols sur le système global restent encore entachés de grandes incertitudes (*Claquin et al.*, 1998; *Haywood and Boucher*, 2000; *Kinne et al.*, 2003; *Satheesh and Moorthy*, 2005; *Forster et al.*, 2007).

Ceci est en grande partie lié aux incertitudes encore nombreuses concernant les aérosols : émissions, état de mélange, propriétés physico-chimiques,optiques, etc, qui ajoutent un degré de complexité dans l'estimation du forçage radiatif des aérosols (*Dubovik et al.*, 2002; *Forster et al.*, 2007). Enfin, les effets radiatifs des aérosols dépendent fortement des régions du globe considérées (type d'aérosols présents et climat local). La figure 1.9 résume schématiquement toutes ces incertitudes.

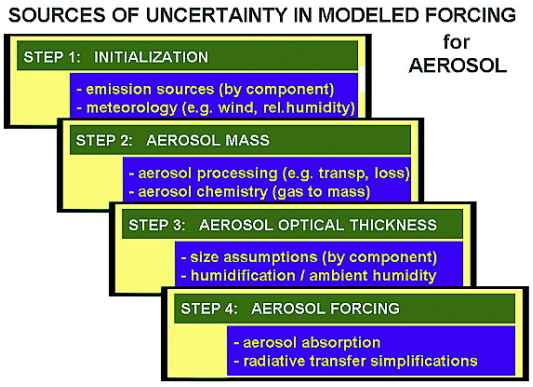


FIGURE 1.9 – *Les quatre principales étapes de modélisation dans les modules d'aérosols des modèles globaux pour déterminer le forçage radiatif direct des aérosols. D'après Kinne et al. (2003)*

Actuellement, les aérosols sont reconnus pour agir sur le climat de trois manières distinctes. En interagissant avec le rayonnement électromagnétique solaire et tellurique (**effets radiatifs directs**) ils modifient le bilan radiatif, les échanges d'énergie et la thermodynamique atmosphérique ce qui influe sur la formation et/ou le maintien des nuages (**effets radiatifs semi-directs**). Enfin leur rôle précurseur dans le processus de nucléation des hydrométéores nuageux conditionne les propriétés microphysiques et macrophysiques des nuages (**effets radiatifs indirects**).

1.3.1 Effets radiatifs directs

L'effet radiatif direct correspond à l'interaction (diffusion et absorption) des particules d'aérosols avec le rayonnement solaire (ultraviolet-visible-proche infrarouge : 0.1-3 µm) et tellurique (infrarouge thermique : 3-100 µm) (*McCartney*, 1976; *Bohren and Huffman*, 1983; *Coakley et al.*, 1983) qui va induire un changement de l'albédo apparent de la planète (*Atwater*, 1970). L'amplitude de l'effet radiatif direct en un lieu donné dépend de l'abondance et des propriétés optiques des particules d'aérosols mais aussi de la surface et de l'angle solaire zénithal (heure de la journée) ainsi que de la longueur d'onde du rayonnement (e.g. *Fraser and Kaufman*, 1985; *Arimoto*, 2001; *Russell et al.*, 2002; *Bergstrom et al.*, 2002). Ces effets sont d'autant plus forts dans les régions sources où les concentrations d'aérosols sont élevées (Figure 1.4).

Le forçage radiatif direct (*DRF*, *Direct Radiative Forcing*) des aérosols peut être défini comme la différence du flux radiatif net dans l'atmosphère résultant de la présence d'aérosols. On le quantifie généralement soit au sommet de l'atmosphère (TOA pour *Top Of Atmosphere*) ou à la surface (SRF) :

$$DRF = \left(F^{\uparrow}_{aer} - F^{\uparrow}_{clear}\right) - \left(F^{\downarrow}_{aer} - F^{\downarrow}_{clear}\right) \tag{1.13}$$

Avec $F_{\uparrow}$ le flux (visible + infrarouge) montant et $F_{\downarrow}$ le flux (visible + infrarouge) descendant. *clear* et *aer* correspondent respectivement aux flux sans et en présence d'aérosols. Le forçage direct atmosphérique est défini comme la différence entre le forçage direct au sommet de l'atmosphère avec le forçage direct en surface $DRF_{ATM} = DRF_{TOA} - DRF_{SRF}$.

1.3.1.1 Forçage radiatif direct dans les ondes courtes

Du fait d'une distribution en taille qui présente en général le maximum du nombre de particules dans le mode d'accumulation ($\sim$ 0.1-1 µm), le pouvoir d'extinction d'une population d'aérosols est maximal aux longueurs d'ondes solaires visibles. Ainsi l'effet radiatif direct est maximal à ces longueurs d'ondes avec lesquels les particules peuvent interagir efficacement. Le forçage radiatif direct aux plus grandes longueurs d'ondes (infrarouge thermique) est par conséquent faible pour les aérosols du mode de nucléation et d'accumulation.

Au sommet de l'atmosphère, les effets d'absorption et de diffusion sont soustractifs, alors qu'en surface ces effets sont additifs (*Collins et al.*, 2002). Si les aérosols sont purement diffusants, le forçage radiatif direct au sommet de l'atmosphère et à la surface sont similaires et négatifs. Les aérosols purement diffusants, comme les sulfates ou les nitrates purs, réfléchissent totalement le rayonnement qu'ils interceptent (i.e., ne l'absorbent pas). Par suite, ces radiations ne réchauffent pas l'atmosphère. L'effet de ces aérosols est donc de refroidir le système terre-atmosphère ($DRF_{TOA} < 0$). Si les aérosols sont partiellement absorbants, par exemple le carbone suie, les aérosols désertiques et certains carbones organiques (*Kirchstetter et al.*, 2004; *Derimian et al.*, 2008a), ils transfèrent l'énergie absorbée par un échauffement diabatique de leur environnement (forçage radiatif Atmosphérique positif). Dans ce cas, le forçage radiatif à la surface peut être deux à trois fois supérieur à celui exercé au sommet de l'atmosphère (*Wild*, 1999; *Satheesh and Ramanathan*, 2000).

La présence de particules absorbantes au-dessus de surfaces très réfléchissantes induit, en général, un forçage radiatif direct positif au sommet de l'atmosphère. A contrario, la présence de particules absorbantes au dessus de surfaces peu réfléchissantes peut induire un forçage radiatif direct négatif au sommet de l'atmosphère (Fig 1.10). De manière générale, le forçage radiatif direct au sommet de l'atmosphère dépend essentiellement de l'albédo de la surface

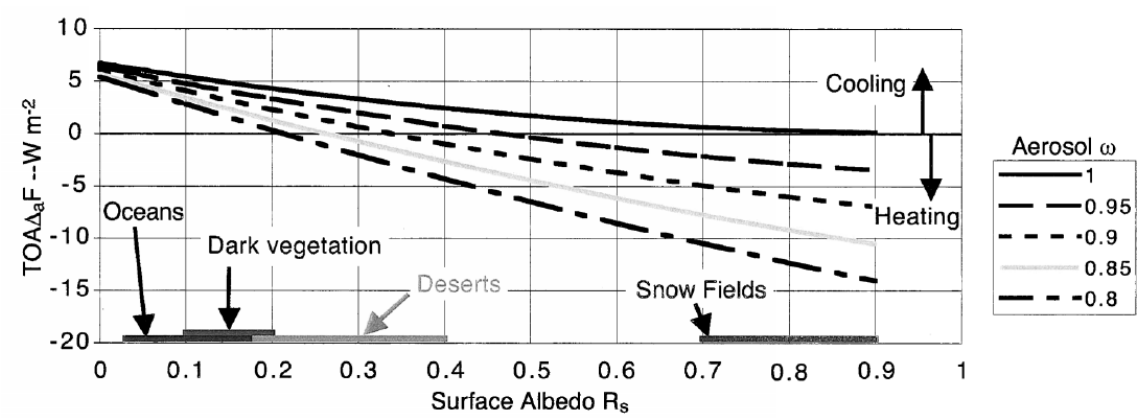


FIGURE 1.10 – *Forçage radiatif direct au sommet de l'atmosphère en fonction de l'albédo de surface et de l'albédo de simple diffusion (SSA) de l'aérosol. D'après Russell et al. (2002)*

ou des couches atmosphériques (présence de nuage ou d'aérosols réfléchissants) au dessus de laquelle un panache d'aérosols se situe, ainsi que du SSA de cette couche (*Fraser and Kaufman*, 1985; *Takemura et al.*, 2002; *Russell et al.*, 2002). Il existe un albédo critique de l'albédo de simple diffusion des aérosols (*Chỳlek and Coakley*, 1974) pour lequel le forçage radiatif direct au sommet de l'atmosphère passe d'une valeur positive à une valeur négative comme illustré sur la figure 1.10. Par conséquent, une spécification imprécise de l'albédo de surface terrestre (par nature très hétérogène) peut également introduire des incertitudes supplémentaires sur le forçage radiatif direct des aérosols (*Collins et al.*, 2002). Ce phénomène est observé lors de la présence d'aérosols absorbants tel que les aérosols de feux de biomasse au dessus de nuages de types stratocumulus (*Keil and Haywood*, 2003). Dans ce cas, le forçage radiatif atmosphérique par les aérosols est jusqu'à trois fois plus fort (*Johnson et al.*, 2004).

Ceci illustre l'importance de la stratification verticale des aérosols (*Heintzenberg et al.*, 1997; *Satheesh*, 2002). En effet, l'étude de *Zarzycki and Bond* (2010) montre par exemple que 20% (en masse) du carbone suie est présent au dessus de nuages dans leur modèle global mais représentent à eux seuls plus de 50% du forçage radiatif direct total pour ce composé. Les observations mentionnent aussi la présence d'aérosols de feux de biomasse au dessus de nuages après avoir été émis dans les tropiques et advectés vers les zones océaniques où persistent des régimes étendus de nuages de basses couches (*Johnson et al.*, 2000; *Haywood et al.*, 2003b). Ceci met en avant l'importance, d'autant plus à l'échelle régionale, de bien représenter la distribution verticale des aérosols dans la modélisation de leurs effets radiatifs. La stratification des aérosols absorbants peut aussi avoir des conséquences importantes sur les propriétés des nuages par effets semi-directs (*Penner*, 2003; *Johnson et al.*, 2004) discutés dans la section suivante.

1.3.1.2 Forçage radiatif direct dans l'infrarouge

L'interaction avec le rayonnement solaire visible est le principal forçage radiatif direct des aérosols. De fait c'est ce forçage qui est généralement pris en compte dans les modèles numériques atmosphériques. En revanche l'interaction des aérosols avec le rayonnement infrarouge est souvent partiellement considérée dans de nombreux modèles numériques actuels. De nombreuses études montrent pourtant que les distributions en taille des aérosols désertiques ou marins comportent un mode grossier, c'est-à-dire des aérosols de diamètre supérieur au micromètre capables d'interagir efficacement avec les longueurs d'onde caractéristiques du rayonnement infrarouge tellurique (*Dufresne et al.*, 2002). Pour de telles particules, le forçage radiatif direct dans l'infrarouge peut devenir non négligeable et comparable au forçage exercé

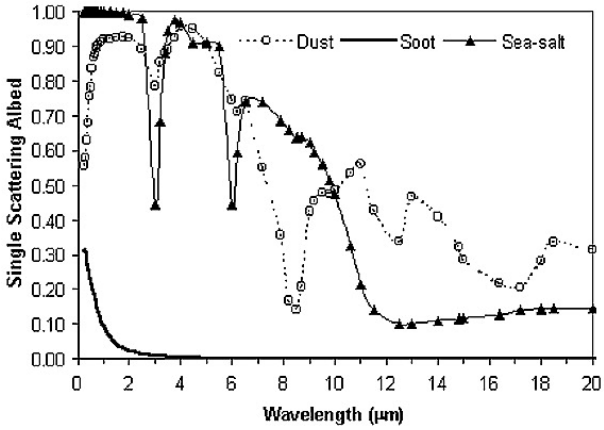


FIGURE 1.11 – *Albédo de simple diffusion en fonction de la longueur d'onde du rayonnement pour les trois principaux composés particulaires (aérosols désertiques, carbone suie, et sel marins) à partir des valeurs de la base de donnée OPAC décrit dans Hess et al. (1998). D'après Satheesh and Lubin (2003)*

par les gaz à effet de serre (*Vogelmann et al.*, 2003). Dans cette situation plusieurs études ont récemment montré que le forçage radiatif infrarouge pouvait être significatif (e.g. *Liao and Seinfeld*, 1998; *Lubin et al.*, 2002; *Vogelmann et al.*, 2003; *Satheesh and Lubin*, 2003; *Zhang and Christopher*, 2003; *Haywood et al.*, 2005; *Zhu et al.*, 2007; *Panicker et al.*, 2008; *Mallet et al.*, 2009; *Bharmal et al.*, 2009). A titre d'exemple, *Bharmal et al.* (2009) qui ont simulé les flux radiatifs à Niamey pour l'année 2006 montrent que l'effet direct dans l'infrarouge des aérosols désertiques en surface est souvent supérieur à +20 W/m^2 et que pour la journée du 9 mars 2006 (à 05h30) pendant une forte tempête de sable, la valeur instantanée du forçage est proche de +99 W/m^2. Cette valeur est à mettre en comparaison avec le forçage radiatif direct dans le visible supérieur à -250 W/m^2 estimé pendant cette tempête qui reste donc prépondérant (*Slingo et al.*, 2006). Durant cette même tempête, *Stanelle et al.* (2010) ont estimé un forçage radiatif direct au sol à $12H00$ UTC de -140 W/m^2 dans le visible et +70 W/m^2 dans l'infrarouge pour une épaisseur optique (à 450 nm) de 1.

Dans ce domaine spectral c'est principalement l'absorption du rayonnement qui pilote l'effet radiatif direct des aérosols. Cependant si l'on néglige les processus de diffusion, comme c'est souvent le cas dans les paramétrisations de l'émission/absorption du rayonnement infrarouge (*Stephens*, 1984), on sous-estime alors le forçage radiatif direct infrarouge, jusqu'à 50% au sommet de l'atmosphère et 15% en surface (*Dufresne et al.*, 2002). Comme on peut le voir sur la figure 1.11, même si beaucoup d'espèces d'aérosols telles que les sels marins ou les sulfates n'absorbent pas ou peu dans la gamme des longueurs d'ondes visibles, elles peuvent absorber de façon significative dans le régime spectral de l'infrarouge ($SSA_{10\mu m} \sim 0.4$). Par exemple, même si l'albédo de simple diffusion des aérosols sulfatés est proche de 1 à 500 nm (i.e. pas d'absorption), on voit qu'il est proche de 0 à la longueur d'onde de 10 µm (100% absorbant).

Du fait de l'absorption de rayonnement infrarouge puis de sa ré-émission postérieure suivant la loi de Planck, le rayonnement en surface est alors augmenté par les effets radiatifs direct des aérosols. Ceci correspond à un mécanisme d'effet de serre. Au sommet de l'atmosphère, la perte de rayonnement thermique sortant (OLR, *Outgoing Longwave Radiation*) est quant à elle diminuée à l'exception des cas de forte inversion thermique pour lesquels la température de la couche d'aérosols est plus grande que la température en surface (*Markowicz et al.*, 2003b). Ainsi le forçage radiatif direct dans l'infrarouge compense en partie le forçage radiatif direct aux ondes courtes. De plus le forçage radiatif direct infrarouge est généralement plus fort à la surface, qu'au sommet de l'atmosphère (*Slingo et al.*, 2006), ce qui conduit dans le cas général

à une divergence négative des flux radiatifs infrarouge (refroidissement) au sein de l'atmosphère.

Intégré à l'échelle de la journée, l'effet de serre généré par le forçage radiatif direct dans l'infrarouge a tendance à contrebalancer l'effet parasol des aérosols sur le rayonnement visible. Toutefois, pendant la journée la diminution du rayonnement visible incident en surface par les aérosols domine dans le forçage radiatif direct total, ce qui entraîne généralement une diminution de la température de surface. Le rayonnement thermique ré-émis par la surface est alors moins important, et réduit l'intensité de l'effet de serre. En revanche, la nuit le seul effet direct des aérosols possible est l'effet de serre. On peut alors observer une augmentation de la température de surface la nuit du fait de l'augmentation de flux infrarouge émis par les aérosols vers la surface (Figure 1.12).

Bien que d'un ordre de grandeur moins important, le forçage radiatif direct infrarouge n'est pas négligeable. *Lubin et al.* (2002) estiment par exemple que le forçage radiatif direct des aérosols dans l'infrarouge estimé durant la campagne INDOEX peut atteindre près de 15% de la valeur du forçage radiatif direct dans le visible. L'étude de *Panicker et al.* (2008) conclue qu'environ 25% du refroidissement en surface dû aux effets radiatifs dans le visible est compensé par l'augmentation du rayonnement infrarouge du fait de l'absorption par les aérosols. *Markowicz et al.* (2003b) ont estimé quant à eux que pendant la campagne ACE-Asia, le forçage radiatif infrarouge en surface (respectivement au sommet de l'atmosphère) pouvait atteindre 10 à 15% (respectivement 15-25%) de la valeur du forçage radiatif direct dans le visible. Ces auteurs estiment l'efficacité du forçage radiatif direct infrarouge en surface (le forçage radiatif normalisé par l'épaisseur optique en aérosol) à +55 $W/m^2/AOT_{10\mu\ m}$ quand les aérosols sont dans la couche limite et +37 $W/m^2/AOT_{10\mu\ m}$ quand ils sont situés plus en altitude (respectivement +18$W/m^2/AOT_{10\mu\ m}$ et +10$W/m^2/AOT_{10\mu\ m}$ au sommet de l'atmosphère) illustrant l'importance de la distribution verticale des aérosols. *Turner* (2008) présente en figure 3 de son article, le résultat d'un calcul de forçage radiatif direct infrarouge par les aérosols désertiques simulé avec un modèle de transfert radiatif ligne par ligne, en fonction de l'épaisseur optique de ces aérosols pour des conditions météorologiques typiques de pré-mousson à Niamey (peu de vapeur d'eau présente). La relation n'est pas linéaire mais une estimation au premier ordre permet d'évaluer l'efficacité du forçage radiatif infrarouge en surface à +75 $W/m^2/AOT_{11\mu\ m}$ et

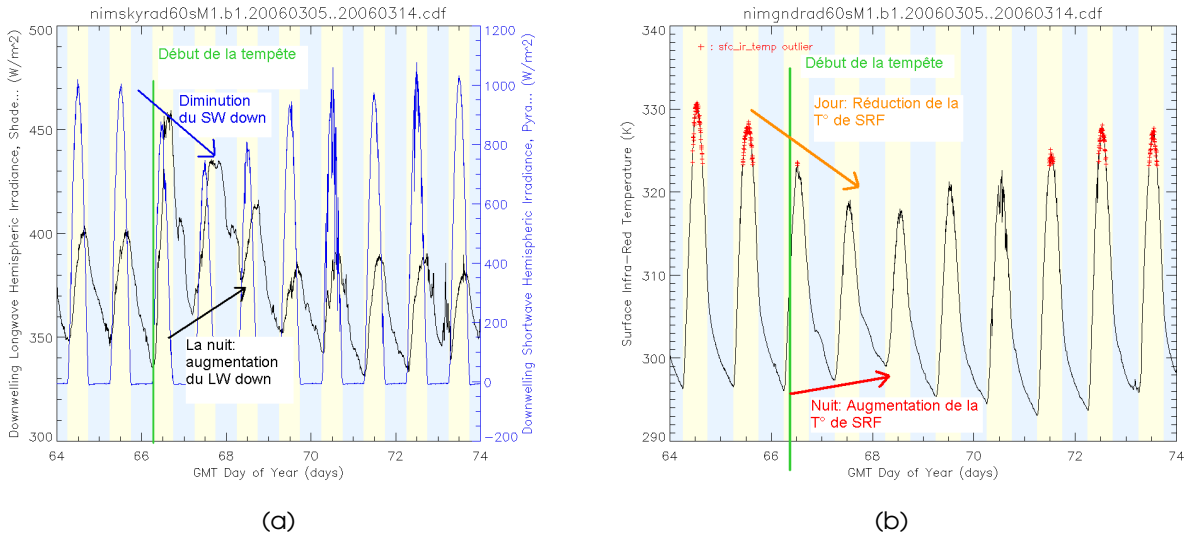


FIGURE 1.12 – *(a) Flux radiatif descendant solaire (bleu) et infrarouge (noir) et (b) Température du sol mesurées au sol à Niamey pendant la tempête de sable de mars 2006 durant l'expérience RADAGAST (Slingo et al., 2009). Données adaptées de http ://www.arm.gov/*

+5-25$W/m^2/AOT_{11\mu\ m}$ au sommet de l'atmosphère. *Hansell et al.* 2010 ont estimé une efficacité du forçage radiatif infrarouge au sommet de l'atmosphère de +17$W/m^2/AOT_{10\mu\ m}$ au dessus de l'atlantique pendant la campagne NAMMA. Le forçage radiatif infrarouge évalué représente environ 42% de la valeur du forçage radiatif direct en surface dans le visible moyenné sur la journée mais de signe opposé. *Haywood et al.* (2005) suggèrent que les poussières minérales peuvent exercer dans l'infrarouge un forçage radiatif de l'ordre +50 $W/m2$ en moyenne mensuelle à 12H00 UTC dans les régions sans nuages au dessus du Sahara, pouvant expliquer le biais d'OLR entre le modèle de prévision numérique *Met Office Unified Model* et les observations du satellite Meteosat-7. Leur étude montre que l'inclusion des effets radiatifs de poussières minérales dans ces longueurs d'onde conduit à une amélioration significative dans le bilan radiatif de modèles de prévision numérique.

Tous ces résultats mettent clairement en avant l'importance du forçage radiatif des aérosols dans l'infrarouge. Ces études montrent que négliger ces effets peut avoir sur des échelles de temps suffisamment longues (i.e. climatiques) un impact sur les résultats de simulations numériques (*Satheesh and Lubin*, 2003). Les observation directes sont rares, que ce soit à la surface (*Lubin and Simpson*, 1994; *Spänkuch et al.*, 2000), dans l'atmosphère (*Highwood et al.*, 2003), ou au sommet de l'atmosphère (*Ackerman and Chung*, 1992; *Hsu et al.*, 2000). En effet à ces longueurs d'ondes il est difficile de discerner les changements dans les flux radiatifs qui sont imputables à l'effet radiatif direct des aérosols, des changements thermodynamiques de l'atmosphère. De plus, la vapeur d'eau rend fortement complexe le problème dans la mesure où celle ci absorbe très efficacement le rayonnement infrarouge et module en partie l'efficacité des aérosols à intercepter le rayonnement tellurique disponible (*Bharmal et al.*, 2009). Enfin, il reste difficile de modéliser les propriétés optiques des aérosols dans l'infrarouge. Pour les aérosols désertiques, la composition minéralogique contrôle fortement les propriétés optiques dans l'infrarouge (*Sokolik et al.*, 1998; *Mano*, 2006; *Turner*, 2008) et est particulièrement variable suivant les régions où sont émises les particules minérales (*Claquin et al.*, 1999; *Caquineau et al.*, 2002).

Pour résumer, on voit que malgré sa simplicité théorique, l'effet direct engendre un forçage radiatif difficile à quantifier du fait des propriétés optiques et des concentrations très variables des aérosols. De plus, les rétroactions en cascade sur le système terre-atmosphère qu'il génère rend difficile l'estimation des impacts climatiques (*Satheesh and Moorthy*, 2005; *Lohmann et al.*, 2010; *Carslaw et al.*, 2010). Ainsi en déséquilibrant les flux radiatifs, l'effet direct des aérosols peut avoir de nombreuses conséquences :

→ La réduction (*dimming*) du rayonnement en surface peut réduire le développement des écosystèmes (e.g. *Chameides et al.*, 1999)

→ Elle provoque également des variations de la température de surface au dessus des terres mais au aussi dessus des océans qui pilotent la variabilité de la mousson en Afrique (e.g. *Myhre et al.*, 2003; *Lau and Kim*, 2007; *Foltz and McPhaden*, 2008; *Avellaneda et al.*, 2010)

→ Ces changements modifient les échanges surface-atmosphère de flux de chaleur sensible et latente (e.g. *Koren et al.*, 2004; *Jiang and Feingold*, 2006; *Zhang et al.*, 2008b), pouvant modifier la dynamique de la couche limite atmospherique (e.g. *Yu et al.*, 2002; *Heinold et al.*, 2008)

→ Tout cela pouvant avoir des conséquences sur le développement des nuages (e.g. *Ackerman et al.*, 2000; *Jiang and Feingold*, 2006; *Ramanathan et al.*, 2007; *Davidi et al.*, 2009)

→ L'échauffement de l'atmosphère peut également changer les profils de température et impacter la dynamique des nuages (effet semi-direct) (e.g. *Hansen et al.*, 1997; *Johnson et al.*, 2004; *Koren et al.*, 2004; *Feingold et al.*, 2005; *Hill and Dobbie*, 2008)

→ Les circulations atmosphériques locales et régionales sont également modifiées (e.g. *Li et al.*, 2007; *Miller et al.*, 2004; *Konare et al.*, 2008; *Lau et al.*, 2009; *Kocha*, 2011). Ces effets pouvant alors avoir des impacts sur le cycle de l'eau à l'échelle locale mais aussi régionale (e.g. *Ramanathan et al.*, 2001; *Menon et al.*, 2002; *Zhang et al.*, 2008a; *Lau et al.*, 2009; *Huang et al.*, 2009a; *Perlwitz and Miller*, 2010; *Zhao et al.*, 2011)

1.3.2 Effets radiatifs semi-directs

Les aérosols peuvent exercer un effet radiatif **semi-direct** sur le climat en modifiant l'albédo planétaire au travers des changements qu'ils induisent sur les champs nuageux conséquents aux effets radiatifs directs.

Historiquement, le terme effet semi-direct a été introduit par *Hansen et al.* (1997) pour décrire l'impact de l'absorption des aérosols absorbants (notamment le carbone suie) sur les nuages. Une série d'expériences avec un modèle simple de climat global a montré que l'absorption du rayonnement solaire visible, en réduisant l'humidité relative dans l'atmosphère, provoque une diminution de la couverture nuageuse en basses couches (*cloud burning* dans la littérature *Ackerman et al.* 2000). L'influence de cet effet semi-direct est alors un réchauffement du climat (forçage positif), car les nuages bas (e.g. stratocumulus et cumulus de couche limite) ont un albédo visible élevé, mais ne réduisent pas sensiblement le rayonnement thermique sortant. Cet effet peut augmenter la quantité d'énergie solaire qui atteint la surface terrestre et celle absorbée dans l'atmosphère, conduisant à un réchauffement supplémentaire par les aérosols et une baisse accrue de la nébulosité (rétroaction positive) comme décrit par *Jacobson* (2002). Certaines observations sont en accord avec l'effet semi-direct. *Koren et al.* (2004) ont constaté une réduction de la formation des nuages dans la région amazonienne liée aux aérosols de feux de biomasse.

Dans leur étude, *Hansen et al.* (1997) ont évalué l'impact climatique des aérosols en considérant une distribution globale uniforme en aérosol ayant pour épaisseur optique 0.1 et un albédo de simple diffusion de 0.90. Dans une simulation où le couvert nuageux est fixe, le forçage radiatif direct au sommet de l'atmosphère est estimé à $-0.82\ W/m^2$ en moyenne globale annuelle associé à une diminution de la température de surface de 0.41 K. En revanche quand la réponse des nuages est incluse, une augmentation de 0.17 K est observée du fait de la diminution du couvert nuageux en basses couches. Ainsi, en présence d'aérosols absorbants, le forçage radiatif direct est un indicateur insuffisant de la réponse de la température de surface. Un résultat similaire a été aussi rapporté par *Cook and Highwood* (2004) dans une étude basée sur un modèle de climat global plus complexe. Dans ces travaux, une diminution des nuages convectifs dans les tropiques a aussi été observée. Les aérosols absorbants conduisent à un réchauffement dans la troposphère mais ce réchauffement est plus important dans la basse troposphère. Ainsi la stabilité verticale de l'atmosphère est accrue, favorisant la diminution de la couverture nuageuse et de l'activité convective.

À plus fine échelle, l'effet semi-direct a été aussi étudié par *Ackerman et al.* (2000) à l'aide d'un modèle LES (*Large-Eddy Simulation*) basé sur les observations de la campagne INDOEX. Pendant les mois d'hiver et de printemps, les jets de basse couche nord-est advectent des masses d'air très polluées du continent asiatique vers l'océan Indien. Ces masses d'air contiennent un taux relativement élevé de carbone suie ($\sim$ 11% en masse), un SSA relativement faible (0.88 à 500 nm) et de fortes épaisseurs optiques en aérosol (0.2-0.7 à 500 nm *Satheesh and Ramanathan* 2000). Un des résultats majeurs d'INDOEX est l'important taux d'échauffement atmosphérique (0.3-1 $K/jour$) dans la basse troposphère (0-3 km) associé à ces aérosols. *Ackerman et al.* (2000) ont trouvé que ces particules absorbantes réduisent l'humidité relative dans la couche limite, et

diminuent la fraction nuageuse de cumulus. Le taux d'échauffement est maximal au sommet de la couche limite où la fraction nuageuse est maximale. Cela a pour effet de stabiliser la couche limite, et de tendre à réduire l'apport de flux turbulent et d'humidité dans la couche limite, supprimant ainsi la convection. En moyenne journalière, la réduction de la couverture nuage par les aérosols absorbants mesurée pendant INDOEX en 1998 et 1999 a été estimée à 25% et 40% respectivement.

Cependant de nombreuses études plus récentes décrivent des mécanismes supplémentaires selon lesquels les aérosols peuvent réduire ou augmenter le couvert nuageux. Il peut y avoir donc de multiples effets semi-directs. Les travaux de *Johnson et al.* (2004), *Brioude et al.* (2009) et *Perlwitz and Miller* (2010) suggèrent que l'effet semi-direct des aérosols ne résulte pas toujours en un forçage radiatif positif.

Une étude menée par *Yu et al.* (2002) avec un modèle de couche limite 1-D suggère que les aérosols absorbants peuvent accroître ou décroître la couverture nuageuse dans la couche limite suivant la localisation des aérosols (en dessous ou au dessus de l'inversion thermique). Lorsqu'il se trouve dans la couche limite, les aérosols assèchent la couche limite réduisant les flux d'humidité de surface, conduisant à une probabilité plus faible de formation de nuage. Au contraire, lorsque les aérosols sont situés au dessus de la couche limite, ils accentuent l'inversion thermique, conduisant à une diminution du taux d'entraînement d'air sec troposphérique et une humidification de la couche limite, augmentant alors la probabilité de formation de nuage. Ces résultats ont été confirmés pour le cas de stratocumulus marins par *Johnson et al.* (2004) qui montrent que la présence d'aérosols absorbants au dessus d'un stratocumulus, augmente son contenu en eau. Les auteurs notent que les modèles globaux ne représentent pas correctement ces nuages et ne sont pas capables par conséquent de simuler correctement l'effet semi-direct.

Dans ce cadre, *Koch and Genio* (2010) ont récemment proposé une revue complète de cet effet radiatif semi-direct en distinguant l'augmentation ou la réduction du couvert nuageux en fonction du type de nuage considéré (stratocumulus ou cumulus) et de l'altitude de la couche d'aérosols par rapport à l'altitude du nuage (cf Figure 1.13). Nous en proposons ici une synthèse permettant de faire un état de l'art des connaissances actuelles sur l'effet radiatif semi-direct. Nous distinguons essentiellement ici l'altitude de l'aérosol par rapport à l'altitude du nuage.

- **Absorption des aérosols à l'intérieur du nuage** :

En général, l'échauffement dans le nuage favorise la diminution de l'humidité relative et du contenu en eau liquide réduisant ainsi le couvert nuageux dans le cas de cumulus (*Ackerman et al.*, 2000) et de stratocumulus (*Hill and Dobbie*, 2008).

- **Absorption des aérosols en dessous du nuage** :

Les études tendent à montrer qu'un échauffement sous le nuage renforce les mouvements convectifs et la condensation d'eau favorisant ainsi le développement de nuages de type cumuliforme *Feingold et al.* (2005) (cumulus au dessus des terres) et stratiforme *Johnson et al.* (2004) (stratocumulus marin).

- **Absorption des aérosols au-dessus du nuage** :

Dans le cas de stratocumulus, l'échauffement au-dessus du nuage tend à augmenter le gradient de température au dessus de l'inversion et à stabiliser la couche limite. Cette stabilisation se traduit par une diminution du flux d'entraînement d'air sec ayant pour effet d'humidifier la

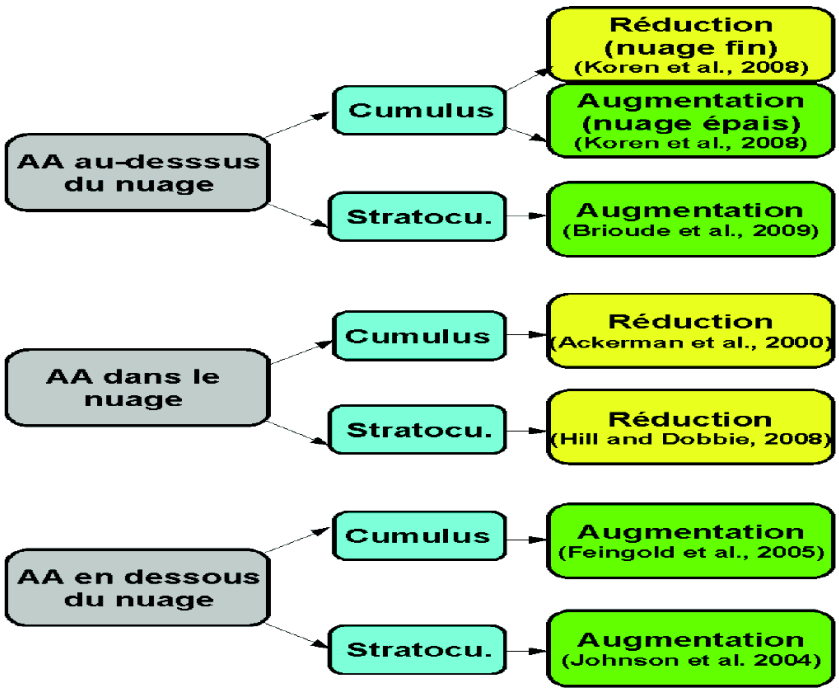


FIGURE 1.13 – *Forçage radiatif semi-direct fonction du type de nuage (cumulus ou stratocumulus) et de sa position par rapport à la couche d'aérosols (AA : Absorption du rayonnement solaire par la couche d'Aérosols). D'après Péré (2010)*

couche limite et d'augmenter le contenu en eau liquide favorisant dès lors le maintien et/ou le développement du couvert nuageux (*Johnson et al.*, 2004; *Brioude et al.*, 2009).

Dans le cas de cumulus, la stabilisation de la couche limite et la réduction de l'activité convective tend à inhiber la formation nuageuse lorsque l'épaisseur du nuage est faible (*Koren et al.*, 2008). A l'inverse, lorsque l'épaisseur du cumulus est importante, l'échauffement au sommet du nuage dû à l'absorption du rayonnement par les aérosols peut favoriser dans ce cas la convection profonde. Le renforcement du flux convectif au sommet du nuage crée alors un flux convergent en basse couche alimentant la base du nuage en air humide et favorisant par là-même son développement (*Koren et al.*, 2008).

En résumé, la réduction ou l'augmentation de la couverture nuageuse de basse et moyenne altitude a un forçage positive ou négatif sur le climat, et peut donc provoquer un réchauffement ou un refroidissement. Comprendre les effets semi-directs des aérosols sur les nuages est capital. En effet, les changements de température associés à la réponse des nuages en présence d'aérosols absorbant sont très élevés et potentiellement bien plus importants que ceux dus aux effets radiatifs directs. *Koren et al.* (2008) proposent un modèle théorique simplifié de l'effet semi-direct et des effets indirects (décrits dans la section suivante). Leur modèle suggère que les effets semi-directs peuvent être les effets dominants dans le forçage radiatif des aérosols et sont d'autant plus significatifs que l'épaisseur optique est grande et que la fraction nuageuse est faible.

1.3.3 Effets radiatifs indirects

Enfin, les aérosols ont également un effet radiatif indirect sur le climat à travers leurs interactions avec la microphysique nuageuse. En effet, aux sursaturations rencontrées dans l'atmosphère, pour que la vapeur d'eau condense et forme des gouttelettes d'eau nuageuses ou des

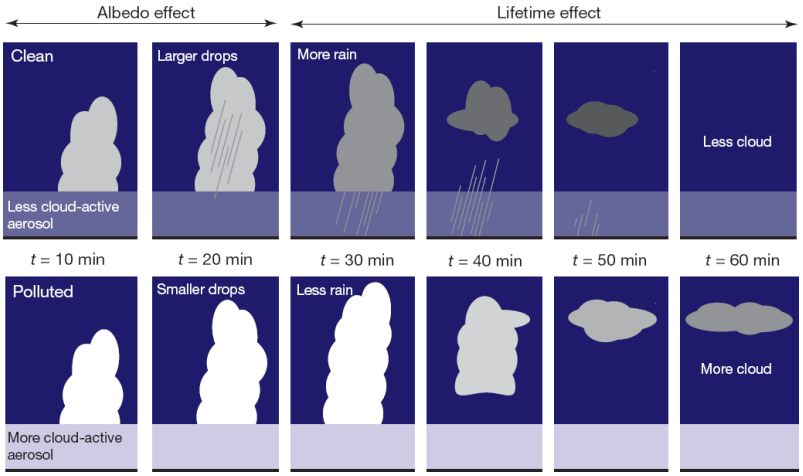


FIGURE 1.14 – *Schématisation de l'effet d'albédo (1er effet indirect) et d'augmentation du temps de vie (2nd effet indirect) des nuageus comme proposé initiallement par Twomey (1977) et Albrecht (1989) (adapté de Stevens and Feingold, 2009). La situation du haut correspond à des conditions pristines (faible concentration en aérosols) tandis que les conditions polluées (forte concentration en aérosols) est representée en bas de figure*

cristaux de glace (selon la phase du nuage), la présence d'un substrat de condensation permettant la nucléation hétérogène de la vapeur d'eau est obligatoire (*Pruppacher and Klett*, 1997). C'est ce rôle d'intermédiaire de noyaux de condensation nuageuse (CCN), et de noyaux glaçogène (IN) que jouent les particules d'aérosols dans la formation des nuages. Ainsi, la formation et le cycle de vie des nuages peuvent être modifiés suivant les concentrations et les propriétés des aérosols (distribution dimensionnelle, hygroscopicité, ...). Dès lors, les aérosols sont capables d'exercer un effet radiatif indirect sur le climat, avec modification de l'albédo planétaire et donc, du flux lumineux incident en surface, en modifiant les caractéristiques microphysiques (albédo) et macrophysiques (précipitation/temps de vie) des nuages .

L'idée d'un forçage radiatif indirect est tout d'abord apparue avec l'hypothèse d'un changement de l'albédo du nuage sous l'effet de l'augmentation de la concentration en particules d'aérosols. *Twomey* (1977) avait noté qu'à contenu en eau nuageuse équivalent, une augmentation de la concentration des gouttelettes nuageuses, via l'augmentation de la concentration de CCN entraînait une augmentation de l'albédo du nuage[4]. En conséquence les aérosols pourraient exercer un forçage radiatif négatif (**premier effet indirect**). Plus tard, *Albrecht* (1989) avançait que l'augmentation de la concentration des gouttelettes nuageuses, devait aussi réduire l'efficacité du nuage à former des précipitations et modifier ainsi indirectement la dynamique du système nuageux. Moins de précipitations impliquerait une durée de vie moyenne du nuage augmentée (**deuxième effet indirect**). Ces mécanismes sont illustrés sur la figure 1.14.

Récemment, ces hypothèses ont été remises en cause. *Twohy et al.* (2005), par exemple, ont bien observé une anti-corrélation entre le nombre de particules et la taille des gouttelettes d'eau de stratocumulus dans le nord-est du pacifique mais aucun impact de la charge en aérosols sur l'épaisseur optique géométrique du nuage (son albédo) n'a pu être clairement mis en évidence. Concernant le second effet indirect, *Ackerman et al.* (2004) et *Sandu et al.* (2008) ont montré dans le cas de stratocumulus marins, que de jour, une augmentation de la concentration en CCN induit une diminution du contenu en eau intégré sur la colonne atmosphérique, ce qui diffère de l'hypothèse d'Albrecht. Ces études mettent en évidence que les interactions dynamique-

4. car le rayon effectif ($r_{eff} = 3/2(r^3_{volumique}/r^2_{surfacique})$) des gouttelettes d'eau nuageuses diminue dans ces conditions (i.e. augmentation de la surface totale des gouttelettes dans le nuage) et que l'abédo du nuage est fonction de $1/r_{eff}$

microphysique-rayonnement dans la couche limite sont fortement couplées entre elles et que l'on ne peut à priori pas isoler les effets indirects (premier et deuxième) des autres effets résultants.

En effet, la réponse de la dynamique nuageuse peut surpasser la réponse liée aux perturbations microphysiques induites par les aérosols. Par exemple, pour les nuages de type cumulus, une réduction des précipitations se traduit par le transport de plus d'eau liquide vers la région sommitale du nuage où elle s'évapore ensuite. Le refroidissement associé déstabilise l'environnement, le rendant favorable au développement d'une convection plus profonde (Fig. 1.15). Cependant, une convection renforcée produit plus de pluie, ce qui peut compenser la réduction initiale de précipitation due aux effets microphysiques des aérosols (*Lohmann and Feichter*, 2005; *Rosenfeld et al.*, 2008; *Stevens and Feingold*, 2009).

L'effet indirect des aérosols est très dépendant du régime de nuage considéré (*Stevens and Feingold*, 2009) et il est aujourd'hui encore difficile d'établir des relations significatives à des échelles climatiques entre aérosols, nuages et précipitations. Par conséquent, l'effet climatique indirect des aérosols reste très mal estimé du fait notamment de paramétrisations encore très simplifiées, et des défauts des modèles à représenter correctement les distributions des nuages et les processus microphysiques nuageux (*Johnson*, 2005; *Bony et al.*, 2006). En conséquence, il reste encore difficile d'intégrer une représentation satisfaisante de ces effets dans les modèles de climat actuel. Durant ce travail de thèse, nous ne considèrerons pas les effets indirects des aérosols. En effet, le modèle RegCM3 présenté au chapitre 3 ne dispose pas à l'heure actuelle de schéma représentant, même grossièrement, ces effets.

Cependant il faut noter que les aérosols présents en Afrique de l'ouest sont susceptibles de jouer un rôle sur la microphysique nuageuse. En effet les aérosols de feux de biomasse, contrairement aux aérosols désertiques, sont de bon CCN (*Cachier and Ducret*, 1991). Par contre les aérosols désertiques peuvent quant à eux constituer des noyaux de glace (IN) très efficaces (*DeMott et al.*, 2003; *Kanji and Abbatt*, 2006; *Richardson et al.*, 2007) en particulier lorsqu'il sont transportés dans les nuages convectifs jusqu'à la moyenne et haute troposphère (*Tulet et al.*, 2010). Bien qu' encore mal compris et ne disposant pas d'outils encore adaptés, il apparaît nécessaire dans les recherches futures de considérer les effets des aérosols sur la microphysique nuageuse pour modéliser le climat régional. D'autant qu'en Afrique de l'ouest, les principaux nuages présents sur les terres sont des nuages de types nuages convectifs de méso-echelle (MCS pour *Mesoscale Cloud System*) dont l'impact sur le climat régional est déterminant. En effet ces nuages, qui se développent pendant la saison de mousson, apportent la majorité des précipitations au sol (*Mathon et al.*, 2002). D'autres part leur interaction avec les ondes de jet d'est africain (*Jones et al.*, 2004; *Leroux and Hall*, 2009; *Cornforth et al.*, 2009) ont des répercussions au delà de la région en favorisant la formation de cyclones tropicaux sur le bassin Atlantique.

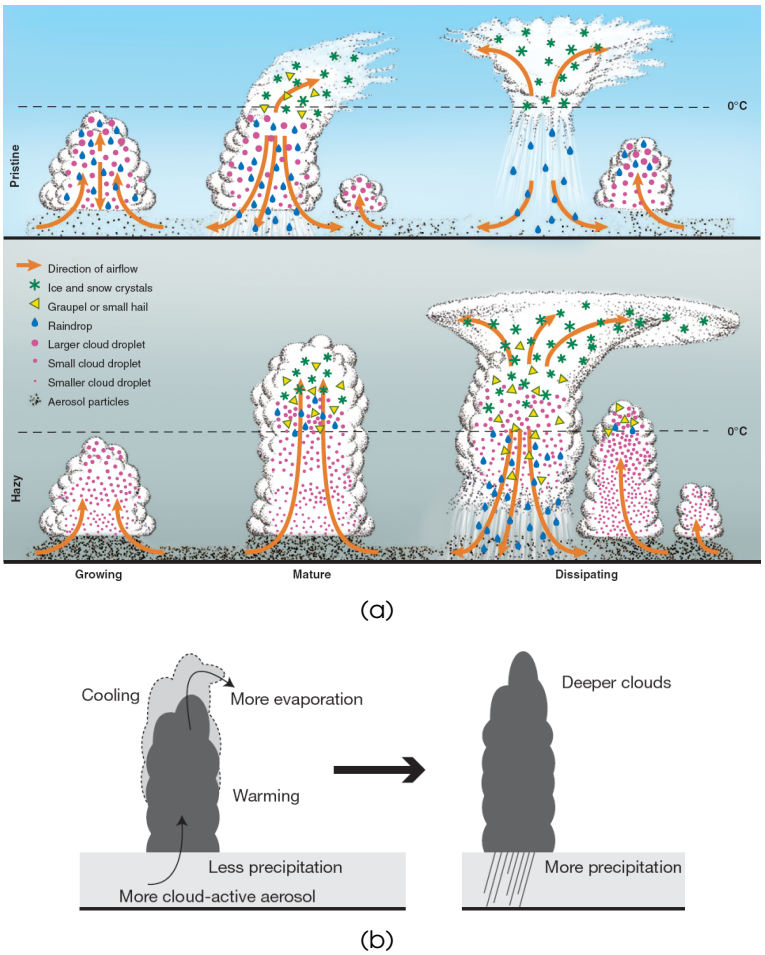


FIGURE 1.15 – *(a) Évolution d'un nuage de convection profonde en condition atmosphérique non pollué (en haut) et pollué (en bas). Dans le cas non pollué, les gouttelettes nuageuses se transforment en gouttes de pluie par coalescence et quittent le nuage en précipitant. Dans le cas du nuage pollué, les gouttelettes nuageuses plus petites ne précipitent pas avant d'atteindre le niveau de surfusion où elles gèlent et forment des précipitations neigeuses. En se formant, la neige relâche de la chaleur latente dans les niveaux supérieur et la réabsorbe pendant sa chute aux niveaux inférieurs lors de sa fonte. Ceci implique un plus grand transport ascendant de chaleur pour une même quantité de précipitation à la surface. Cela signifie qu'il y a consommation de plus d'instabilité pour le même total de précipitation. Le résultat est une augmentation de la convection nuageuse et des précipitations, malgré le ralentissement de la conversion de gouttelettes nuageuses en gouttes de pluie. D'après Rosenfeld et al., 2008. (b) La réduction initiale des précipitations pré-conditionne le développement d'un environnement favorable à une convection plus profonde, qui en retour fournira plus de précipitations. D'après Stevens and Feingold, 2009.*

2

Les particules d'aérosols en Afrique de l'Ouest

Sommaire

2.1 Répartition des aérosols dans l'atmosphère Ouest Africaine 43
2.1.1 Zones sources et saisonnalité des émissions d'aérosols 43
2.1.2 Répartition horizontale et verticale des aérosols 45
2.1.3 Conséquence sur l'état de mélange des particules d'aérosols 47
2.2 Propriétés physico-chimique et optiques des aérosols en Afrique de l'ouest . 49
2.2.1 Granulométrie des aérosols 49
2.2.2 Indice de réfraction des aérosols 54
2.2.3 Propriétés optiques des aérosols 60
2.3 Influence des aérosols africains sur le climat régional 65
2.3.1 Forçage radiatif direct et échauffement atmosphérique 65
2.3.2 Impacts climatiques des aérosols africains 68
2.4 Conclusion du chapitre 71

En Afrique de l'ouest, l'épaisseur optique en aérosols observée évolue au cours des saisons. Ses variations sont essentiellement reliées aux émissions de feux de biomasse (*Chu et al.*, 2003) se produisant en saison sèche, et aux émissions continues d'aérosols minéraux (*Kaufman et al.*, 2005). De fait, les aérosols qui nous intéressèrent dans nos travaux sont les aérosols désertiques issus de l'érosion éolienne des surfaces arides, et les aérosols carbonés (carbone suie et carbone organique) issus des feux de biomasse, de l'utilisation de combustibles naturels (*bio-fuel*) et de combustibles fossiles. Dans ce chapitre, nous focalisons la discussion sur ces deux principaux types de particules d'aérosols rencontrées dans l'atmosphère ouest Africaine et qui coexistent avec une prédominance plus ou moins forte en fonction des saisons :

- **Les aérosols désertiques**, dont les principales sources sont le Sahara et le Sahel (*Prospero et al.*, 2002), prédominent pendant la saison sèche (*Legrand et al.*, 1994; *Moulin et al.*, 1998), de novembre à avril, et lors de passages d'évènements convectifs, de juin à septembre, tels que les lignes de grain mobilisant assez d'énergie pour soulever les poussières.

- **Les aérosols issus de feux de biomasse**, dont les émissions et les impacts dans la région sont très importants durant la saison sèche (*Liousse et al.*, 2004). En saison humide, lorsque le régime de mousson est bien établi, les vents du sud-ouest peuvent aussi emporter les panaches de feux du sud de l'Afrique vers l'Afrique de l'ouest (*Kaufman et al.*, 2005; *Sauvage et al.*, 2007).

Au cours de ces dix dernières années, l'accroissement des moyens d'observations satellitaires ainsi qu'un nombre important de campagnes expérimentales mises en œuvre au nord du continent (e.g. SHADE *Tanré et al.* 2003 ; AMMA *Redelsperger et al.* 2006 ; DABEX *Haywood et al.* 2008 ; RADAGAST *Miller and Slingo* 2007 ; DODO *McConnell et al.* 2008 ; SAMUM 1&2 *Ansmann et al.* 2011 ; GERBILS *Haywood et al.* 2011) ont fourni des informations essentielles pour la validation et/ou la contrainte des modèles numériques et la compréhension des phénomènes. Ainsi, la littérature actuelle discutant des propriétés des aérosols ouest africains et de leurs impacts est riche.

Ce chapitre se focalise sur la description des spécificités de l'aérosol ouest africain avec pour objectifs (i) synthétiser les connaissances obtenues au cours des campagnes de terrain des propriétés (physiques, chimiques et optiques) des deux espèces qui sont nécessaires au développement et à l'évaluation du modèle RegCM3 utilisé dans cette étude (ii) résumer les principales conclusions des études portant sur les effets radiatifs et les impacts climatiques des aérosols dans la région déjà menées afin de positionner nos travaux dans leur contexte scientifique.

2.1 Répartition des aérosols dans l'atmosphère Ouest Africaine

2.1.1 Zones sources et saisonnalité des émissions d'aérosols

Les aérosols désertiques, ou poussières minérales, sont émis dans des zones dites sources. Ces zones font référence à des régions arides où de la matière érodible est présente en surface. En général, de telles régions correspondent à d'anciens bassins hydrologiques aujourd'hui asséchés et contenant d'importantes quantité de sédiments en surface. Plusieurs études ont identifié certaines régions préférentielles (Fig. 2.1) comme par exemple la dépression du Bodélé dont les émissions sont actives tout au long de l'année (*Koren et al.*, 2006; *Ginoux et al.*, 2010) du fait de la proximité de massifs montagneux qui canalisent les vents en surface. Cependant, toutes les sources présentes en Afrique du Nord ne sont pas activées en permanence. Il faut pour cela des phénomènes météorologiques capables de générer des rafales de vents assez fortes

pour mettre en mouvement les agrégats de sable en surface (cf. annexe A pour une description des mécanismes d'émission des poussières désertiques) et ainsi « activer » les zones sources d'émission. La présence de ces phénomènes dépend de la saison (*Engelstaedter and Washinston*, 2007; *Williams et al.*, 2009). Différents phénomènes météorologiques ont été identifiés : Courants jet nocturnes, la dynamique du FIT, les phénomènes orographiques, les lignes de grains, les cyclones sahariens, l'intrusion d'air méditerranéen, etc (*Bou Karam*, 2008).

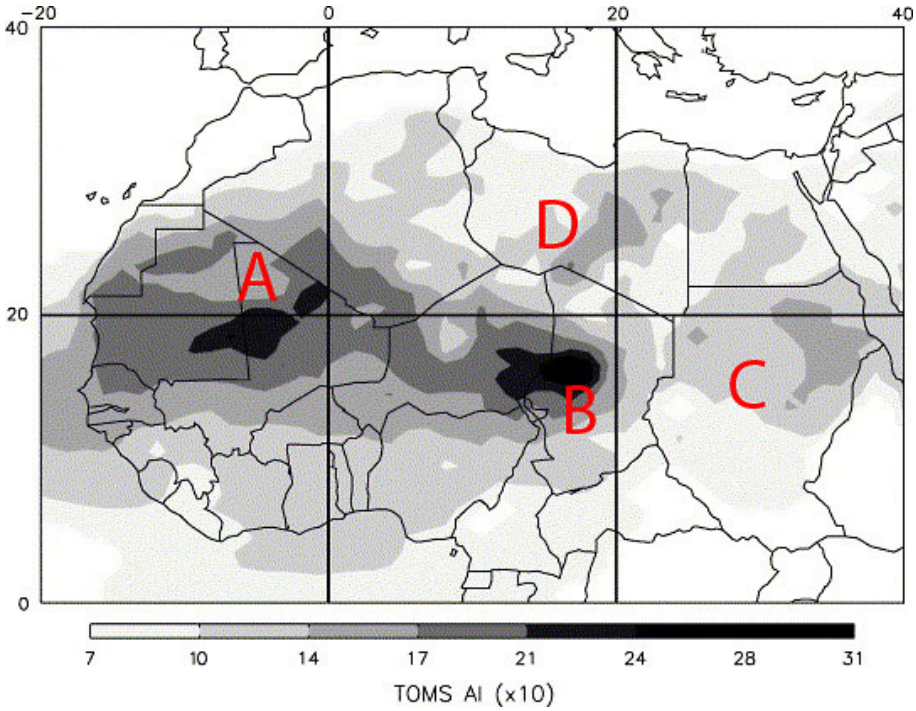


FIGURE 2.1 – *Moyenne annuelle sur la période 1980-1992 de l'indice aérosols TOMS (×10) d'après Engelstaedter et al. (2006). On identifie les principales zones sources d'aérosols désertiques : (a) L'Afrique de l'ouest et du Nord (b) La dépression du Bodélé (c) les déserts Nubien et (d) Lybien.*

Les zones sources de feux de biomasse sont quant à elles localisées sur une bande plus au sud vers 10°N de latitude. La saisonnalité de ces sources est liée à la saisonnalité de la mousson. En effet, les aérosol de feux de biomasse sont émis pendant la saison sèche essentiellement comme on peut le voir sur la figure 2.2. La migration de la distribution saisonnière des feux décrit le déplacement de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) au cours de l'année *Roy et al.* (2008).

Cependant ce que ne révèle pas la figure 2.2 est l'intensité relative des émissions. En effet la quantité de matière émise lors de la combustion dépend fortement du type de végétation brûlée ainsi que de la surface brûlée. On constate alors que le maximum de surface brûlée est majoritairement centré à l'est de la bande de feux visible sur la figure 2.2. En parallèle, le type de végétation dans cette zone présente en général des facteurs d'émission plus élevés (*Andreae*, 1991) suggérant que le maximum d'émission est plutôt attendu à l'est de la bande Sahélienne plutôt qu'à l'ouest. (*Chang and Song*, 2009).

On note également que les feux de biomasse présentent un cycle diurne caractéristique avec un maximum en milieu-fin d'après midi. En effet un pic d'énergie radiative observé par les satellites est généralement constaté dans plusieurs études (*Giglio*, 2007; *Vermote et al.*, 2009).

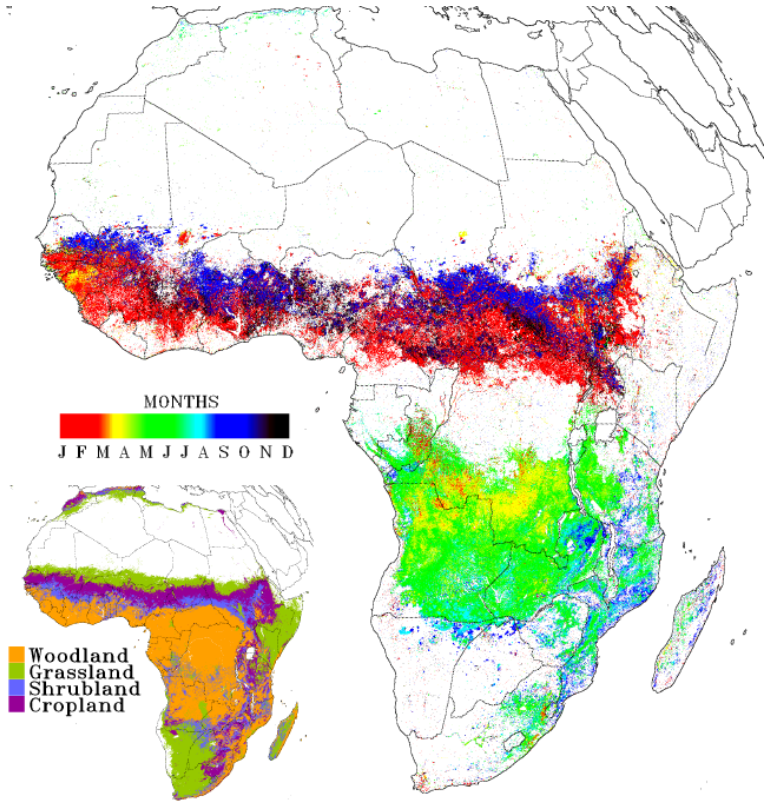


FIGURE 2.2 – *Cartographie temporelle des feux de biomasse observés en Afrique par le capteur satellitaire SEVIRI pour l'année 2004. D'après Roberts et al. (2009)*

2.1.2 Répartition horizontale et verticale des aérosols

Les principaux régimes de vent (qui évoluent avec la dynamique de la mousson pendant l'année) gouvernent la répartition horizontale des aérosols. Le transport saisonnier des aérosols désertiques est assez bien documenté (*Huang et al.*, 2010). En revanche, durant la saison sèche, la contribution des aérosols de feux de biomasse devient très forte au dessus du golfe de Guinée (*Tanré et al.*, 2001). Cependant, très peu d'études documentent la proportion relative entre les différents types d'aérosols au dessus du golfe en saison sèche. Cela sera abordé au cours du chapitre 4 .

La répartition verticale des aérosols dans la colonne atmosphérique est fortement conditionnée par la dynamique atmosphérique présente dans la région. En basses couches, on peut identifier les deux principaux acteurs responsables du transport des particules d'aérosols :

- **Le flux d'Harmattan :** Les alizés de l'hémisphère nord balayent l'Afrique de l'Ouest du nord-est vers le sud-ouest et prennent le nom d'Harmattan. Ce vent sec et très turbulent dans les basses couches, peut aller jusqu'à 5 km d'épaisseur et est très chargé en aérosols désertiques.

- **Le flux de mousson :** En été, le gradient de température méridien provoque une circulation du sud vers le nord. Les alizés de l'hémisphère sud dépassent alors l'équateur et s'orientent vers le nord-est. Ce vent de basse couche est appelé flux de mousson. Il est relativement plus froid que l'Harmattan, plus chargé en humidité par l'océan et son épaisseur ne dépasse généralement pas 2 km.

La convergence de ces deux flux dans les basses couches s'appelle le **Front Inter Tropical (FIT)**. La position moyenne du FIT varie au cours de l'année en phase avec la mise en place de la

mousson au dessus des terres. Ainsi, on observe que le FIT se situe autour de 9°N en hiver et entre 16°N et 20°N en été (*Ginoux et al.*, 2001; *Slingo et al.*, 2008).

Le déplacement de la zone de transition entre ces deux flux va fortement conditionner le transport vertical des aérosols comme cela est représenté sur la Figure 2.3.

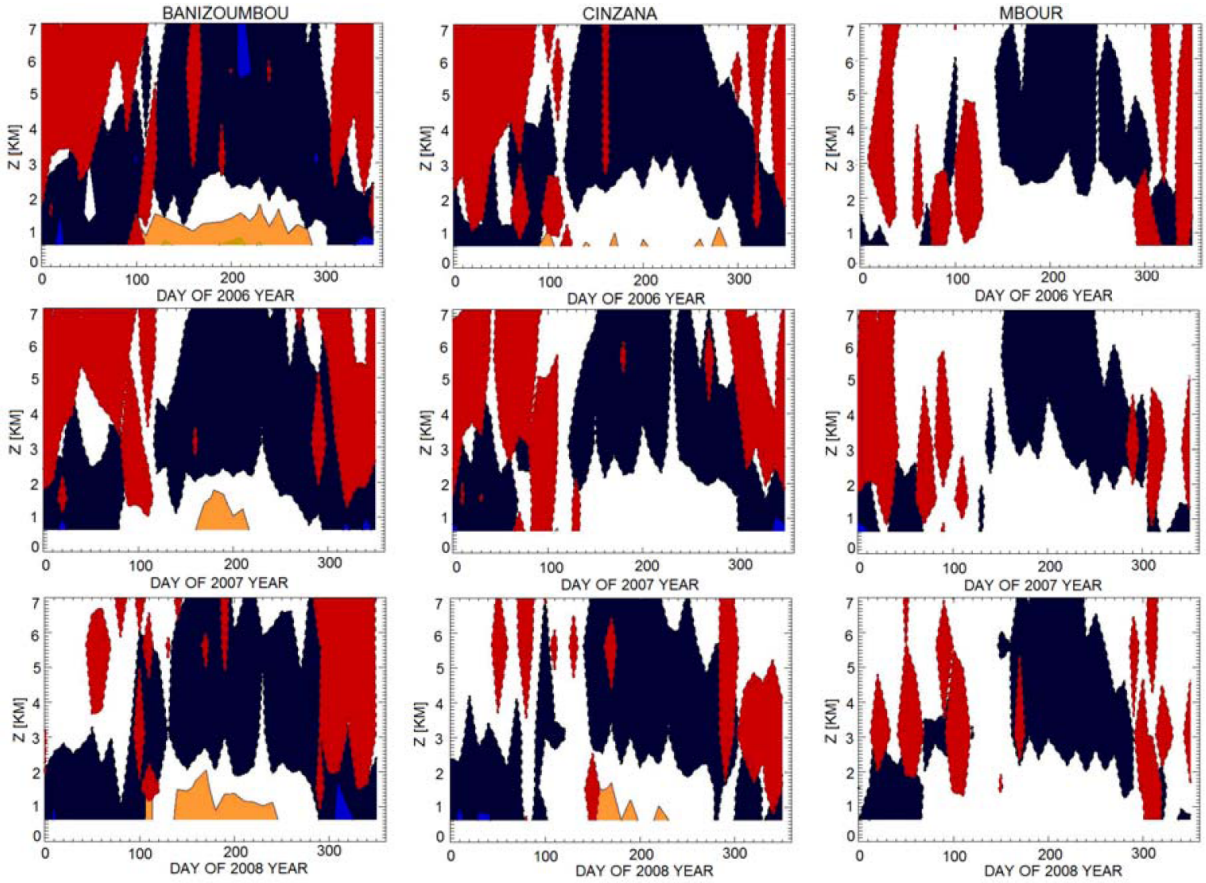


FIGURE 2.3 – *Profil vertical représentant l'évolution temporelle de l'origine des masses d'air déterminé par l'analyse des rétrotrajectoires faites au dessus des sites de Banizoumbou, Cinzana et Mbour. En bleu, les masses d'air en provenance des zones désertiques, en rouge des zones de feux de biomasse observées par le satellites AATSR, en orange des zones océaniques. D'après Cavalieri et al. (2010)*

Transport vertical en été : Pendant la saison humide, le flux de mousson et l'Harmattan créent deux couches différentes d'un point de vue thermodynamique mais aussi du point de vue des aérosols : la couche de mousson et la couche d'air Saharienne (SAL) (*Carlson and Prospero*, 1972). Lorsque le flux d'Harmattan rencontre le flux de mousson, il est moins dense et passe au dessus favorisant le transport en altitude des aérosols désertiques qui peuvent être ensuite advectés sur de longues distances au dessus de l'Atlantique par les courants d'est troposphériques. De plus, pendant cette période, lorsque le flux de mousson s'installe sur les terres, le FIT balaye de nombreuses zones sources d'aérosols minéraux (*Prospero et al.*, 2002; *Schepanski et al.*, 2007; *Bou Karam et al.*, 2009; *Ginoux et al.*, 2010) ce qui favorise un transport efficace des aérosols désertiques au dessus de la couche limite du fait des forts phénomènes turbulents qui se produisent à proximité du FIT (*Bou Karam*, 2008). En parallèle, d'autres phénomènes météorologiques se produisent favorisant le transport en altitude des aérosols désertiques. En effet, l'interaction entre le flux de mousson et les ondes d'est africaines engendre un environnement favorable à la formation de nuage convectifs de méso-échelle. Les fronts froids générés par cette convection humide contribuent très significativement à la mise en suspension

d'aérosols désertiques (*Flamant et al.*, 2007; *Marsham et al.*, 2008). Ainsi par transport convectif les aérosols désertiques peuvent être transportés à des altitudes élevées (*Tulet et al.*, 2010).

Transport vertical en hiver : En saison sèche, la ZCIT est à sa position la plus proche de l'équateur (environ 5°N) et par extension le FIT également ($\sim$ 8-9°N). Ainsi, les aérosols désertiques durant le transport transatlantique sont généralement plus bas en altitude du fait que la SAL ne chevauche pas le flux de mousson comme en été. L'étude de *Generoso et al.* (2008) utilise des profils verticaux obtenus avec le LIDAR satellitaire CALIOP et indique que les panaches de poussières désertiques s'étendent jusqu'à 8 km en été au dessus de l'Atlantique, tandis que l'altitude maximale est d'environ 4 km en hiver.

Comme décrit précédemment, en hiver, avant la mise en place de la mousson, les feux de végétation résultant essentiellement d'activités anthropiques relâchent des quantités importantes de matière particulaire. Les aérosols de feux de biomasse sont principalement émis dans une bande localisée au sud de 11°N et légèrement au nord du FIT dans une région de forte instabilité convective faiblement sujette à une advection en direction du sud. De façon générale, au fur à mesure que les aérosols de feux de biomasse se déplacent vers le nord, ils chevauchent la couche d'air saharienne plus sèche et plus froide en cette période de l'année. En conséquent, la couche d'aérosols de feux de biomasse a tendance à être soulevée à des altitudes de plus en plus élevées pendant son déplacement vers le nord comme illustré sur la figure 2.4. Précisons que la limite entre les masses d'air chaudes chargées d'aérosols de feux de biomasse et les masses d'air plus froides advectées par le flux d'Harmattan et fortement chargées en poussières sahariennes est une limite différente du FIT. *Haywood et al.* (2008) y font référence en tant que front d'Harmattan. Au niveau de ce front, la turbulence peut permettre d'injecter une partie des aérosols désertiques dans la couche d'aérosols de feux de biomasse. Cela explique certainement que *Formenti et al.* (2008) aient constaté que la contribution en masse des aérosols désertiques dans la couche de feux de biomasse puissent être significative (jusqu'à près de 72%).

Ainsi, de nombreuses observations expérimentales issues des récentes campagnes de terrains menées dans la région ouest africaine ont mis en évidence cette stratification des couches d'aérosols désertiques et des couches d'aérosols de feux de biomasse (*Pelon et al.*, 2008; *Mallet et al.*, 2008; *Heese and Wiegner*, 2008; *Johnson et al.*, 2008a; *Derimian et al.*, 2008b; *Esselborn et al.*, 2009; *Kim et al.*, 2009; *Léon et al.*, 2009). Par exemple, l'analyse de la dépendance spectrale du coefficient de diffusion a été utilisée pendant les campagnes d'observations AMMA-SOP0/DABEX pour discriminer les couches d'aérosols désertiques des couches d'aérosols de feux de biomasse. On a ainsi constaté de manière générale, la dominance de grosses particules dans les basses couches, caractéristique des aérosols désertiques, et dans la couche atmosphérique située entre 2 et 5 km d'altitude, la présence de fines particules caractéristique des aérosols de feux de biomasse (Figure 2.5). Cette stratification des aérosols de feux de biomasse et des aérosols désertiques en saison sèche liée à la dynamique a plusieurs conséquences. En particulier, en ce qui concerne le taux d'échauffement de l'atmosphère par les aérosols mais également sur le mélange des espèces, qui est discuté dans la section suivante.

2.1.3 Conséquence sur l'état de mélange des particules d'aérosols

Avant le début des campagnes DABEX/AMMA-SOP0 (Janvier-Fevrier 2006) il a été émis l'hypothèse que le mélange interne entre les aérosols de combustion et les poussières désertiques était susceptible de survenir, conduisant ainsi à des propriétés optiques complexes.

A l'issue de ces campagnes, la stratification verticale des couches d'aérosols observée suggère

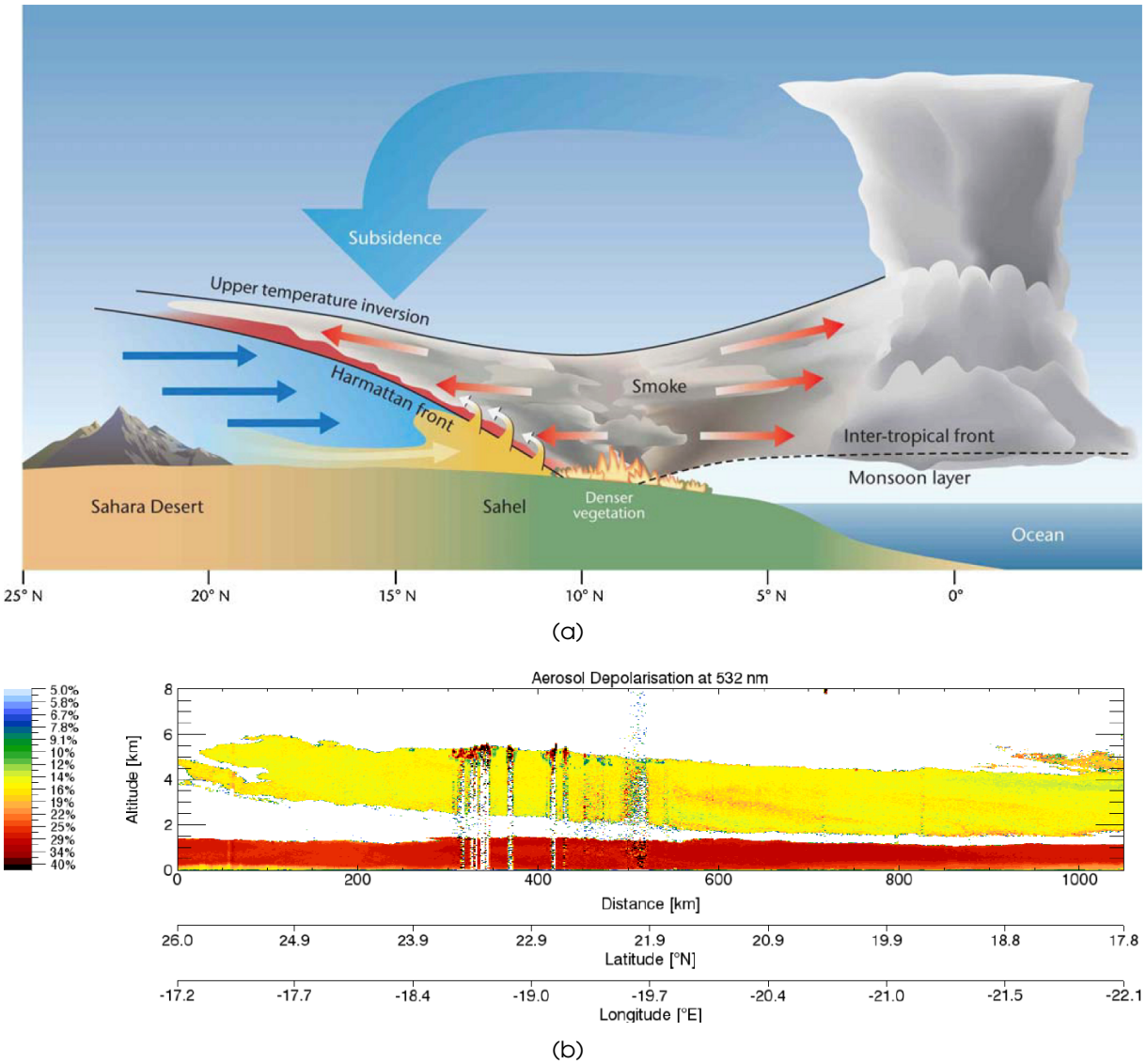


FIGURE 2.4 – *(a) Vue schématique de la coupe méridionale montrant le transport en altitude vers le nord des aérosols de feux de biomasse compris dans les masses d'air chaude (flèches rouges) et le transport vers le sud-est des aérosols désertiques dans un flux d'air plus froid canalisé par la topographie au nord (flèches bleues). Le « front d'Harmattan » est représenté par les lignes pleines en noir marquant la limite entre les deux masses d'air avec les flèches représentant l'entraînement turbulent des aérosols désertiques dans la couche de feux de biomasse. Le front intertropical marque la frontière entre le flux de mousson humide et les masses d'air des zones de feux. Un nuage de convection profonde est schématiqé pour représenter la ZCIT. Haywood et al. (2008) (b) Profil LIDAR du rapport de dépolarisation aérosol réalisé par Esselborn et al. (2009) sur les côtes marocaines le 19 Janvier 2006. Les aérosols désertiques (originaires du nord de l'Afrique) dont le rapport de dépolarisation est représenté par les couleurs rouges se démarquent très nettement des aérosols de feux de biomasse (originaire du centre de l'Afrique) advectés dans une couche plus en altitude comprise entre* 2 *et* 5 *km.*

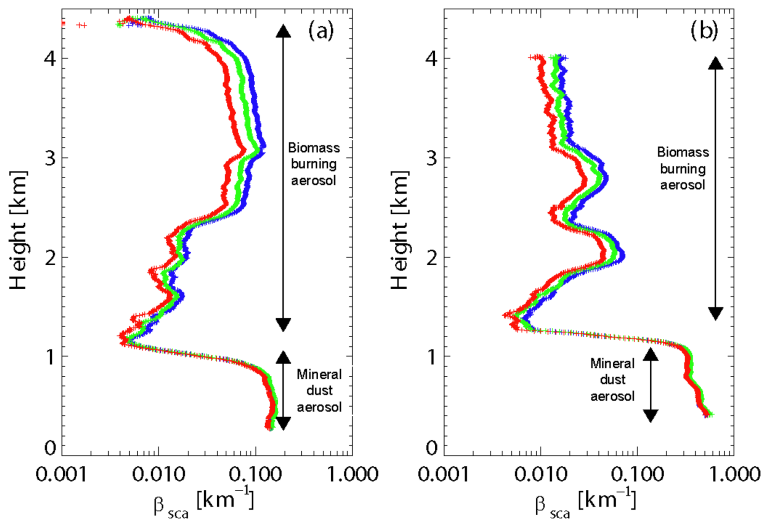


FIGURE 2.5 – *Profils montrant en rouge (650 nm), vert (550 nm), et bleu (450 nm) le coefficient de diffusion (β_{sca}) pour (a) à proximité de Niamey et (b) vers 18°N, 7°E mesuré à bord de l'avion BAe146 durant la campagne DABEX. La couche d'aérosols de feux de biomasse est distincte de la couche d'aérosols minéraux désertiques caractérisée par un coefficient d'Angström plus faible (dépendance spectrale plus faible de β_{sca}). D'après Johnson et al. (2008a)*

plutôt que le mélange interne entre aérosols carbonés et aérosols désertiques n'est pas favorisé du fait de la séparation physique des composés. Cela a été confirmé par l'analyse des échantillons de l'aérosol total prélevés dans les deux couches. *Formenti et al.* (2008) ont constaté pour les échantillons prélevés dans la couche d'aérosols de feux de biomasse et les aérosols de la couche de surface que le mélange prédominant de ces deux espèces est un mélange externe. Dans la couche d'aérosols de feux de biomasse, des particules désertiques âgées (dont la contribution en particule dans le mode grossier est très faible) sont souvent observées en mélange avec les aérosols de feux de biomasse. *Chou et al.* (2008) ont remarqué que dans la fraction fine de l'aérosol total, les aérosols désertiques et les aérosols de combustion sont présents en mélange externe dans des proportions assez constantes (85% ($\pm$ 3) et 15% ($\pm$ 3) pour les aérosols désertiques et les aérosols de feux de biomasse, respectivement). Dans la fraction grossière, les aérosols désertiques représentent l'ensemble des particules échantillonnées.

En parallèle, *Chou et al.* (2008) notent que des composés sulfatés observés sur les aérosols de feux de biomasse sont présents en surface plutôt qu'au sein du volume des particules (mélange interne homogène). Au contraire, la présence de composés sulfatés associée à des aérosols minéraux a été très rarement mis en évidence dans la fraction fine de l'aérosol, et complètement absente dans la fraction grossière. Ces observations supportent l'idée que le mélange en saison sèche entre, aérosols de feux de biomasse et aérosols minéraux est majoritairement externe.

2.2 Propriétés physico-chimique et optiques des aérosols en Afrique de l'ouest

2.2.1 Granulométrie des aérosols

Comme nous l'avons vu en section 1.1.4, la distribution en taille des particules d'aérosols est un paramètre déterminant pour le transfert radiatif puisqu'il conditionne en partie l'efficacité de la population à interagir avec le rayonnement solaire et infrarouge. Nous présentons ici les

résultats récents concernant les distributions en taille des aérosols désertiques et de feux de biomasse mesurées au cours des récentes campagnes expérimentales en Afrique de l'ouest.

2.2.1.1 Distribution en taille des aérosols désertiques

Il est courant en modélisation numérique, lorsque le coût de calcul est une contrainte, de représenter les aérosols désertiques par une distribution en taille en lois lognormales comportant plusieurs modes plutôt qu'une représentation sectionnelle nécessitant un grand nombre de traceurs. Ainsi, la distribution à 3 modes proposée par *Alfaro and Gomes* (2001) est très largement utilisée dans de nombreux schéma d'émission basés sur le fractionnement des agrégats de sable. Cette distribution répartit les aérosols émis à l'issu du processus de *sandblasting* (le flux vertical, cf. Annexe A) suivant trois modes centrés sur des diamètre médians volumiques de 1.5, 6.7 et 14.2 µm (cf. Tab. 2.1). Plusieurs études (e.g. *Crumeyrolle et al.*, 2010; *Sow et al.*, 2011), montrent que cette distribution représente assez bien le flux massique des émissions d'aérosols désertiques. En revanche, les observations menées sur le terrain suggèrent quant à elles que cette distribution sous estime la concentration en nombre des particules fines comme on peut le constater sur la figure 2.6. Puisque les particules fines d'aérosols désertiques jouent un rôle important sur le bilan radiatif et sont les particules les plus persistantes dans l'atmosphère, leur mauvaise représentation pourrait entraîner d'importantes erreurs sur l'étude de l'impact radiatif des aérosols désertiques.

La distribution dimensionnelle des particules va dépendre des conditions météorologiques (vitesse du vent) responsables du soulèvement des poussières, du type de sols sources, de la rugosité de la surface et des processus de vieillissement (au travers de la sédimentation). Ainsi, il n'est pas évident de définir une distribution universelle (*Osborne et al.*, 2008; *Weinzierl et al.*, 2009). Pour cette raison, les distributions rapportées par *Haywood et al.* (2003a) et *Osborne et al.* (2008) (cf. 2.1) utilisent 5 modes pour représenter aux mieux les spectres en tailles mesurés.

Les distributions rapportées dans le tableau 2.1 suggèrent certaines caractéristiques communes. On observe une contribution importante des aérosols sub-microniques, malgré les différents lieux de mesures et l'origine des panaches. On remarque en général la présence d'un mode commun entre la distribution d'*Alfaro and Gomes* (2001) et les observations centré autour d'un diamètre médian en nombre (D_{gn}) de 0.6 µm. En revanche, contrairement à la distribution d'*Alfaro and Gomes* (2001), on observe que toutes les distributions en taille mesurées font état d'un ou deux modes proches de D_{gn} = 0.1-0.3 µm. De l'autre coté de la distribution, on constate qu'un mode grossier compris entre D_{gn} = 2.0-5.0 µm est généralement présent, en assez bon accord avec ce qui correspond au mode « moyen » d'*Alfaro and Gomes* (2001).

Bien que les distributions mesurées soient indépendantes les unes des autres, *Chen et al.* (2011) remarquent que la distribution en taille des particules d'aérosols désertiques observées pendant NAMMA au dessus de l'Atlantique varie peu avec la distance au cours de leur transport (à la fois horizontal et vertical). Ce résultat semble confirmer les travaux numériques de *Maring et al.* (2003) qui suggéraient aussi que les distributions en taille des aérosols désertiques n'évoluaient pas ou peu au cours de leur transport transatlantique excepté pour les particules de diamètres supérieurs à 7.3 µm qui sédiment en un ou deux jours.

Compte tenu du rôle déterminant du mode grossier sur le calcul de l'albédo de simple diffusion (*Haywood et al.*, 2003a; *Reid et al.*, 2003a; *McConnell et al.*, 2008; *Formenti et al.*, 2011), il apparaît crucial de correctement le caractériser. Toutefois, on peut remarquer que les distributions rapportées dans le tableau 2.1 sont toutes issues de mesures aéroportées. Pour ce type de mesures, la veine de prélèvement qui transmet le flux d'air de l'extérieur de l'appareil

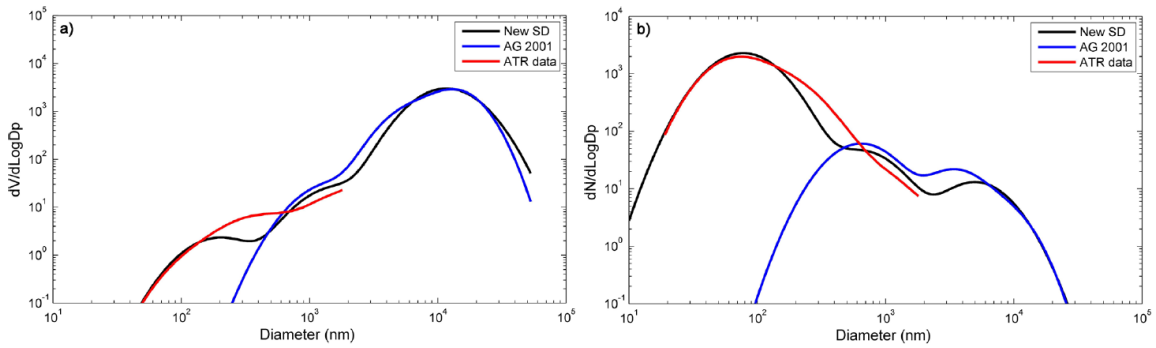


FIGURE 2.6 – *Distribution en volume (a) et en nombre (b) des particules d'après Alfaro and Gomes (2001) (lignes bleues), d'après les observations aéroportées de l'ATR-42 (lignes rouges) et d'après la nouvelle distribution en taille proposée par l'étude de Crumeyrolle et al. (2010) (lignes noires).*

vers les instruments de mesures, induit une sélectivité très forte sur l'échantillon des particules grossières. La plupart des veines de prélèvement équipées dans les travaux mentionnés voit leur l'efficacité de collection diminuer très significativement dès que les particules ont des diamètres typiquement supérieurs à $\sim 4-5$ µm (*Osborne et al.*, 2008).

Au sol en revanche, les observations effectuées à Banizoumbou (Niger) pendant la SOP-0 de la campagne AMMA ont quant à elles mis en avant la présence de deux modes grossiers (*mode 1* et *mode 2*) centrés respectivement sur des diamètres entre 7.5-10 µm et 4-5 µm (*Rajot et al.*, 2008). Un résultat important concernant ces mesures est que les distributions en tailles mesurées sont très similaires quelle que soit l'origine des aérosols mesurés sur le site, au contraire de l'analyse chimique qui présente des composition différentes.

Le *mode 2* rapporté dans cette étude est en assez bon accord avec le mode grossier estimé par les mesures avion. Par exemple, *McConnell et al.* (2008) estiment que le mode grossier mesuré durant DODO est compris entre 3.5 et 4.5 µm suivant la technique d'analyse utilisée (PCASP [1] ou analyse par microscopie électronique des filtres). Dans l'étude de *Rajot et al.* (2008), les auteurs ont remarqué que pour des aérosols désertiques émis loin du site de mesure, la distribution est un mélange en proportion variable entre les *mode 1* et *mode 2*. Lorsque les aérosols détectés proviennent de sources proches du site de mesure, le *mode 1* est clairement dominant. Plus précisément, l'importance du *mode 2* augmente dans le temps pour un évènement donné. Cette étude suggère également la possible présence d'une 3eme population (*mode 0*) mais qui est trop grosse pour être caractérisée précisément avec l'instrument de comptage utilisé (compteur optique GRIMM).

En résumé, la distribution granulométrique est cruciale car elle va piloter le transport des aérosols désertiques et également leurs propriétés optiques. La présence du mode grossier est particulièrement importante en terme de forçage radiatif car c'est le mode le plus absorbant dans le spectre visible (*Reid et al.*, 2003a; *McConnell et al.*, 2008). Cependant, l'évaluation *in-situ* des paramètres qui définissent ce mode reste compliquée. Les estimations pouvant varier selon les méthodes utilisées (*Reid et al.*, 2003b; *McConnell et al.*, 2008). Ainsi le mode grossier constitue aujourd'hui encore une source d'incertitude importante dans l'estimation des effets radiatifs des aérosols désertiques.

1. Particle Cavity Aerosol Spectrometer Probe

Crumeyrolle et al. (2010) Aérosols désertiques (origine Bodélé) Vols avion au dessus du Bénin			
Mode(i)	fin	moyen	grossier
Fraction en nombre (%)	97.52	1.95	0.52
Fraction massique (%)	0.08	0.92	99
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	1.75	1.76	1.70
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.078	0.64	5.0
Diamètre médian en masse D_{gm}(µm)	0.20	1.67	11.6

Alfaro and Gomes (2001) Aérosols désertiques Modèle de *sandblasting*, contraint par mesures sols au ? et sud de l'Espagne			
Mode(i)	fin	moyen	grossier
Fraction massique (%)	Prédit par le modèle		
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	1.7	1.6	1.5
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.64	3.46	8.66
Diamètre médian en masse D_{gm}(µm)	1.5	6.7	14.2

Weinzierl et al. (2009) Aérosols désertiques Vols avion à proximité de l'Atlas et de Casablanca				
Mode(i)	M(1)	M(2)	M(3)	M(4)
Estimation Haute				
Fraction en nombre (%)	93.8	4.4	1.56	0.2
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	1.99	1.55	1.90	1.94
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.075	0.55	1.40	4.50
Estimation basse				
Fraction en nombre (%)	80.7	15.6	3.1	0.04
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	1.74	1.41	1.85	1.80
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.070	0.20	0.50	2.0

Weinzierl et al. (2011) Aérosols désertiques Vols avion région de Cap Vert				
Mode(i)	M(1)	M(2)	M(3)	M(4)
Fraction en nombre (%)	84.9	12.3	2.8	0.013
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	1.82	1.82	1.66	1.88
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.08	0.35	1.45	4.50

Chen et al. (2011) Aérosols désertiques Vols avion au dessus de l'Atlantique (Cape Vert)			
Mode(i)	M(1)	M(2)	M(3)
Fraction en nombre (%)	85.0	8.5	6.5
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	1.78	1.44	1.75
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.11	0.66	1.10

TABLE 2.1 – *Distributions en taille mesurées pour les aérosols désertiques en Afrique de l'ouest*

2.2.1.2 Distribution en taille des aérosols de feux de biomasse

Les distributions en taille des aérosols de feux de biomasse ont été moins bien caractérisées en Afrique de l'ouest contrairement aux aérosols désertiques, ou à d'autres régions du monde (par ex. l'Amazonie, le Sud de l'Afrique *Reid et al.* 2005). Ainsi on peut essentiellement mentionner la distribution en taille rapportée pour des aérosols fraîchement émis et vieillis mesurée au

Osborne et al. (2008) Aérosols désertiques Vols avion au dessus du Niger					
Mode(i)	M(1)	M(2)	M(3)	M(4)	M(5)
Fraction en nombre (%)	54.6	26.3	15.8	2.6	0.7
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	1.50	1.30	1.45	1.30	1.35
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.15	0.340	0.65	1.96	3.88
Fraction en nombre (%)	0.983	0.017			
Fraction en masse (%)	0.13	0.87			
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	2.56	1.63			
Coefficient de dispersion en masse σ_i	2.20	1.73			
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.15	2.1			
Diamètre médian en masse D_{vn}(µm)	1.26	4.50			

Johnson and Osborne (2011) Aérosols désertiques Vols avion entre cote ouest et Niger				
Mode(i)	M(1)	M(2)	M(3)	M(4)
Fraction en nombre (%)	72.5	22.9	4.6	0.3
Fraction en masse (%)	4.0	33.3	59.9	2.9
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	1.30	1.68	1.40	1.85
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.24	0.64	2.64	5.40

Haywood et al. (2003a) Aérosols désertiques Vols avion au dessus des cotes Sénégalaises					
Mode(i)	M(1)	M(2)	M(3)	M(4)	M(5)
Fraction en nombre (%)	72.7	20.2	5.4	1.4	0.5
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	1.6	1.3	1.6	1.3	1.5
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.08	0.22	0.6	2.14	3.6

McConnell et al. (2008) Aérosols désertiques Vols avion sur la cote Atlantique près de Dakar				
Mode(i)	M(1)	M(2)	M(3)	M(4)
DODO 1 (mode d'accumulation)				
Fraction en nombre (%)	81.5	9.5	6.7	2.3
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	1.36	1.16	1.50	1.31
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.166	0.320	0.620	2.0
DODO 2 (mode d'accumulation)				
Fraction en nombre (%)	79.7	10.4	8.9	1.0
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	1.47	1.18	1.54	1.32
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.122	0.330	0.460	1.92

(suite du tableau 2.1)

dessus du Niger par *Johnson et al.* (2008b). La distribution en taille des aérosols fraîchement émis est quasiment mono-modale et peut-être représentée par un mode centré sur un D_{gn} de 0.16 µm. Au cours du vieillissement, un second mode centré sur un D_{gn} de 0.32 µm fait son apparition (Tableau 2.2). Il est intéressant de noter que ces deux modes sont centrés sur des diamètres légèrement plus faibles que ce qui a été observé en Namibie durant la campagne SAFARI-2000 (*Haywood et al.*, 2003b). Ceci illustre peut-être une combustion plus efficace de la biomasse en Afrique de l'ouest comme le suggère le taux de carbone suie plus important détecté dans les aérosols de combustion ouest africain en comparaison des aérosols « sud africains » (*Johnson et al.*, 2008b). Cela pourrait expliquer la présence d'aérosols plus fins et également plus absorbants (cf. section 2.2.3.1).

Dans la suite de notre étude, nous nous baserons sur les mesures effectuées à Djougou (Bénin) pendant la phase SOP-0 de la campagne AMMA (*Pont et al.*, 2009). Ces mesures ont permis de définir par spéciation chimique trois types d'aérosols caractéristiques de la région. Nous baserons notre modélisation des aérosols de feux de biomasse (cf. chapitre 3) sur le modèle d'aérosol carboné vieilli pour le choix des distributions en taille du carbone suie et du carbone organique qui constituent l'aérosol de feux de biomasse. En effet, bien que l'aérosol de feux de biomasse soit un mélange interne de suie et de composés organiques, les inventaires d'émissions en entrée du modèle (RegCM) utilisé au cours de ce travail fournissent une estimation séparée des émissions de carbone suie et de carbone organique. Une distribution en taille pour chaque espèce de l'aérosol de feux doit donc être considérée à priori.

2.2.2 Indice de réfraction des aérosols

Le comportement optique des particules dépend également de leur indice de réfraction complexe ($\underline{m} = n + ik$) comme cela a été décrit dans la section 1.2.3. Plus spécifiquement, la partie imaginaire définit le pouvoir absorbant. Il est alors essentiel de bien caractériser ce paramètre pour les aérosols désertiques et carbonés car $\underline{m}$ va piloter, avec la distribution granulométrique (*Lafon et al.*, 2006) les propriétés optiques des particules (cf. section 1.3). De manière similaire à la discussion sur les distributions granulométriques, nous présentons ici brièvement les résultats récents concernant les indices de réfraction complexes des aérosols désertiques et des aérosols de feux de biomasse estimés au cours des récentes campagnes expérimentales s'étant déroulées en Afrique.

2.2.2.1 Indice de réfraction des aérosols désertiques

Les aérosols désertiques sont formés d'un mélange en proportions variables de différents composés minéralogiques tels que des argiles (illite, kaolinite, chlorite), des feldspaths, du quartz, de la calcite et des oxydes de fer (hématite, goethite) (e.g. *Schütz and Rahn*, 1982; *Reid et al.*, 2003a; *Chou et al.*, 2008; *Kandler et al.*, 2009). Les différents indices de réfraction associés à chaque espèce chimique sont assez bien référencés (voir réf. dans *Otto et al.*, 2009). La principale difficulté dans l'estimation de l'indice de réfraction des aérosols désertiques réside dans le fait que la composition chimique des aérosols varie suivant les sols (différents passés géologiques) d'où ils sont émis. Ajouté à cela, suivant la période de l'année considérée, les processus météorologiques responsables du soulèvement des aérosols désertiques diffèrent. Ainsi, les sources d'aérosols désertiques ne sont pas activées de manière constante tout au long de l'année. La composition chimique des aérosols désertiques au cours de l'année en Afrique est donc variable (table 2. dans *Turner*, 2008).

Johnson et al. (2008b) Aérosols de feux de biomasse Vols avion au dessus du Niger		
Mode(i)	M(1)	M(2)
Aérosols fraîchement émis		
Fraction en nombre (%)	1.0	
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	1.5	
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.16	
Aérosols vieillis		
Fraction en nombre (%)	0.75	0.25
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	1.5	1.25
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.16	0.32

Weinzierl et al. (2011) Aérosols de feux de biomasse Vols avion région de Cap Vert				
Mode(i)	M(1)	M(2)	M(3)	M(4)
Fraction en nombre (%)	25.5	72.8	1.4	0.4
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	1.16	1.31	1.51	1.69
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.12	0.22	0.52	1.60

Haywood et al. (2003a) Aérosols de feux de biomasse (+ qq désertiques) Vols avion au de la Namibie et de l'océan			
Mode(i)	M(1) BB	M(2) BB	M(3) DUST
Aérosols vieillis	99.6	0.33	0.007
Fraction en nombre (%)	1.30	1.50	1.90
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	0.24	0.52	1.60
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)			
Aérosols vieillis (Ascension Island)	99.97	0.03	
Fraction en nombre (%)	1.25	1.4	
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	0.234	0.51	
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)			
Aérosols fraîchement émis			
Fraction en nombre (%)	99.57	0.41	0.02
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	1.30	1.50	1.90
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.20	0.44	2.0

Mallet et al. (2008) Aérosols désertiques et Feux de biomasse Mesures sol à Djougou (Bénin)			
Mode(i)	M(1)	M(2)	M(3)
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.096	0.8	2.0

TABLE 2.2 – *Distribution en taille mesurés pour les aérosols de feux de biomasse en Afrique*

Pont et al. (2009) Aérosols désertiques et feux de biomasse Prélèvement sur filtre avec Impacteur DEKATI 13 étages à Djougou (Bénin)			
Mode(i)	M(1)	M(2)	M(3)
Aérosols à proximité des feux			
Aérosols désertiques			
Fraction massique (%)	65.7	12.1	22.2
Coefficient de dispersion en masse σ_i	2.9	2.0	2.1
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.09	0.8	5.4
Carbone suie			
Fraction massique (%)	91.4	8.6	
Coefficient de dispersion en masse σ_i	1.35	1.1	
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.38	5.38	
Carbone organique			
Fraction massique (%)	7.0	41.9	51.2
Coefficient de dispersion en masse σ_i	1.7	1.6	3.0
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.07	0.26	3.48
Aérosols carbonés vieillis (influence de feux au Nigeria)			
Aérosols désertiques			
Fraction massique (%)	0.1	13.0	88.5
Coefficient de dispersion en masse σ_i	2.0	2.5	2.4
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.05	0.2	2.5
Carbone suie			
Fraction massique (%)	8.7	5.7	34.8
Coefficient de dispersion en masse σ_i	2.1	1.9	1.8
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.04	0.32	2.0
Carbone organique			
Fraction massique (%)	6.1	63.4	30.5
Coefficient de dispersion en masse σ_i	2.0	2.1	2.0
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.05	0.5	5.4
Aérosols Sahéliens vieillis			
Aérosols désertiques			
Fraction massique (%)	28.6	45.7	25.7
Coefficient de dispersion en masse σ_i	1.7	1.4	1.3
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.51	1.98	5.38
Carbone suie			
Fraction massique (%)	54.5	45.5	
Coefficient de dispersion en masse σ_i	1.9	1.8	
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.5	3.0	
Carbone organique			
Fraction massique (%)	46.6	29.7	23.7
Coefficient de dispersion en masse σ_i	1.6	1.3	2.35
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.2	0.5	2.0

(suite du tableau 2.2)

Ainsi, bien que de nombreux travaux aient déjà montré par le passé l'importance de considérer la minéralogie des aérosols désertiques (c'est-à-dire leur composition chimique) pour modéliser les propriétés optiques et l'impact radiatif (*Claquin et al.*, 1999; *Sokolik and Toon*, 1999), il existait peu de valeurs publiées de l'indice de réfraction caractérisant l'aérosol désertique en Afrique il y a encore une dizaine d'années. Par conséquent, la variabilité et la méconnaissance des propriétés absorbantes des aérosols minéraux constituent l'une des principales sources d'incertitude dans la quantification de leurs impacts radiatifs (*Balkanski et al.*, 2007).

Puisque l'indice de réfraction représente une propriété importante dans l'estimation du forçage radiatif direct des aérosols et que les références dans la littérature les plus fréquemment utilisées (*Volz*, 1973; *Patterson et al.*, 1977; *Shettle and Fenn*, 1979; *WMO*, 1983; *Fouquart et al.*, 1987; *d'Almeida et al.*, 1991; *Hess et al.*, 1998) proposent des estimations très différentes de $\underline{m}$, en particulier en ce qui concerne sa partie imaginaire ($m \in [0.008, 0.01]$i à 0.5 µm), il est clairement nécessaire de pouvoir mieux l'évaluer actuellement (*Tanré et al.*, 2003). De ce fait, l'indice de réfraction des aérosols Sahariens et Sahélien a été ré-évalué de façon plus systématique au cours des dernières campagnes de terrains (SHADE, DABEX, DODO, SAMUM). Une synthèse des différents indices estimés est donnée dans le tableau 2.3. Les principaux résultats peuvent être synthétisés ainsi :

- Les oxydes de fer (principaux responsables de l'absorption *Alfaro et al.* 2004; *Lafon et al.* 2006) sont présents en plus grande proportion dans les aérosols désertiques issus des sources Sahéliennes que dans les aérosols issus des sources Sahariennes (e.g *Klaver et al.*, 2011).
- *McConnell et al.* (2008) remarquent que la partie imaginaire de l'indice de réfraction est plus grande pour le mode d'accumulation pendant DODO-2 (saison humide) que pendant DODO-1 (saison sèche). Dans la mesure où les distributions en taille sont très similaires, cela semble indiquer que les aérosols du mode d'accumulation échantillonnés sont plus absorbants pendant l'été du fait d'une composition chimique différente (liée à des sources différentes).
- Plusieurs études suggèrent que les concentrations en oxyde de fer (hématite, goethite) au sein des aérosols désertiques sont plus importantes dans le mode grossier que dans le mode fin (*Lafon et al.*, 2006; *Kandler et al.*, 2009; *Otto et al.*, 2009; *Petzold et al.*, 2009; *McConnell et al.*, 2010).
- De manière générale, *Balkanski et al.* (2007) et *Petzold et al.* (2009) notent que la partie imaginaire des indices de réfraction estimée *in-situ* est moins grande que ce qui était classiquement reporté dans les climatologies (e.g. *d'Almeida et al.*, 1991; *WMO*, 1983; *Hess et al.*, 1998). La partie imaginaire des indices de réfraction mesurée coïncident plus avec les estimations effectuées par les méthodes d'inversion du réseau AERONET (*Dubovik et al.*, 2002). Par exemple, *Balkanski et al.* (2007) estiment que les valeurs de *Patterson et al.* (1977) et *Volz* (1973) conduisent à une surestimation d'un facteur 2 de l'énergie absorbée durant l'été. En effet, les valeurs synthétisées dans le tableau 2.3 sont en bon accord avec l'estimation que nous avons faite en nous basant sur les inversions AERONET/PHOTONS (Figure 2.7).

En résumé, bien que des améliorations significatives aient été faites en ce qui concerne l'évaluation de l'indice de réfraction des aérosols désertiques, le manque d'information à l'échelle régionale sur la composition chimique de ces aérosols limite encore l'estimation des impacts radiatifs de ces aérosols. Par conséquent, une description à échelle régionale des sources ainsi que de la composition des sols serait idéale (*Lafon et al.*, 2006).

Localisation	$\lambda_{400;450\ nm}$	$\lambda_{530;550\ nm}$	$\lambda_{650;700\ nm}$	Références
Mesures au sol Tinfou (Maroc)	$1.53 + 5.1i$	$1.53 + 1.6i$	$1.53 + 0.45i$	*Müller et al.* 2009
Mesures au sol Tinfou (Maroc)	$1.57 + 6.6i$	$1.56 + 3.5i$	$1.55 + 0.33i$	*Kandler et al.* 2009
Mesures au sol Tinfou (Maroc)		$1.53 + 4.1i$	$1.53 + 3.1i$	*Schladitz et al.* 2009
Mesures avion au Maroc		$n \in [1.51; 1.55]$ $k \in [0.8; 6.0]i$		*Otto et al.* 2009
Mesures avion au sud-est Maroc	$n \in [1.55; 1.56]$ $k \in [3.1; 5.2]$	$n \in [1.55; 1.56]$ $k \in [3.0; 4.0]$	$n \in [1.55; 1.56]$ $k \in [0.3; 2.5]$	*Petzold et al.* 2009
Inversions photométriques Bodélé	$1.46 + 2.0i$		$1.47 + 1.0i$	*Todd et al.* 2007 [1]
Inversions photométriques Afrique de l'Ouest		$1.478 + 1.897i$		*Tulet et al.* 2008 [1]
Modélisation, nord de l'Afrique		$k = 1.47$		*Balkanski et al.* 2007 [1]
Inversions photométriques à Cap Vert	$1.48 + 2.5i$		$1.48 + 0.7i$	*Dubovik et al.* 2002 [2]
Mesures avion au dessus des cotes sénégalaises		$1.53 + 1.5i$		*Haywood et al.* 2003a
Mesures avion au dessus du Niger		$1.53 + 0.4i$		*Osborne et al.* 2008
Vols avion au dessus de l'Atlantique et de la Mauritanie		$n \in [1.49; 1.56]$ $k \in [0.1; 4.6]$		*McConnell et al.* 2010
Mesures avion Mauritanie & Niger		$k = 1.47$		*Osborne et al.* 2011
Mesures avion Mauritanie & Niger		$k \in [1.0; 2.7]$		*Klaver et al.* 2011
Mesures au sol Cap Vert	$1.575 + 12.0i$	$1.577 + 7.0i$	$1.573 + 0.67i$	*Kandler et al.* 2011
Mesures au sol Cap Vert	$k \in [19.3; 11.0]$	$k = 4.8$	$k = 2.5$	*Müller et al.* 2011
Mesures avion ragion Cap Vert	$1.550 + 4.0i$	$1.55 + 3.0$	$1.546 + 1.0i$	*Weinzierl et al.* 2011

TABLE 2.3 – *Indice de réfraction complexe des aérosols désertiques africains* $\underline{m} = n + i(k \times 10^{-3})$

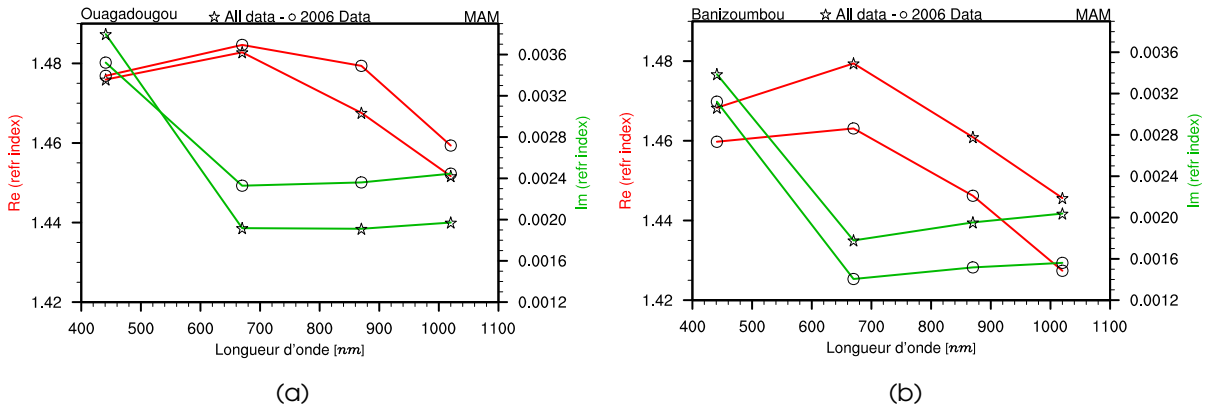


FIGURE 2.7 – *Indices de réfraction complexes pour les sites de (a) Ouagadougou et (b) Banizoumbou dérivés des inversions de niveau 2.0 (algorithme v2) des mesures photométriques du réseau AERONET/PHOTONS (Holben et al., 1998). Les moyennes représentées concernent la période mars-avril-mai pour les cas où le coefficient d'Ångström mesuré entre* 440 *et* 870 *nm est inférieur à* 0.4.

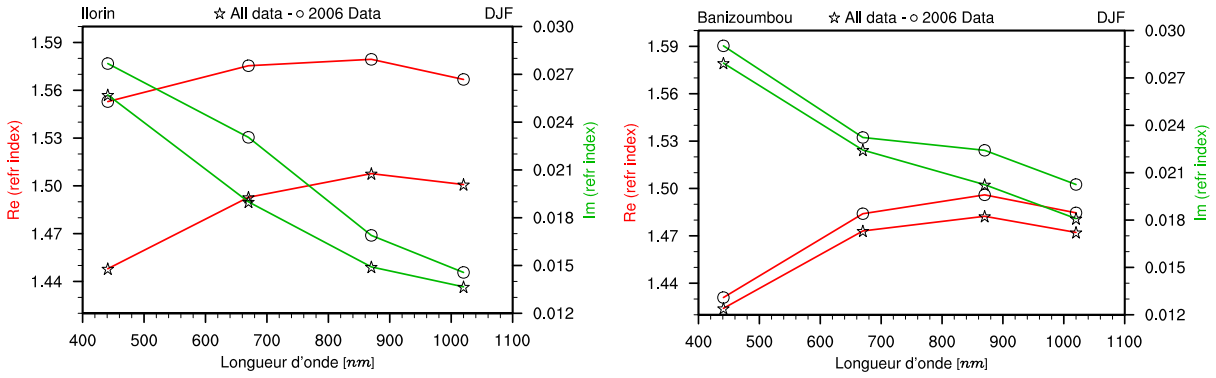
2.2.2.2 Indice de réfraction des aérosols de feux de biomasse

Les aérosols issus de la combustion de la biomasse sont un mélange comprenant une fraction significative de carbones suie ($\sim$ 5-12% en masse) en mélange interne avec des carbones organiques et divers composés inorganiques agglomérés au cours de la formation et du vieillissement des particules (*Cachier et al.*, 1995; *Liousse et al.*, 1996; *Andreae et al.*, 1998). Cette composition chimique leur confère une capacité importante à absorber le rayonnement visible.

Johnson et al. (2008b) ont évalué l'indice de réfraction des aérosols de feux de biomasse au cours de la campagne DABEX en calculant par la théorie de Mie l'albédo de simple diffusion afin qu'il corresponde avec la valeur dérivée de la mesure expérimentale. En considérant un indice de réfraction complexe de 1.75 + 0.44i pour le carbone suie au sein de l'aérosol de feux de biomasse et un mélange interne en utilisant la règle de Maxwell-Garnet (*Chỳlek et al.*, 1988), les auteurs estiment la partie imaginaire des aérosols de feux de biomasse égale à 0.045i (à 550 nm). Á l'aide de mesures LIDAR au sol, *Tesche et al.* (2011) ont estimé des indices de réfractions proches ($\underline{m}$ = 1.50($\pm$0.07) + 0.034($\pm$0.014)i à 532 nm) pour des panaches d'aérosols de combustion vieillis arrivant au niveau du site de Cape Vert au cours la seconde phase de la campagne SAMUM (hivers 2008). Durant cette même campagne, une valeur moyenne de la partie imaginaire de l'indice de réfraction complexe égale à 0.045i $\pm$ 0.011 à 530 nm a été reportée dans l'étude de *Weinzierl et al.* (2011) en très bon accord avec les résultats de la campagne DABEX. Des valeurs comparables ($\sim$ 0.025-0.055) bien qu'estimées à 355 nm, pour des mesures effectuées à Niamey dans la couche d'aérosols de feux de biomasse pendant AMMA ont été publiées par *Raut and Chazette* (2008).

La valeur de la partie imaginaire (0.045i) pour les aérosols de feux de biomasse estimée en Afrique de l'Ouest pendant DABEX est un facteur 2.5 plus grande que la valeur de 0.018i suggérée par *Haywood et al.* (2003b) pour caractériser les aérosols de feux de biomasse en Afrique du sud bien que l'instrumentation et les corrections des mesures soient restées identiques dans les deux études. Cela implique un contenu en carbone suie de 12.5% durant DABEX (*Johnson et al.*, 2008b). En comparaison, le contenu en carbone suie a été évalué à 5% durant SAFARI.

1. Calculés à partir des photomètres CIMEL (inversion *Dubovik et al.* 2000), version 2 de l'algorithme
2. Calculés à partir des photomètres CIMEL (inversion *Dubovik et al.* 2000), version 1 de l'algorithme



(a) (b)

FIGURE 2.8 – *Indices de réfraction complexes pour les sites de (a) Ilorin et (b) Banizoumbou dérivés des inversions de niveau 2.0 (algorithme v2) des mesures photométriques du réseau AERONET/PHOTONS (Holben et al., 1998). Les moyennes représentées concernent la période Décembre-Janvier-Février pour les cas où le coefficient d'Ångström d'extinction mesuré entre* 440 *et* 870 *nm est supérieur à* 1.

Tout comme pour l'aérosol désertique (Figure 2.7), nous avons reporté (Figure 2.8) l'indice de réfraction complexe évalué à partir des inversions AERONET/PHOTONS pour des conditions typiques où les aérosols de feux de biomasse prédominent (Décembre-Janvier-Février et $EAE > 1.0$). On constate dans ces conditions que la partie imaginaire de l'indice de réfraction issue des inversions photométriques est en moyenne moins importante que celle suggérée par *Johnson et al.* (2008b) et *Weinzierl et al.* (2011). Malgré un filtrage pour des exposants d'Angstrom élevés, une possible explication à ces valeurs plus faibles peut être reliée à la présence d'aérosols désertiques dans l'échantillonnage puisque le photomètre dérive une valeur pour la totalité de la colonne atmosphérique à la différence des mesures aéroportées *in situ* effectuées dans la couche d'aérosols de feux de biomasse.

2.2.3 Propriétés optiques des aérosols

2.2.3.1 Albédo de simple diffusion

Les récentes mesures effectuées en Afrique de l'ouest ont permis de mieux quantifier l'albédo de simple diffusion des aérosols désertiques et des aérosols de feux de biomasse. Nous les discutons ici :

- **SSA des aérosols de feux de biomasse** :

On constate, pour ces aérosols, un albédo de simple diffusion relativement bas en comparaison avec d'autres espèces particulaires. Les valeurs typiques à 550 nm sont comprises entre 0.75 et 0.93 (*Reid et al.*, 2005). De plus, comme mentionné au chapitre 1 il est très probable qu'une fraction non négligeable de *Brown Carbon* fasse partie de la composition de ces aérosols (*Kirchstetter et al.*, 2004; *Andreae and Gelencsér*, 2006), renforçant leur pouvoir absorbant dans le visible-proche UV.

La grande variabilité dans les estimations de l'albédo de simple diffusion pour ces aérosols peut être reliée à plusieurs facteurs. Tout d'abord, la composition chimique des aérosols de combustion varie grandement avec la dynamique de la combustion. En effet, celle-ci connaît différents régimes. Durant la combustion, on peut distinguer deux phases importantes : la phase dite de *flaming* et celle dite de *smoldering*. Les composés émis sont différents et on re-

trouvera majoritairement des composés oxydés durant la phase de *smoldering* et davantage de composés faiblement oxydés durant la phase de *flaming*. Les conditions météorologiques (humidité, vents et teneur en oxygène) vont également influencer sur la dynamique de la combustion. La nature des composés émis diffèrent également suivant le type de végétation brûlée.

Ajouté à cela, le SSA des aérosols de feux de biomasse évolue avec le vieillissement des particules. Il faut ainsi faire une distinction entre le SSA estimé près des sources et celui concernant un aérosol vieilli observé dans le fond atmosphérique. Des études rapportent que pour l'aérosol de combustion vieilli, il y a une diminution significative de son pouvoir d'absorption (β_{abs}), conduisant à une augmentation de l'albédo de simple diffusion dans le temps (*Abel et al.*, 2003). Par exemple, *Reid et al.* (1998) ont trouvé, pour des aérosols de feux de biomasse âgés de plusieurs jours, des SSA de l'ordre de 0.86 (à 550 nm). Cette valeur est à comparer à la valeur de 0.74-0.84 (à 550 nm) rapportée par *Reid and Hobbs* (1998) mesurée pour des aérosols émis pendant la phase de *smoldering* en forêt tropicale. Pour un cas de feu isolé, *Abel et al.* (2003) ont observé une augmentation du SSA (à 550 nm) de +0.06 en cinq heures (0.84 $\rightarrow$ 0.90) due à la condensation de composés organiques.

Concernant l'Afrique de l'ouest, les vols avion effectués au dessus du Niger au cours de la campagne AMMA-SOP0 ont permis d'échantillonner les masses d'air dans la couche d'aérosols de feux de biomasse (*Johnson et al.*, 2008b). Ces mesures *in situ* effectuées dans des panaches déjà vieillis ont conduit à une valeur moyenne de l'albédo de simple diffusion de 0.81 ($\pm$0.05) à 550 nm illustrant un aérosol particulièrement absorbant. Cette valeur contraste avec la valeur plus élevée ($\sim$ 0.88 à 550 nm) estimée durant SAFARI malgré une instrumentation et des corrections sur les mesures similaires à celles reportées par *Haywood et al.* (2003b). Cependant, les auteurs modèrent ce résultat en précisant que les SSA mesurés pendant DABEX présentent une très grande variabilité (variant de 0.73 à 0.93 à 550 nm). Une grande partie de cette variabilité peut être liée à plusieurs facteurs, comme la région d'origine, le type de combustion, ou l'influence possible d'un mélange interne avec des poussières désertiques. Néanmoins, la valeur moyenne de 0.81 (à 550 nm) est en bon accord avec les estimations (entre 0.78 et 0.82 à 355 nm) faites par *Raut and Chazette* (2008) près de Niamey et celle de $\sim$ 0.80 à 550 nm estimée à Ilorin à partir des inversions AERONET/PHOTONS (*Eck et al.*, 2010). Toujours à partir des inversions AERONET/PHOTONS (Fig. 2.9) nous avons également constaté des valeurs très similaires à ces travaux. Récemment, les résultats de la campagne SAMUM 2 semblent confirmer ce pouvoir absorbant relativement fort caractérisant les aérosols de feux de biomasse ouest africains. En effet, *Tesche et al.* (2011) estiment au niveau de cap vert, un albédo de simple diffusion pour des panaches d'aérosols vieillis compris entre 0.63 et 0.89 (à 532 nm) avec une moyenne de 0.75$\pm$0.07. Ces résultats sont proches de la moyenne déduite des mesures aéroportées effectuées pendant SAMUM 2 autour de l'île (0.77 $\pm$ 0.03 à 530 nm *Weinzierl et al.* 2011).

Ces valeurs sont à comparer avec d'autres régions du globe pour lesquelles les estimations publiées dans la littérature présentent également une assez grande variabilité, qui en règle générale, correspondent à des aérosol plus diffusants qu'en Afrique de l'ouest. Par exemple, *Dubovik et al.* (1998) ont eux estimé un SSA de 0.87 à 670 nm pour les mois d'aout et septembre 1995 durant la campagne SCAR-B au Brésil. Pour des aérosols vieillis issus de feux d'agriculture en Afrique du sud, *Abel et al.* (2003) ont reporté un SSA allant de 0.84 à 0.90 à 550 nm dans le cadre du programme SAFARI-2000. Durant cette même campagne, *Pilewskie et al.* (2003) et *Bergstrom et al.* (2003) estiment des SSA allant de 0.82-0.86 à 550 nm. A partir des mesures de l'absorption dans le spectre UV du capteur satellitaire TOMS et des photomètres du réseaux AERONET, *Torres et al.* (2005) ont déduit des SSA allant de 0.85 à 0.95 (à 380 nm et 440 nm, respectivement), au dessus de cette même région.

SSA 440nm (±0,03)	AE < 0,4				AE > 1,0			
	DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA	SON
level 2, v2								
Banizoumbou	0,917	0,919	0,911	0,928	0,803			
Ilorin	0,905	0,895	0,923	0,943	0,806		0,885	0,816
Djougou	0,887	0,907	0,925	0,940	0,781			0,801
Niamey	0,911		0,900	0,919				
Agoufou	0,895	0,905	0,893	0,903	0,790			
Ouagadougou	0,896	0,910	0,908	0,921	0,794		0,848	0,788
Tamanrasset	0,928	0,911	0,900	0,922				
Cinzana	0,886	0,910	0,903	0,900	0,782		0,830	0,881
Cape Vert	0,906	0,915	0,919	0,908	0,799			
Dakar	0,878	0,900	0,914	0,906	0,795	0,911		0,827
Maine Soroa	0,867	0,896	0,856	0,886	0,793			0,906
Izana		0,921	0,966	0,893				
moyenne	0,898	0,908	0,910	0,914	0,794	0,911	0,854	0,837

FIGURE 2.9 – *Moyennes saisonnières de l'albédo de simple diffusion dérivées des inversions de niveau 2.0 (algorithme version 2) des mesures photométriques du réseau AERONET/PHOTONS (Holben et al., 1998) pour les sites en Afrique de l'Ouest.*

En résumé, nous pouvons conclure de façon similaire à l'étude de *Leahy et al.* (2007). Dans ces travaux, l'ensemble des albédos de simple diffusion mesurés durant SAFARI est synthétisé et une estimation moyenne de 0.85 ± 0.02 (à 550 nm) est proposée. Les auteurs concluent en indiquant qu'un grand nombre de modèles globaux basées sur les climatologies d'aérosols les plus utilisées (e.g. OPAC *Hess et al.* 1998, AeroCom *Kinne et al.* 2006) surestiment l'albédo de simple diffusion au dessus du sud de l'Afrique. Ainsi, dans le cadre de notre étude, il s'agira d'inclure un aérosol aux propriétés spécifiques pour l'Afrique de l'ouest puisque celui-ci présente un caractère particulièrement absorbant.

- **SSA des aérosols désertiques** :

Tout comme les aérosols de feux de biomasse, on observe dans la littérature une grande variabilité du SSA des aérosols désertiques (Tableau 1.3). Par exemple *Kaufman et al.* (2001) et *Tanré et al.* (2001), en s'appuyant sur des mesures de télédétection, estiment le SSA des aérosols désertiques à 0.97 (550 nm). L'étude de *Haywood et al.* (2003a) indique des SSA plus bas compris entre 0.95 et 0.99 (550 nm) pour des aérosols observés durant SHADE au large des côtes sénégalaises. En se basant sur les inversions AERONET, *Levy et al.* (2007) ont construit une climatologie de propriétés optiques par type d'aérosols utilisé en entrée de l'algorithme d'inversion du capteur satellitaire MODIS. La valeur d'albédo de simple diffusion associée aux aérosols désertiques est de 0.953 (à 550 nm). Des valeurs encore plus basses ont également été publiées (0.75-0.76 à 550 nm) illustrant le rôle du mode grossier (*Otto et al.*, 2007). En effet, selon leur composition minéralogique et leur granulométrie, il est possible que les aérosols désertiques soient particulièrement absorbants dans le visible. *McConnell et al.* (2008) ont montré dans le cadre de la campagne DODO (menée principalement au dessus de l'Atlantique et de la Mauritanie/Algérie) que l'ajout d'un mode grossier dans le calcul des propriétés optiques induit un changement significatif de la valeur du SSA passant de 0.98 à 0.90 (à 550 nm).

Actuellement, les valeurs d'albédo de simple diffusion rapportées pour les aérosols au nord du continent du continent africain sont assez disparates. Les raisons principales sont liées à la fois

aux différentes méthodes de mesures mises en œuvre (instrumentation, veine de prélèvement, méthodes de correction et distance aux sources) mais également à la grande variabilité dans la composition chimique et dimensionnelle des aérosols désertiques décrite juste avant. A titre d'exemple *Osborne et al.* (2008) estiment l'albédo de simple diffusion des aérosols désertiques à 0.98-99 (à 550 nm) à partir des mesures aéroportées réalisées durant DABEX au dessus du Niger. Plus récemment (juin 2007) l'albédo de simple diffusion déduits des mesures effectuées pendant GERBILS a été estimé à 0.97 ± 0.02 (à 550 nm) au dessus du Sahara avec une instrumentation identique à celle de DABEX (*Johnson and Osborne*, 2011). Les mesures sol réaslisée au Maroc près des zones sources durant SAMUM 1 et utilisant également une instrumentation identique à celle de GERBILS et DABEX, supportent ces résultats avec une estimation du SSA de 0.96 ± 0.02 (à 537 nm) *Schladitz et al.* (2009). Durant SAMUM 2, plus loin des sources, *Müller et al.* (2011) reportent également un SSA moyen de 0.96 (à 550 nm) pour des évènements de soulèvement de poussières minérales. Des aérosols désertiques transportés au dessus de l'atlantique ont été mesurés en Floride et le SSA estimé à 0.97 ± 0.02 (à 550 nm) (*Cattral et al.*, 2003). Mais pour un transport aussi lointain, la plupart des aérosols du mode grossier sont supposés avoir sédimenté.

Des valeurs plus absorbantes ont également été reportées. *Slingo et al.* (2006) mentionnent des valeurs comprises entre 0.89 et 0.95 (à 500 nm) à partir des observations au sol réalisées pendant la campagne RADAGAST à Niamey en 2006. Les inversions des mesures photométriques de la période 1999 à 2002 pour le site du Cap Vert fournissent quant à elles des valeurs de SSA comprises entre 0.93 (à 440 nm) et 0.98 (à 660 nm) (*Dubovik et al.*, 2002). On note que cette estimation a été réalisée avec l'ancienne version de l'algorithme d'inversion (v1) qui n'inclut pas la non sphéricité des particules d'aérosols. Dans sa nouvelle version (v2), les SSA estimés sont généralement plus absorbants (*Osborne et al.*, 2008) comme on peut le constater sur la climatologie que nous avons réalisée (Fig. 2.9). Dans cette climatologie, les SSA des aérosols désertiques sont compris entre 0.90 et 0.92 (à 440 nm) en assez bon accord avec les observations faites à Niamey par *Raut and Chazette* (2008).

Johnson and Osborne (2011) constatent un désaccord entre les mesures aéroportées et les inversions AERONET durant GERBILS. Si des pertes importantes dans la veine de prélèvement et l'instrument de mesure se produisent, il est possible que le SSA des arosols désertique puissent etre surestimé pendant les mesures aéroportées. Une sous estimation d'un facteur 2 du coefficient d'absorption a été considérée plausible dans une étude similaire pendant DABEX (*Osborne et al.*, 2008). Une sous-estimation d'un facteur 2 réduirait le SSA à une valeur moyenne de 0.94 (à 550 nm) contre 0.98-0.99 autrement et aboutissant à un meilleur accord avec les mesures AERONET. Cependant, la possibilité que le SSA soit encore plus bas (< 0.90) comme cela est suggéré dans certaines études (eg *Otto et al.*, 2007) ne semble pas consistant dans les études de fermeture de bilan radiatif comparant les mesures de radiances avec des calculs de transfert radiatif (eg *Haywood et al.*; *Osborne et al.*, 2011).

En conclusion, il demeure très difficile d'estimer une valeur universelle de l'albédo de simple diffusion concernant les aérosols désertiques tant les facteurs influents sont nombreux. Cependant, une remarque générale que nous pouvons faire est que ces aérosols sont très certainement plus absorbants que ce qu'il était classiquement supposé. En effet, les aérosols désertiques ont été pendant longtemps représentés comme presque purement diffusants dans les modèles numériques, avec des albédo de simple diffusion dans le visible proche de l'unité. À la lecture de la littérature récente, il apparaît que l'albédo de simple diffusion des aérosols désertiques (pour l'ensemble de la distribution) dans le visible ($\sim$ 500-550 nm) doit très certainement se situer autour d'une valeur proche de 0.94-0.95 illustrant un pouvoirrelativement absorbant de ce type d'aérosols.

Dans la mesure où il existe une grande variabilité des valeurs d'albédo de simple diffusion en fonction du lieu et de l'instant de l'observation, une autre approche possible pour évaluer ce paramètre à l'échelle régionale repose sur l'observation satellite. Ces dernières années, de nouveaux capteurs et d'algorithmes d'inversion spécialement dédiés à l'étude des aérosols atmosphériques et de leurs propriétés optiques ont vu le jour. Depuis peu, certains produits novateurs ont également commencé à fournir des informations sur les propriétés absorbantes des aérosols en plus des estimations plus classiques de l'épaisseur optique (OMI *Jethva and Torres* 2011 ; PARASOL *Dubovik et al.* 2011 ; MODIS-Deep Blue *Hsu et al.* 2004 ; MISR *Kahn et al.* 2010). Ces travaux de thèse s'appuient en partie sur une évaluation de ces nouveaux produits (cf. chapitre 4).

2.2.3.2 Coefficient d'extinction

Nous avons synthétisé dans le tableau 2.5 les valeurs de l'efficacité d'extinction (le coefficient d'extinction normalisé par la masse) estimées en Afrique de l'ouest pour les aérosols désertiques et les aérosols de feux de biomasse. On constate pour les aérosols désertiques que l'ajout du mode grossier fait significativement diminuer les valeurs de l'efficacité d'extinction d'un facteur 2 environ. L'estimation de 5.8 m^2/g pour les aérosols de feux de biomasse est en assez bon accord avec les estimations faites dans d'autres régions du monde (entre 4 et 5 m^2/g) bien que légèrement supérieure (*Reid et al.*, 2005).

Références	k_{ext} (m^2/g)
DUST	
Chen et al. 2011 NAMMA	1.09
Jeong et al. 2008 NAMMA	1.23±0.71
Jeong et al. 2008 NAMMA	0.93±0.17
McConnell et al. 2008 DODO1 (AM)	0.85
McConnell et al. 2008 DODO1 (AM+CM)	0.41
McConnell et al. 2008 DODO2 (AM)	1.14
McConnell et al. 2008 DODO2 (AM+CM)	0.2-0.46
Haywood et al. 2001 MOTH	0.68
Osborne et al. 2008 DABEX (AM)	0.76
Osborne et al. 2008 DABEX (AM+CM)	0.33
Haywood et al. 2003a SHADE (AM)	0.70
Haywood et al. 2003a SHADE (AM+CM)	0.42
Weinzierl et al. 2009 SAMUM1 (AM+CM)	0.13±0.08
Johnson and Osborne 2011 GERBILS (AM+CM)	0.48±0.10
Biomass Burning	
Johnson et al. 2008b DABEX	5.8

TABLE 2.4 – *Efficacité d'extinction à 550 nm pour les aérosols désertiques et les aérosols de feux de biomasse. AM = Accumulation Mode, CM = Coarse Mode*

2.2.3.3 Paramètre d'asymétrie

De la même manière, nous avons synthétisé dans le tableau 2.5 les valeurs du paramètre d'asymétrie estimées en Afrique de l'ouest pour les aérosols désertiques et les aérosols de feux de biomasse.

Références	g
DUST	
McConnell et al. 2008 DODO1 (AM)	0.68
McConnell et al. 2008 DODO1 (AM+CM)	0.73
McConnell et al. 2008 DODO2 (AM)	0.68
McConnell et al. 2008 DODO2 (AM+CM)	0.72-0.77
Formenti et al. 2011 AMMA (AM+CM)	0.073-0.75
Haywood et al. 2001 MOTH	0.73
Osborne et al. 2008 DABEX (AM)	0.71
Osborne et al. 2008 DABEX (AM+CM)	0.75
Haywood et al. 2003a SHADE (AM)	0.72
Haywood et al. 2003a SHADE (AM+CM)	0.74
McFarlane et al. 2009 ARM	0.67
Raut and Chazette 2008 AMMA (à 350 nm)	0.73-0.75
Johnson and Osborne 2011 GERBILS	0.73
Biomass Burning	
Johnson et al. 2008b DABEX	0.63
Raut and Chazette 2008 AMMA (à 350 nm)	0.71-0.73

TABLE 2.5 – *Paramètre d'asymétrie à 550 nm pour les aérosols désertiques et les aérosols de feux de biomasse. AM = Accumulation Mode, CM = Coarse Mode*

2.3 Influence des aérosols africains sur le climat régional

2.3.1 Forçage radiatif direct et échauffement atmosphérique

Le forçage radiatif direct est généralement estimé à trois niveaux atmosphériques (surface, atmosphère et sommet de l'atmosphère). Nous avons synthétisé dans le tableau 2.11 plusieurs estimations faites récemment dans la région. On observe que le forçage radiatif direct à la surface diffère significativement de la valeur au sommet de l'atmosphère. La différence du forçage au sommet de l'atmosphère avec le forçage en surface représente l'échauffement de l'atmosphère dû à l'absorption des aérosols.

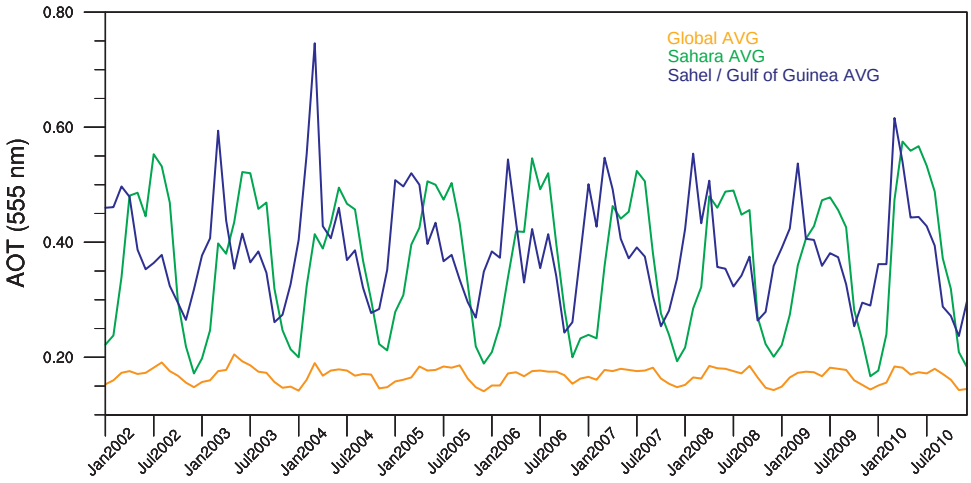


FIGURE 2.10 – *Moyenne mensuelles de l'épaisseur optique à 555 nm observée par le capteur MISR à bord du satellite TERRA.*

Comme le forçage radiatif dépend de la quantité d'aérosols, un paramètre utile pour le quantifier de façon comparable est le forçage radiatif normalisé par l'épaisseur optique (NDRF). Ainsi, on peut mieux comparer les différentes estimations. On voit que pour les cas de mélanges d'aérosols de feux de biomasse et d'aérosols désertiques, le NDRF atmosphérique vaut $\sim$ 35-45 $W/m^2/AOT$ alors que pour les cas d'aérosols désertiques seuls, il vaut $\sim$ 20-35 $W/m^2/AOT$. Dans le domaine visible, le forçage radiatif en surface est généralement proportionnel à l'AOT (*Raut and Chazette*, 2008). La figure 2.10 donne la variabilité annuelle de l'AOT en moyenne mensuelle mesurée par le capteur MISR sur le Sahel et sur le Sahara. On voit que suivant la saison, les AOT sont bien supérieures à la moyenne globale avec des valeurs pendant les maxima d'émissions compris entre 0.5-0.6 (à 555 nm). On peut ainsi supposer un forçage radiatif en surface important dans ces régions. En effet, *Pinker et al.* (2010) estiment qu'à Ilorin, la réduction du flux solaire en surface est comprise entre 14 et 40%. Pendant la saison sèche à Niamey, *Haywood et al.* (2008) ont estimé qu'en milieu de journée, environ 25% du flux solaire n'atteint pas la surface du fait de la présence d'aérosols. Environ 50% de cette réduction étant due aux aérosols de feux de biomasse. Une estimation assez proche, de 15-18%, a été reportée par *Johnson et al.* (2009) à Niamey pour le cas d'étude du 19 Janvier 2006. Enfin, en mars 2006, durant une forte tempête de sable, le flux solaire absorbé atteint des valeurs proche de +250 W/m^2 soit 19% du flux solaire incident au sommet de l'atmosphère. La diminution à la surface atteint elle environ -400 W/m^2, soit 31% du flux solaire incident (*Slingo et al.*, 2006)

Les estimations du forçage radiatif direct sont très sensibles à la répartition verticale des aérosols. Ceci est illustré sur la figure 2.12. On constate (figure 2.12(a)) que le forçage radiatif direct au sommet de l'atmosphère des aérosols estimé au dessus du Golfe de Guinée est essentiellement négatif en ciel clair. Lorsqu'on prend en compte les nuages dans le calcul, le forçage radiatif direct TOA passe d'une valeur négative à une valeur proche de zéro voire positive du fait de la plus grande quantité d'énergie radiative disponible qui a été réfléchie par les nuages bas (figure 2.12(b)).

De manière similaire, on a observé au Sahel durant la campagne AMMA-SOP0/DABEX que les aérosols désertiques (albédo de simple diffusion élevé, $\sim$ 0.90-0.98 dans le visible) présents majoritairement entre le sol et 1.5 km d'altitude, augmentent l'albédo apparent de la surface qui est recouverte de végétation sombre (i.e. de faible albédo). Le forçage radiatif atmosphérique des aérosols de feux de biomasse en présence d'aérosol désertiques est alors augmenté d'environ 10% du fait de l'absorption plus importante (*Johnson et al.*, 2008a).

La grande capacité absorbante des aérosols africains conduit à un échauffement de l'atmosphère quantifiable grâce au taux d'échauffement (*Heating Rate* en $K/jour$). *Mallet et al.* (2008) montrent par exemple que l'atmosphère à Djougou peut être réchauffée entre +1.5 et +2.5 $K/jour$ dans la couche d'aérosols de feux de biomasse pendant des conditions typiques de la saison sèche (entre le 17 et le 24 Janvier 2006). À l'échelle de la saison, *Malavelle et al.* (2011) estiment le taux d'échauffement SW dans cette même couche à +0.4 $K/jour$ et +1.2 $K/jour$ en moyenne sur la journée et à midi, respectivement. Lorsque les quantités d'aérosols sont importantes, des valeurs encore plus grandes ont été notées. Par exemple, pendant la tempête de sable du 9-14 Juin 2006, *Lemaître et al.* (2010) ont rapporté des taux d'échauffement dans la couche d'aérosols désertiques compris entre +1.5 et +4 $K/jour$ pendant la journée avec des valeurs pouvant atteindre localement +8 $K/jour$, identiques aux résultats de modélisation de *Mallet et al.* (2009) pour la tempête de mars 2006. Cet échauffement local de l'atmosphère peut donc avoir d'importants impacts climatiques dans la région que nous détaillons dans la section suivante.

	Référence	Localisation et période	dt	AOD	SSA	SRF Albédo (visible)	TOA DRF SW (W/m²)	TOA NDRF SW (W/m²/AOT)	TOA DRW LW (W/m²)	TOA NDRF LW (W/m²/AOT)	ATM DRF SW (W/m²)	ATM NDRF SW (W/m²/AOT)	ATM DRW LW (W/m²)	ATM NDRF LW (W/m²/AOT)	SRF DRF SW (W/m²)	SRF NDRF SW (W/m²/AOT)	SRF DRW LW (W/m²)	SRF NDRF LW (W/m²/AOT)
Mélange d'aérosols de feux de biomasse et d'aérosols désertiques	Mallet et al 2008	Djougou (Jan 2006)	Clear-Sky daily AVG (17-24 JAN)	AOD à 440nm SSA à 520nm	1,06 0,91	0,20	-18,40	-17,36			43,10	40,66			-61,50	-58,02		
	Raul & Chazette 2008	Niamey (26 Jan - 1 Feb 2006)	Daily AVG	AOD à 355nm	0,45	0,1 - 0,225	-1,40	-3,11			19,80	44,00			-21,20	-47,11		
	Johnson et al 2008	Mi-JAN Mi-Feb 2006	Daily AVG		0,45	LAND 0,28	-6,80	-15,20			15,00	33,40			-21,80	-48,50		
	Johnson et al 2009	Mi-JAN Mi-Feb 2007	Daily AVG		0,45	OCEAN 0,02 - 0,07	-18,00	-40,00			13,40	29,90			-31,50	-69,90		
	Derimian et al 2008	Mbour	Clear Sky Daily AVG	AOD à 440nm SSA à 440nm		0,145 (à 657 nm)	-3,47	-6,20			25,50	47,77			-29,00	-53,97		
	Pinker et al 2010	Ilorin	Dialy AVG	(AE > 0,8)		Vegetation										-52,61		
	Myhre et al 2008	Regional AVG (West Afr)	Clear Sky Jan-Feb AVG				-2,10	[-8;-10]										
	Malavelle et al 2011	AVG over Sahel	Clear Sky DJF 24H AVG	SSA à 500 nm		Vegetation	-3,87	-8,35			24,40	52,64			-28,27	-60,99		
	McFarlane et al 2009	Niamey entre Jan et Apr 2006	Clear Sky 24H AVG	500 nm	0,53 0,94	0,25									-28,50	-56,30		
	Garcia et al 2011	Banizoumbou, Maine Soroa, Djougou, Ilorin	Instantaneous Forcing	AOD à 550 nm	0,80	0 - 0,3	-34,00	-42,50			96,00	120,00			-130,00	-162,50		
aérosols désertiques	Haywood et al 2003	Ocean Atlantique (SHADE)	Instantaneous (12-13H UTC)			ocean		[-87,0 ; 98,0]										
	Slingo et al 2006	Obs ARM à Niamey (RADAGAST)	Instantaneous 8 mars 2006 ~1500LT		3,40	0,25	-100,00	-29,41			400,00	117,65			-250,00	-73,53		
	Mallet et al 2009	Modèle Regional mean (Sahel)	Instantaneous at noon 9-12 mars 2006		0,94	0,20	-11,83	-12,58	-1,10	-1,17	126,00	134,04	6,48	6,89	-137,83	-146,62	-7,58	-8,06
	Pinker et al 2010	Ilorin	Dialy AVG	(AE < 0,8)		Vegetation										-30,03		
	McFarlane et al 2009	Niamey entre Oct et Dec 2006	Clear Sky 24H AVG	500 nm	0,33 0,99	0,20									-11,90	37,60		
	Yoshioka et al 2007	North Africa [5N35N18W40E]	Annual AVG	AOD à 670 nm	0,20	desert	-5,85	-29,55	1,06	5,35	3,22	16,26	-1,98	-10,00	-9,07	-45,81	3,04	15,35
	Yoshioka et al 2007	Nord Atlantic [0N30N50W20W]	Annual AVG	AOD à 670 nm	0,39	ocean	-8,08	-20,72	3,35	8,59	7,38	18,95	-11,39	-29,21	-15,47	-39,67	14,74	37,79

FIGURE 2.11 – *Tableau non exhaustif synthétisant plusieurs estimations du forçage radiatif direct des aérosols en Afrique de l'ouest*

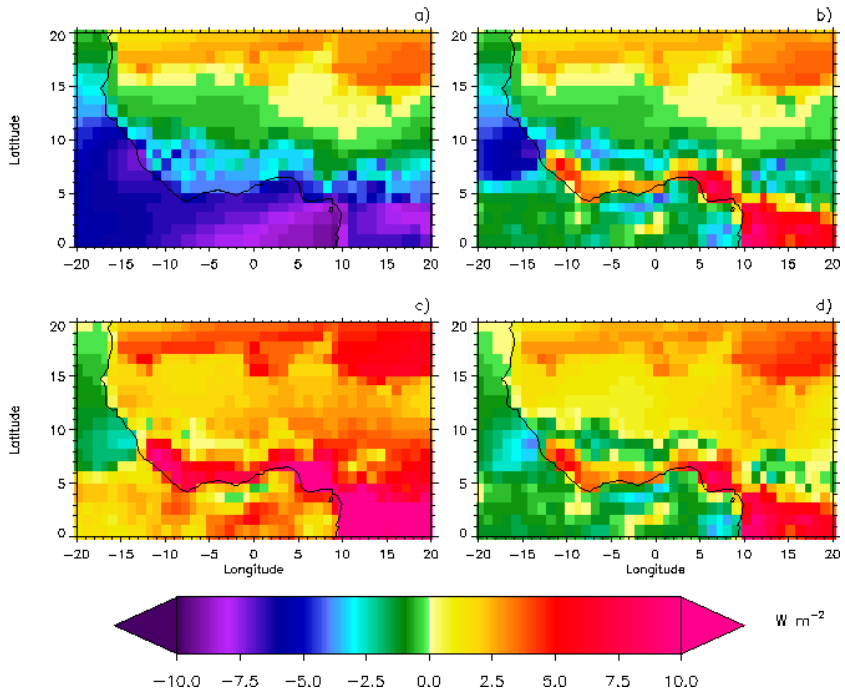


FIGURE 2.12 – *Forçage radiatif direct des aérosols au sommet de l'atmosphère simulé sur la période de la campagne DABEX (mi-janvier/mi-février 2006) (a) pour les mailles de ciel clair (b) tout le ciel (c) tout le ciel mais avec le SSA des aérosols de feux de biomasse diminué (0.81→0.73 à* 550 *nm) et (d) tout le ciel ciel mais les concentrations en aérosols désertiques ont été multipliées par un facteur* 4 *en dessous de* 2 *km d'altitude. D'après Myhre et al. (2008)*

2.3.2 Impacts climatiques des aérosols africains

Aujourd'hui encore, l'impact des aérosols désertiques et des aérosols de feux de biomasse sur le climat Ouest Africain reste équivoque. Pour ces types d'aérosols, le forçage radiatif direct à la surface diffère significativement de la valeur au sommet de l'atmosphère. Cette modification du bilan radiatif peut modifier la dynamique atmosphérique, les flux en surface et le cycle hydrologique. De nombreux travaux ont mis en avant la nécessité de considérer ces aérosols pour correctement modéliser les échanges d'énergie dans l'atmosphère Ouest africaine (e.g. *Haywood et al.*, 2005; *Chaboureau et al.*, 2007; *Milton et al.*, 2008; *Woodage et al.*, 2010; *Stanelle et al.*, 2010; *Zhao et al.*, 2011; *Kocha*, 2011). Plusieurs études récentes ont mis en avant le lien entre les aérosols et le cycle de l'eau en Afrique de l'ouest et plus particulièrement avec son régime de mousson (*Yoshioka et al.*, 2007; *Konare et al.*, 2008; *Miller and Tegen*, 1998; *Miller et al.*, 2004; *Solmon et al.*, 2008; *Sud et al.*, 2009; *Lau et al.*, 2009; *Huang et al.*, 2009a; *Zhao et al.*, 2011).

La mousson ouest africaine est un phénomène climatique complexe faisant intervenir différents acteurs et présentant une grande variabilité (*Nicholson and Grist*, 2001). Ces dernières décades ont vu l'intensité des précipitations sur les terres diminuer conduisant à un assèchement progressif du Sahel. Du fait de l'importance de la mousson pour les sociétés présentes dans la région (*Sultan et al.*, 2005), une intense recherche a été effectuée afin de mieux comprendre les mécanismes responsables de cette variabilité. Bien que les raisons expliquant ces anomalies ne soient qu'encore partiellement comprises, de nombreuses études ont mis en avant les rôles de la variabilité de la température de surface de l'océan (*Folland et al.*, 1986; *Giannini et al.*, 2003) et les échanges terre-atmosphère comme par exemple la désertification modifiant l'albédo de surface (*Charney et al.*, 1977; *Zheng and Eltahir*, 1998; *Nicholson and Grist*, 2001; *Xue et al.*, 2004). Ces facteurs influent sur le gradient de température terre-mer qui pilote la mousson. *Xue and Shukla* (1998), *Zeng et al.* (1999) et *Wang et al.* (2004) remarquent

que pour pouvoir reproduire l'amplitude et la durée des anomalies de précipitations observées ces trente dernières années, les échanges terre-atmosphère et les variations de la température de surface océanique doivent être considérés simultanément. Mais plus récemment, certains auteurs ont aussi pointé du doigt le rôle des aérosols africains et plus particulièrement des aérosols désertiques. *Nicholson* (2000) et *Prospero and Lamb* (2003) ont constaté que les concentrations en aérosols désertiques étaient nettement moins importantes pendant la majorité du 20eme siècle jusqu'au début des années 1970, quand les précipitations étaient dans la normale climatique. Ils ont émis l'hypothèse que les aérosols désertiques pourraient jouer un rôle significatif en modulant le climat de la région. *Miller et al.* (2004) ont ainsi examiné l'impact climatique des aérosols désertiques avec un modèle de climat et ont en effet observé une réduction des précipitations sur l'atlantique tropical et les régions avoisinantes (incluant le sud-Sahel et les cotes guinéennes) et localement une augmentation au-dessus du Sahara due aux effets radiatifs des aérosols. *Yoshioka et al.* (2007) estiment que le rôle du forçage radiatif des aérosols désertiques pourrait expliquer 30% de la réduction des précipitations observée au-dessus du Sahel entre les périodes normales et les périodes de sècheresse.

Plusieurs autres études font état d'une diminution des précipitations au-dessus du Sahel (*Miller et al.*, 2004; *Yoshioka et al.*, 2007; *Konare et al.*, 2008; *Solmon et al.*, 2008; *Sud et al.*, 2009). Par exemple, *Konare et al.* (2008), ont utilisé le modèle de climat régional RegCM pour étudier le rôle des aérosols désertiques sur la mousson Ouest Africaine. Les auteurs constatent que la prise en compte du forçage radiatif dans le domaine du visible mène à une réduction des précipitations au-dessus du Sahel. Cette réponse est liée au refroidissement à la surface du fait d'une diminution du rayonnement solaire disponible associée à l'échauffement des couches atmosphériques où sont localisées les poussières désertiques. Les auteurs constatent également que l'effet des aérosols désertiques produit une intensification de la branche sud du jet d'est Africain et une diminution du jet d'est tropical. Cette réponse de la dynamique est similaire à ce qui est observé pendant les années de sécheresse suggérant que les aérosols désertiques peuvent avoir une rétroaction positive sur le maintien des conditions de sécheresse. De façon similaire, *Yoshioka et al.* (2007) observent une diminution du flux de mousson, un déplacement vers le sud du jet d'est africain et un jet d'est tropical plus faible en considérant les effets radiatifs directs des aérosols désertiques. Les auteurs attribuent la diminution des précipitations au-dessus du Nord de l'Afrique au refroidissement de la troposphère due au forçage radiatif négatif au sommet de l'atmosphère exercé par les aérosols désertiques. Le gradient d'énergie statique humide au-dessus des terres est ainsi réduit.

Plus récemment, *Perlwitz and Miller* (2010) ont aussi trouvé que la fraction nuageuse peut augmenter due au chauffage diabatique exercé par les aérosols désertiques. En effet, la formation des nuages est pilotée par les variations de l'humidité relative qui, sous l'effet du chauffage radiatif par les aérosols, peuvent s'exprimer ainsi :

$$\frac{\partial r}{r} = \frac{\partial q}{q} - \frac{L_v \partial T}{R_v T^2} \tag{2.1}$$

r : humidité relative
q : humidité spécifique
L_v : chaleur latente de la vapeur d'eau
R_v : constante des gaz parfaits
T : Temperature

Cette équation indique que l'augmentation de l'humidité spécifique contribue à augmenter l'humidité relative. En parallèle, l'augmentation de la température par le chauffage diabatique (terme de droite) est de signe opposée (- d'humidité relative). Sous certaines conditions, le

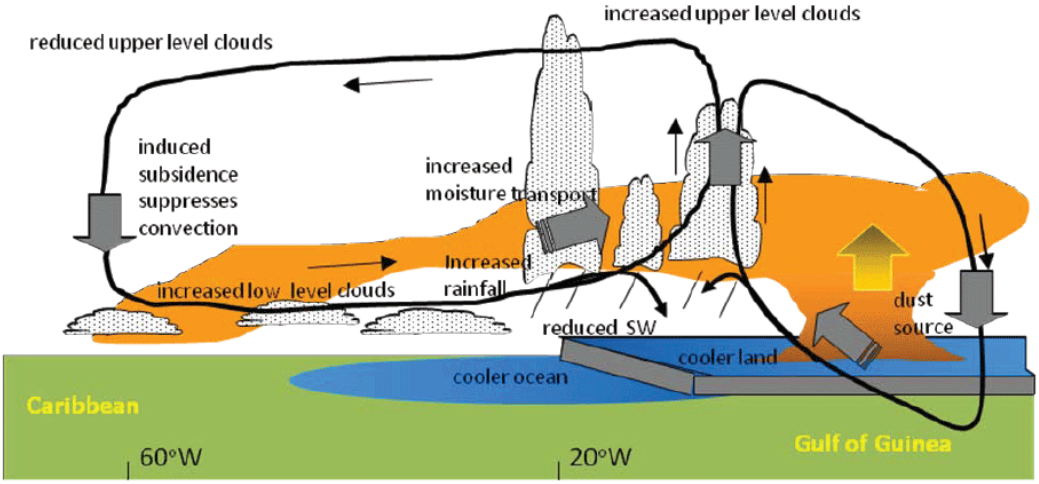


FIGURE 2.13 – *Représentation schématique illustrant les circulations anormales de type Walker et Hadley induites par les aérosols désertiques et les changements associés aux cycles de l'eau et de l'énergie au dessus de l'Afrique de l'ouest et des Caraïbes. D'après Lau et al. (2009)*

premier effet prenant le pas sur le second, l'effet cumulé peut entraîner une augmentation du couvert nuageux. Ainsi, les auteurs trouvent que pour des épaisseurs optiques > 0.1 en aérosols désertiques relativement absorbants (SSA de 0.92), la nébulosité augmente.

Lau et al. (2009) ont montré que la présence d'un réchauffement de l'atmosphère par les aérosols désertiques augmentent les précipitations, tandis que le refroidissement de la surface réduit lui les précipitations. En effet, ces aérosols absorbent et diffusent le rayonnement conduisant à une anomalie de température négative de la basse troposphère. Ces deux effets réunis augmentent la stabilité de l'atmosphère inhibant la convection humide. En parallèle, le rayonnement solaire absorbé par les particules réchauffe la moyenne troposphère. Pendant que l'air réchauffé s'élève au-dessus du Sahel, la convergence d'humidité en provenance du Pacifique Est et du golfe de Guinée augmente. Cet afflux d'air humide « aspiré » chevauche les masses d'air plus froides en surface et favorise la convection profonde menant à une augmentation des précipitations au voisinage de l'ITCZ. Cet effet de pompe induit une circulation anormale de type Walker entre l'Atlantique Ouest et l'Atlantique Est. De la même manière, une circulation anormale méridienne de type Hadley apparaît (cf. Fig 2.13). Cet effet d'« *elevated heat pump* » est le plus efficace pour les aérosols désertiques fortement absorbants et devient minime pour des aérosols désertiques dont le SSA est supérieur à 0.95 (dans le visible). Cependant, ces interprétations issues de simulations d'un modèle global restent sujettes à d'intenses débats (*Nigam and Bollasina*, 2010; *Lau and Kim*, 2011; *Nigam and Bollasina*, 2011).

Une réponse similaire à l'étude de *Lau et al.* (2009) de la mousson ouest africaine a aussi été rapportée par *Solmon et al.* (2008) au travers de simulation avec un modèle régional de climat. Les auteurs observent bien deux effets en compétition pouvant influencer l'intensité des précipitations. Tout d'abord, une réduction de l'intensité de la mousson du fait du refroidissement en surface par l'effet de « *dimming* » des aérosols désertiques conduisant à une diminution des précipitations. A cette réduction de précipitation s'oppose l'effet d'« *elevated heat pump* » dans la haute troposphère provoqué par le réchauffement dû à l'absorption des aérosols désertiques et conduisant lui à une augmentation des précipitations. Dans la configuration standard du modèle l'effet net de ces deux mécanismes conduit à une réduction des précipitations au-dessus de la région sahélienne exceptée au nord du Sahel/sud du Sahara où les précipitations augmentent légèrement. Ces comportements sont très sensibles aux propriétés absorbantes (SSA) des aérosols désertiques qui modulent le signe et l'intensité de la réponse

(*Miller et al.*, 2004; *Lau et al.*, 2009).

En plus de modifier les précipitations totales à l'échelle saisonnière, l'effet des aérosols semble avoir aussi un effet marqué sur le cycle diurne des précipitations (*Kim et al.*, 2010; *Zhao et al.*, 2011). En effet, le refroidissement de la surface par la présence d'aérosols provoque de jour une diminution des précipitations convectives en fin d'après midi. En revanche la nuit, le forçage positif en surface du fait de la ré-émission d'onde infrarouge par les aérosols désertiques favorise l'instabilité thermique et entraîne plus de précipitations nocturnes et matinales. Ainsi, l'amplitude du cycle diurne des précipitations est également modifié par la présence d'aérosols désertiques. *Zhao et al.* (2011) notent que la compétition entre l'impact la nuit et le jour dépend des propriétés absorbantes des aérosols désertiques. Ceci illustre un autre mécanisme à des échelles de temps plus courtes.

Un fait remarquable qui émerge de toutes ces études, est qu'il n'y a pas de consensus définitif encore établi sur le fait que les aérosols désertiques augmentent ou diminuent les précipitations au-dessus du Sahel. Une des raisons principales réside dans la difficulté de correctement représenter le forçage radiatif régional des aérosols désertiques du fait de leurs propriétés optiques variables comme discuté dans les paragraphes précédents (*Balkanski et al.*, 2007; *McConnell et al.*, 2008; *Solmon et al.*, 2008). Ajouté à cela, la résolution des modèles de climat globaux considérés dans ces études induit en général d'importants biais dans la localisation des principales caractéristiques climatiques régionales. De plus, l'intensité des émissions d'aérosols et les variations d'albédo ne peuvent pas être correctement appréciées au sein de ces mailles conduisant à une incertitude supplémentaire sur le forçage radiatif des aérosols. Dans ce cadre, la modélisation à plus fine échelle avec des modèles régionaux semble apporter de meilleures contraintes dans l'estimation du forçage radiatif direct et la résolution de la dynamique.

D'un point de vue des observations, les travaux de *Klüser and Holzer-Popp* (2010) et *Huang et al.* (2009a,b,c,d) suggèrent également un impact des aérosols africains sur le cycle hydrologique. Basée sur une analyse statistique de données issues de plusieurs capteurs satellitaires, *Klüser and Holzer-Popp* (2010) ont identifié des liens entre aérosols désertiques, couvert nuageux, température du sommet des nuages et la fraction de phase glacée/phase liquide au sein des nuages. Dans une approche similaire, *Huang et al.* (2009a,b,c,d) ont étudié le lien entre les aérosols africains et les précipitations en Afrique de l'ouest. Leurs études suggèrent que les aérosols désertiques et les aérosols de feux de biomasse contribuent à la variabilité des précipitations de façon significative ($\sim$ 12%) et de façon bien distincte d'autres facteurs de variabilité comme la phase El-niño, l'oscillation Nord atlantique, ou météorologiques tels que le contenu en vapeur d'eau atmosphérique. Leurs résultats montrent qu'à la fois les aérosols désertiques et les aérosols de feux de biomasse contribuent à la suppression des précipitations. Cependant, l'effet des aérosols désertiques n'est évident qu'au dessus du golfe de Guinée tandis que les effets des aérosols de feux de biomasse sont visibles à la fois sur les terres et l'océan. La plus grande réduction de précipitation liée à la présence d'aérosols peut atteindre 1.5 mm/jour ce qui correspond à environ 50% de la moyenne climatique du taux de précipitations dans la région.

2.4 Conclusion du chapitre

Nous avons présenté dans ce chapitre les propriétés des aérosols en Afrique de l'ouest en synthétisant la littérature récente sur le sujet. Le point clef qui en ressort concerne la capacité des aérosols de feux de biomasse et les aérosols désertiques à efficacement absorber le rayonne-

ment solaire. Cela peut alors conduire à des effets significatifs sur le climat de la région.

Toutefois, la majorité des études « climat-aérosols » sur la région se sont jusqu'à présent essentiellement intéressées au rôle des aérosols désertiques plutôt qu'à celui des aérosols de combustion. A cela deux raisons principales : tout d'abord, les aérosols désertiques sont présents en quantité importante tout au long de l'année, de plus c'est durant la saison humide que leurs émissions sont les plus intenses et qu'ils dominent la charge totale en aérosol. C'est justement pendant cette saison que la mousson apporte la majorité des précipitations annuelles sur le Sahel. Pour ces raisons, l'impact des aérosols désertiques sur le climat Ouest Africain a focalisé une grande attention sur les dix dernières années.

Pourtant, dans les travaux de *Perlwitz and Miller* (2010) où seuls les aérosols désertiques sont considérés, les auteurs notent que leurs résultats doivent très probablement se généraliser pour d'autres types d'aérosols absorbants. Ainsi, il apparaît intéressant d'étudier l'impact des aérosols de feux de biomasse émis en saison sèche. Les études de *Huang et al.* (2009a,b,c,d) suggèrent en effet que les aérosols de feux de biomasse ont très certainement aussi une influence sur le cycle hydrologique en Afrique de l'ouest comme cela a été constaté dans d'autres régions du monde telles que l'Afrique du sud (*Randles and Ramaswamy*, 2010; *Tummon et al.*, 2010) ou l'Amazonie (*Zhang et al.*, 2009). *Yoshioka et al.* (2007) font d'ailleurs remarquer que les émissions d'aérosols de feux biomasse, qui ont fortement augmenté avec la densification de la population dans la région, pourraient également avoir un effet sur les précipitations dans le Sahel. Il a par exemple été constaté en Amazonie que les épaisseurs optiques en aérosols liées aux feux de biomasse étaient inversement corrélées avec les précipitations pendant la saison sèche (*Bevan et al.*, 2009). Il apparaît alors intéressant de voir si de telles rétroactions peuvent se propager dans le temps et modifier le cycle de l'eau en l'Afrique de l'ouest. Ces questions seront notamment approfondies au cours du chapitre 4.

C'est ce manque d'informations concernant le potentiel impact climatique des aérosols de feux de biomasse qui motive donc ce travail de thèse. Une approche numérique à l'aide du modèle de climat régional RegCM3 a été choisie, en lien avec les données obtenues lors des récentes campagnes de terrains. Notre démarche s'inscrit dans la continuité des travaux de *Konare et al.* (2008) et *Solmon et al.* (2008) utilisant ce même modèle mais dans lesquelles seulement le rôle de l'aérosol désertique a été considéré. Il aura s'agit dans un premier temps d'intégrer au modèle RegCM3 (décrit au chapitre 3) l'aérosol de feux de biomasse en prenant en compte ses spécificités discutées au cours de ce second chapitre, avant d'étudier dans un second temps, les conséquences sur le bilan radiatif (chap. 3) et le climat régional (chap. 4).

Nous pouvons résumer ainsi les principales conclusions portant sur l'aérosol de feux de biomasse discutées dans ce chapitre que le modèle RegCM devra être capable d'intégrer : (i) L'aérosol de feux de biomasse est essentiellement émis au nord de l'équateur dans une bande comprise entre 8N et 10N suivant un cycle saisonnier très marqué (ii) La dynamique atmosphérique particulière de la région favorise la formation d'une couche généralement comprise entre 2 et 5 km d'altitude, dans laquelle la majorité des aérosols de combustion sont présents distinctement des aérosols désertiques (iii) Cette stratification favorise la séparation spatiale de ces deux espèces et permet de faire l'hypothèse d'un mélange externe entre ces particules (iv) Les propriétés optiques d'aérosols de feux de biomasse aillant été advectés sur de longue distances ont été caractérisées pendant les campagnes DABEX et SAMUM2. Le résultat le plus marquant concerne le fort pouvoir absorbant de ces aérosols (0.75 ± 0.07 à 532 nm (*Tesche et al.*, 2011) et 0.81 à 550 nm (*Johnson et al.*, 2008b)). Le SSA est crucial un paramètre crucial qui devra être bien contraint dans les simulations car il conditionnera le taux d'échauffement atmosphérique,

paramètre capital pour l'effet semi-direct.

Notons enfin que la représentation de l'aérosol désertique dans RegCM3 restera quant à elle conservée à l'identique dans le but de rester cohérent avec les résultats des travaux de *Konare et al.* (2008) et *Solmon et al.* (2008). Les informations discutées dans ce chapitre nous seront utiles par la suite et nous serviront de référence pour évaluer la qualité des simulations et les limite du modèle RegCM.

3

Modélisation des aérosols et de leur forçage radiatif pendant la saison sèche 2006 (AMMA SOP-0) : Apport de la prise en compte des aérosols de feux de biomasse

Sommaire

3.1 La modélisation numérique : pourquoi une approche régionale 77

3.2 Présentation du modèle de climat régional RegCM3 79

3.2.1 Historique du modèle 79

3.2.2 Les paramétrisations physiques dans le modèle 80

3.3 Développement et paramétrisations du module d'aérosol de RegCM3 pour estimer le forçage radiatif direct et semi-direct des aérosols en Afrique de l'ouest (article 1) 83

3.3.1 Développement et paramétrisations du module d'aérosol 83

3.3.2 Estimations du forçage radiatif des aérosols en Afrique de l'ouest (premier article) : Simulation of aerosol radiative effects over West Africa during DABEX and AMMA SOP-0 85

3.4 Synthèse de l'article et Conclusion du chapitre 109

Après avoir discuté dans le chapitre précédent des caractéristiques de l'aérosol africain et mis en évidence l'importance du rôle de l'absorption, nous discutons ici les résultats portant sur l'estimation du forçage radiatif direct des aérosols de feux de biomasse et désertiques qui ont fait l'objet d'un premier article (*Malavelle et al.*, 2011). Dans ces travaux nous nous sommes tout d'abord focalisés sur l'intégration d'un nouvel inventaire de feux de biomasse adapté à la zone d'étude (*Liousse et al.*, 2010) et sur le calcul des propriétés optiques des aérosols de combustion. Dans un second temps, le forçage radiatif direct des aérosols est estimé pour la saison sèche de l'année 2006, période des campagnes de terrain AMMA-SOP0 et DABEX. Ce travail complète les travaux de *Solmon et al.* (2008) dans lesquels seulement les aérosols désertiques étaient considérés et constitue une première étape avant l'étude de l'impact climatique des aérosols en Afrique de l'ouest discuté au chapitre 4. Nous présentons tout d'abord les caractéristiques et les modifications portées au modèle RegCM3 (*Regional Climate Model*) utilisé pour cette étude. Dans la deuxième partie de ce chapitre, les résultats sont présentés sous la forme d'une publication.

3.1 La modélisation numérique : pourquoi une approche régionale

Le climat d'une région donnée est défini par une séquence d'évènements météorologiques qui affectent cette région. Ceux ci sont déterminés par les caractéristiques de grande échelle de la circulation atmosphérique planétaire. Par exemple, le climat ouest africain est affecté par un régime de mousson. Ce dernier résulte d'une part de la migration de la zone de convergence intertropical et d'autre part, de la différence de réchauffement entre le Sahara et la côte atlantique équatoriale dans le golfe de Guinée. La circulation globale de l'atmosphère est pilotée par des forçages de grande échelle (plusieurs centaines de km jusqu'à l'échelle globale), comme la quantité de rayonnement solaire reçue, les concentrations en gaz à effet de serre et en aérosols stratosphériques, la position des continents et des océans, ou encore la présence de larges complexes topographiques (e.g. L'Himalaya). En parallèle, s'ajoutent des forçages d'échelle régionale dont les dimensions typiques vont de l'échelle locale à quelques centaines de km. Des exemples de forçages régionaux sont une topographie et des zones côtières complexes, la distribution de la végétation, l'albédo de surface, la présence de corps d'eau dans les terres (lacs) ou bien encore les aérosols troposphériques.

- **Intérêt de la modélisation régionale** : Il apparaît alors évident qu'une description précise du climat d'une région donnée requiert la représentation de processus qui se produisent sur une large gamme d'échelles spatiales. Les outils numériques les plus avancés disponibles de nos jours sont les modèles de climat couplés océan-atmosphère (AOGCM). Cependant, du fait de leur grand coût de calcul, la résolution horizontale utilisée reste aujourd'hui encore de l'ordre de quelques centaines de km. Ainsi, alors que les AOGCMs peuvent fournir une bonne description de la circulation générale de l'atmosphère et de sa réponse aux forçages de grande échelle, ils ne peuvent pas capturer précisément les processus se produisant à plus fine échelle.

Pour contourner ce problème et améliorer l'information fournie par les AOGCMs à l'échelle régionale, la technique de modélisation régionale imbriquée a alors été développée à la fin des années 1980 (*Dickinson et al.*, 1989; *Giorgi*, 1990). Cette technique (Figure 3.1) consiste à utiliser un modèle de climat à aire limitée (RCM) au-dessus d'une région d'intérêt. Puisque un RCM ne recouvre qu'une aire réduite, il peut être employé à de plus hautes résolutions (typiquement 20-60 km) et ainsi décrire les effets de plus fine échelle et une partie des processus sous-maille des modèles globaux. Pour pouvoir fonctionner, il faut fournir aux RCMs les conditions météorologiques initiales et latérales aux limites du domaine (vents, température,

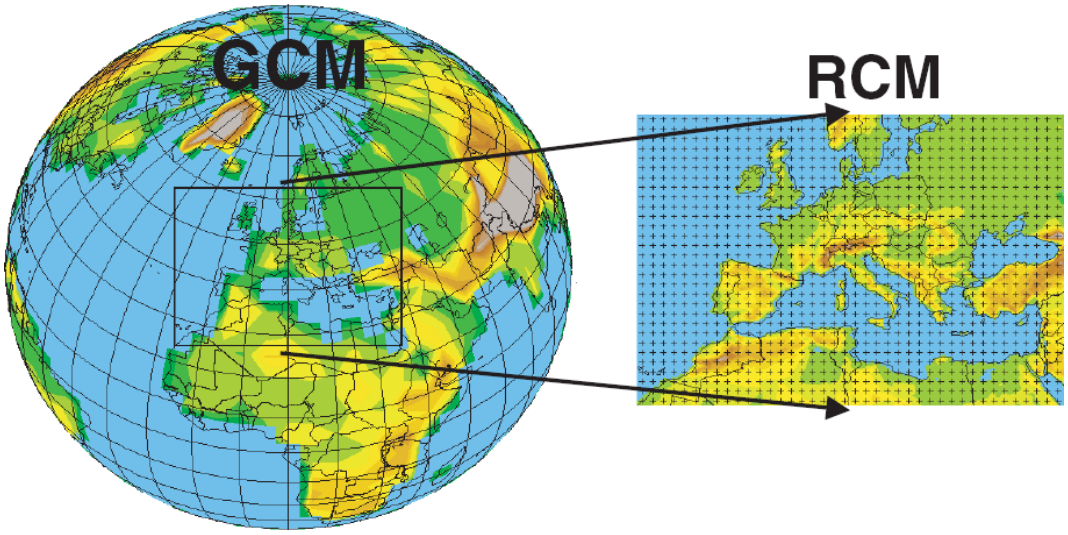


FIGURE 3.1 – *Représentation schématique de la technique de modélisation régionale imbriquée. D'après Giorgi (2006)*

contenu en vapeur d'eau, pression de surface) et en surface (température de surface de l'océan, humidité des sols) (*Giorgi and Mearns*, 1999). Ces informations sont fournies par le résultat de simulations effectuées avec un modèle global, éventuellement corrigées par des observations au travers de techniques de réanalyse.

- **hypothèses et limitations des RCM** : Cependant, un nombre d'hypothèses et de défauts intrinsèques à l'approche proposée par les RCMs doit être gardé à l'esprit. Ces problèmes bien connus sont discutés en détails dans la littérature (e.g. *Giorgi and Mearns*, 1999). Nous les rappelons succinctement ici.

Tout d'abord, la capacité d'un RCM à reproduire le climat dépend en grande partie du réalisme des conditions aux limites utilisées pour « forcer » le modèle, c'est-à-dire son coupleur (e.g. *Pan et al.*, 2001; *Sylla et al.*, 2009). Toutes les erreurs ou imprécisions dans les conditions aux limites sont transférées au RCM (problème de *garbage in/ garbage out*). Le signal issu du RCM n'est donc pas forcément meilleur (*Meadows and Hoffman*, 2003). Dans la mesure où les schémas de soulèvement de poussières sont très sensibles aux champs de vents, le coupleur choisi peut significativement influencer sur les quantités d'aérosols désertiques émises comme illustré dans les travaux de *Menut* (2008). A titre d'exemple nous montrons en annexe A les épaisseurs optiques simulées pendant la tempête de mars 2006 avec le modèle RegCM forcé par les réanalyses du centre européen (ERA-interim) et celles du NCEP (NNRP2).

L'imbrication d'un RCM dans les champs d'un modèle global est en général à sens unique (*one way nesting*). Ainsi il n'y a pas d'impact de la solution du RCM sur les conditions aux limites. Toutes les rétroactions de l'échelle régionale vers l'échelle globale ne sont donc pas prises en compte (*Giorgi and Mearns*, 1999). De plus une autre problématique réside dans la façon de considérer l'influence des conditions aux limites sur le RCM. Deux approches existent. L'approche traditionnelle consiste à utiliser une procédure de relaxation (généralement une relaxation Newtonienne) qui amène les variables pronostiques du RCM en bord de domaine vers les valeurs du coupleur. La solution du RCM est donc déterminée par un équilibre dynamique entre l'information apportée par les conditions aux limites, peu influentes à l'intérieur du modèle, avec la physique interne et la dynamique du RCM. Une approche alternative consiste à fournir le forçage de grande échelle au RCM seulement pour les grandes longueurs d'onde du spectre du coupleur (*spectral nudging*). Dit autrement, les composantes de grande échelle sont

forcées dans le RCM qui ne résout que la partie « haute fréquence » du spectre correspondant à la dynamique de petite échelle. Dans l'approche de *spectral nudging* le RCM peut être vu comme un outil servant seulement à descendre en échelle la dynamique (« *downscalling dynamical tool* ») fournissant un détail régional des champs de grande échelle du modèle global. L'avantage de cette méthode est qu'il existe une très bonne cohérence entre les champs du coupleur et ceux du modèle régional. L'avantage de la première approche est que le RCM possède plus de liberté pour générer sa propre circulation à l'intérieur du domaine.

Un équilibre doit être également trouvé entre le degré de liberté laissé au RCM pour développer sa propre solution et l'influence des conditions aux limites (*Giorgi et al.*, 1993). La taille du domaine doit donc être choisie avec précaution afin que les caractéristiques majeures forçant le climat régional soient inclues et que le RCM reste cohérent avec son coupleur, mais qu'en même temps, assez de liberté lui soit laissée pour produire sa propre information de méso-échelle (*Seth and Giorgi*, 1998; *Giorgi and Mearns*, 1999). De manière générale, plus le domaine du RCM est grand, plus sa solution tend à diverger des conditions aux limites et plus grande est l'erreur interne du RCM (*Jones et al.*, 1995; *Seth and Giorgi*, 1998). L'erreur interne a aussi tendance à augmenter pour les régions où la circulation synoptique n'exerce pas un contrôle fort sur le climat régional, comme par exemple, pendant l'été dans une région où l'activité convective est importante (*Christensen et al.*, 1997; *Giorgi and Bi*, 2000). Enfin, un ratio entre la résolution des champs de forçage et celle du RCM doit être pris en considération pour éviter des problèmes numériques au sein du modèle régional (*Christensen et al.*, 1998).

Une autre problématique souvent débattue au sein de la communauté des modélisateurs utilisant les RCMs est celui du choix de la physique. L'approche classique supporte l'argument que la physique du RCM doit être similaire à celle du (AO)GCM dans le but d'augmenter la cohérence entre les deux modèles. Une autre vision consiste à utiliser des schémas différents. Cette approche supporte quant à elle l'argument que chaque modèle doit utiliser la représentation physique la plus appropriée à leurs résolutions respectives (*Giorgi and Marinucci*, 1996).

3.2 Présentation du modèle de climat régional RegCM3

3.2.1 Historique du modèle

La version originale du modèle RegCM fut développée à la fin des années 1980 en se basant sur la dynamique du modèle à aire limitée de méso-échelle MM4 (*NCAR-Pennsylvania State University Mesoscale Model* 4 *Dickinson et al.* 1989; *Giorgi* 1990) auquel furent intégrées des paramétrisations physiques issues de modèle de climat. La première génération incluait le module de transfert radiatif du modèle de climat CCM1 (*Community Climate Model*), le schéma de surface BATS (*Biospehere-Atmosphere Transfert Scheme*), un schéma de couche limite planétaire 1D, le schéma explicite d'humidité de *Hsie and Anthes* (1984) et la paramétrisation de type Kuo pour la convection (*Anthes*, 1977).

La physique du modèle et les schémas numériques furent mis à jour au début des années 1990 (RegCM2) pour inclure un schéma (« *split-explicit* ») pour l'intégration dans le temps, la nouvelle version du code de transfert radiatif de CCM2, la formulation non locale de la couche limite de *Holtslag et al.* (1990), une nouvelle version de BATS (BATS1e, *Dickinson et al.* 1993) ainsi qu'une option supplémentaire pour la convection avec le schéma « masse-flux » de *Grell* (1993).

La troisième génération du modèle (RegCM3) utilisée dans ces travaux de thèse, a été mise

au point au milieu des années 2000. De nouveau le schéma de transfert radiatif a été mis à jour (CCM3 *Kiehl et al.* 1998) et, un schéma pour les précipitations de grande échelle (*Pal et al.*, 2000), une nouvelle paramétrisation des flux de surface au-dessus des océans (*Zeng et al.*, 1998) ainsi qu'un schéma supplémentaire de convection (*Emanuel*, 1991) ont été intégrés. Ajouté à cela, une paramétrisation de type mosaïque a été ajoutée dans le but de considérer l'hétérogénéité sous maille de la topographie et de l'utilisation des sols (*Giorgi et al.*, 2003). De plus, le schéma explicite d'humidité de *Hsie and Anthes* (1984) a été simplifié pour des raisons d'efficacité numérique.

Enfin, une nouvelle version du modèle (RegCM4) a très récemment vu le jour (Juillet 2010). Les principales améliorations portent sur l'ajout du schéma de surface CLM (*Community Land Model*) et d'une nouvelle option pour la convection (schéma de convection de Tiedtke). De nombreuses évolutions sont en cours de développement incluant entre autre le couplage dynamique avec un modèle océanique régional (*Ratnam et al.*, 2008), la formulation non-hydrostatique du cœur dynamique et un nouveau modèle de production des aérosols désertiques basé sur une formulation théorique de la distribution en taille d'après les travaux de *Kok* (2010).

3.2.2 Les paramétrisations physiques dans le modèle

Le modèle RegCM3 est un modèle hydrostatique à équations primitives en coordonnées verticales compressibles sur des niveaux *sigma* (σ_{lvl}). Les σ_{lvl} ne sont pas espacés régulièrement sur la verticale. Sept couches sont présentes sous l'altitude de 1.5 km et les niveaux restants sont distribuées dans le reste de l'atmosphère. Les (σ_{lvl}) sont des coordonnées qui « suivent » la topographie mais qui deviennent progressivement plats (i.e.à pression ∼constante) en se rapprochant du sommet de l'atmosphère. La technique Arakama-Lambert *B-staggering* est employée sur l'horizontale pour décrire les variables en centre de grille (température, humidité spécifique, etc) et les variables vectorielles en coin de grille (e.g. composantes $\vec{u}$ et $\vec{v}$ du vent).

Quatre options différentes sont disponibles pour le traitement numérique des conditions aux limites incluant un schéma dépendant du temps, une relaxation linéaire, une formulation tampon et une relaxation exponentielle. La formulation exponentielle permet un plus grand contrôle des conditions aux limites que la relaxation linéaire et résulte en une transition moins abrupte entre les champs grande échelle et la solution interne du modèle (*Giorgi et al.*, 1993). Plus de détails au sujet du cœur dynamique du modèle ainsi que les équations de RegCM3 et leur discrétisation numérique sont donnés par *Grell et al.* (1993).

3.2.2.1 Le transfert radiatif

RegCM3 utilise le schéma de transfert radiatif du modèle de climat CCM3 du NCAR (*Kiehl et al.*, 1998). Son prédécesseur, CCM2, prenait en compte l'effet des principaux gaz atmosphérique (H_2O, O_3, O_2, CO_2). CCM3 est structuré de la même manière mais inclut en plus de cela l'effet de gaz à effet de serre supplémentaires ($N0_2$, CH_4, $CFCs$), les aérosols atmosphériques et la glace des nuages froids. Le calcul des flux radiatifs dans le spectre solaire est décrit par l'approximation Delta-Eddington. Le spectre solaire est divisé en dix-huit intervalles spectraux entre 0.2 et 4.5 µm (*Briegleb*, 1992). Sept de ces bandes couvrent l'ultraviolet (0.2 à 0.35 µm). Une couvre le visible (0.35 à 0.7 µm) et les bandes restantes couvrent le proche infra-rouge. Le module de transfert radiatif est entièrement couplé avec le module d'aérosols (*Solmon et al.*, 2006) dans le but d'étudier l'effet radiatif des aérosols et leurs rétroactions sur la dynamique de l'atmosphère. La paramétrisation de *Slingo* (1989) est utilisée pour décrire

l'absorption et la diffusion du rayonnement par les nuages. Les nuages sont supposés être aussi épais que la couche du modèle dans laquelle ils sont présents. Différents contenus en eau nuageuse sont spécifiés à priori pour les nuages bas et les nuages de moyenne et haute altitude. La fraction nuageuse est calculée en faisant l'hypothèse de recouvrement aléatoire.

3.2.2.2 Le schéma de surface

Les processus de surface dans RegCM3 sont décrits par le schéma Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS1e) (*Dickinson et al.*, 1989; *Giorgi*, 1990). Celui-ci calcule les flux latents et sensibles, le flux de moment et la température du sol. Le module inclus jusqu'à cinq couches de surfaces : une couche de couvert végétal, une couche de neige (si présente), une couche de surface, une couche racinaire et une couche profonde. Une version généralisée de la méthode « *force-restore* » de *Deardorff* (1978) est appliquée pour décrire la température dans les couches de sol alors qu'elle est calculée de façon diagnostique pour la couche de couvert végétal au travers du bilan énergétique. Une formulation standard du coefficient de frottement basée sur la théorie de similitude est utilisée pour calculer les flux turbulents, de chaleur et de vapeur d'eau. Le coefficient de frottement est calculé en estimant la rugosité de la surface et la stabilité atmosphérique. Le cycle hydrologique en surface décrit les effets des précipitations, de l'évapotranspiration, de la fonte de la neige, du ruissellement, de l'infiltration dans les sols et des échanges d'eau entre les couches de surfaces.

Vingt types de couverts sont inclus dans BATS1e. Des modifications ont été opérées (SUB-BATS) dans le but de prendre en considération la variabilité sous-maille de la topographie et de la couverture des sols en utilisant une approche de type mosaïque (*Giorgi et al.*, 2003) améliorant très significativement le cycle hydrologique dans les régions montagneuses. La couverture des sols est spécifiée en se basant sur la base de données *Global Land Cover Characterisation* (GLCC version 2) fournit par l'*U.S. Geological Survey* (USGS) *Earth Ressources Observation System Data Center* (*Loveland et al.*, 2000).

La température de surface océanique (SSTs) est prescrite dans RegCM3. C'est-à-dire qu'aucune rétroaction de l'atmosphère sur la SST n'est prise en compte dans cette version du modèle.

3.2.2.3 Le schéma de couche limite

La couche limite planétaire est décrite par le schéma développé par *Holtslag et al.* (1990). Il est basé sur le concept de diffusion non locale en prenant en compte un terme de contre-gradient résultant des grands mouvements turbulents dans une atmosphère mélangée instable. Ce terme de contre gradient exprime le transport non local provoqué par la convection sèche. Cette formulation est utilisée pour calculer le coefficient de diffusion turbulent en prenant en compte la turbulence convective et les vitesses de friction en même temps que la hauteur de la couche limite et la longueur de Monin-Obukhov. La hauteur de la couche limite est calculée en utilisant les vents, la température virtuelle, la gravité et le nombre de Richardson.

3.2.2.4 Les précipitations grande échelle

Les précipitations non convectives de grande échelle sont prises en charge dans RegCM3 par le schéma d'humidité SUB-grib EXplicit (SUBEX) (*Pal et al.*, 2000). Celui-ci se charge de calculer l'autoconversion des gouttelettes nuageuses en gouttes de pluies ainsi que le taux d'accrétion, d'évaporation et la fraction nuageuse en chaque point de grille. En pratique, SUBEX

est appelé après le module de convection. Cela signifie qu'une partie des précipitations grande échelle produites par SUBEX peuvent venir de l'humidité transportée en hauteur par le schéma convectif mais qui n'a pas précipité (*Davis et al.*, 2009).

3.2.2.5 Paramétrisation de la convection

La résolution horizontale des grilles de modèles régionaux sont plus grandes que les échelles typiques des cellules convectives individuelles. Par conséquent, il n'est pas possible de résoudre explicitement la convection. Ainsi quatre schémas pour paramétrer la convection sont disponibles dans RegCM3 ; (1) Kuo modifié (*Anthes*, 1977) (2) MIT-Emanuel (*Emanuel*, 1991) (3) Grell avec la fermeture Arakawa-Schubert (*Grell et al.*, 1993) et (4) Grell avec la fermeture Fritsch-Chappell (*Fritsch and Chappell*, 1980).

L'activité convective dans le schéma de Kuo s'initie quand la convergence d'humidité dans la colonne excède un certain seuil et que le profil vertical devient instable. Le schéma de Grell considère les nuages convectifs comme une double circulation stable avec un courant ascendant et un courant descendant. Aucun mélange direct d'air sec entre le nuage et l'environnement ne se produit excepté au sommet et à la base des circulations (le flux massique est considéré constant avec l'altitude). La différence fondamentale entre les deux hypothèses de fermeture est que la fermeture de Arakawa-Schubert reporte le flux convectif et les précipitations dans les termes de tendance de l'atmosphère alors que dans Fritsch-Chappell le flux convectif est reporté dans le degré d'instabilité de l'atmosphère. Dans le schéma d'Emanuel l'entraînement d'air sec est possible et se fait de manière épisodique et inhomogène. Ce schéma considère les flux convectifs à partir d'une description idéalisée de mouvements ascendants et descendants sous l'échelle du nuage.

Les études de *Afiesimama et al.* (2006) et *Halenka et al.* (2011) avec le modèle RegCM3 conduites sur l'Afrique de l'ouest montrent que les précipitations simulées présentent les meilleurs résultats quand le schéma de Grell avec l'hypothèse de fermeture de Fritsch-Chappell est utilisé. De ce fait nous utiliserons cette paramétrisation de la convection dans la suite de nos travaux.

3.2.2.6 Le module d'aérosols

Un module d'aérosols a été intégré au modèle RegCM3 par *Qian et al.* (2001) et complété par *Solmon et al.* (2006) pour représenter les aérosols anthropiques et *Zakey et al.* (2006) les aérosols désertiques. Plus tard *Solmon et al.* (2008) ont également ajouté l'effet des aérosols désertiques sur le rayonnement infra-rouge. Nous présentons succinctement ce module.

Les aérosols dans RegCM3 sont représentés par un mélange externe de différentes espèces chimiques. Parmi ces espèces on retrouve le précurseur gazeux dioxyde de souffre (SO_2), le sulfate particulaire (SO_4^{2-}), le carbone suie (BC_{hl},BC_{hb}) et le carbone organique (OC_{hl},OC_{hb}) sous leur formes hydrophiles (hl) et hydrophobes (hb), et quatre traceurs ($DUST$) pour représenter l'aérosol désertique. Le rapport de mélange (χ en kg par kg d'air sec) d'un traceur i est calculé au travers de l'équation suivante :

$$\frac{\partial \chi^i}{\partial t} = -\overline{V}.\nabla\chi^i + F_H^i + F_V^i + T_c^i + T_{ls}^i + S^i - R_{W_{ls}}^i - R_{W_c}^i - D_d^i + \sum(Q_p^i - Q_l^i) \tag{3.1}$$

Le premier terme de droite de l'équation 3.1 représente l'advection horizontale et verticale. F_H^i et F_V^i sont la contribution de la diffusion turbulente horizontale et verticale. T_c^i et T_{ls}^i

représentent le transport via les processus nuageux convectifs et de grande échelle respectivement. S^i est un terme source lié aux émissions de la surface fourni. $R^i_{W_{ls}}$ et $R^i_{W_c}$ sont des termes puits correspondant au retrait des aérosols par les précipitations de grande échelle et les précipitations convectives. D^i_d est le terme de dépôt sec. Le dépôt sec est traité de façon simple en supposant des vitesses de dépôt constantes excepté pour les traceurs $DUST$ pour lesquels un schéma de transfert turbulent calcule l'interception par la surface des aérosols en fonction des caractéristiques du sol (*Zakey et al.*, 2006). Q^i_p et Q^i_l indiquent la production et la perte due aux transformations physico-chimiques s'appliquant seulement à la chimie du SO_4^{2-} et du SO_2 .

Les émissions d'aérosols désertiques sont calculées en ligne au travers du schéma développé par *Zakey et al.* (2006). Ce schéma repose sur les paramétrisations du flux horizontal (*saltation*) et du flux vertical (*sandblasting*) adaptées de *Marticorena and Bergametti* (1995) et *Alfaro and Gomes* (2001). Les émissions pour BC et OC et SO_2/SO_4^{2-} sont quant à elles prescrites au moyen d'inventaires d'émissions.

Le processus de vieillissement des aérosols carbonés s'appuie sur les travaux de *Cooke et al.* (1999) et se traduit par le passage de l'état hydrophobe vers l'état hydrophile suivant une loi exponentielle de vieillissement dépendant du temps ayant pour constante $\tau_{ag} = 1.15/jour$. Le vieillissement d'une particule est utilisé pour représenter les processus de *coating* de différents composés (e.g. sulfates et les composés carboné volatiles) au travers de la conversion gaz-particule (*Cachier et al.*, 1998). Le vieillissement dépend alors des environnements météorologique et chimique qui sont très variables dans l'espace et dans le temps à l'échelle régionale. Différentes propriétés optiques sont alors associées aux fractions hydrophile et hydrophobe. Dans la version standard du modèle, 20% (80%) du BC est émis sous forme hydrophile (respectivement hydrophobe) alors que 50% du OC est émis sous forme hydrophile et hydrophobe. Dans le cadre de notre étude, ces rapports sont modifiés ainsi que les propriétés optiques (cf. section 3.3)

3.3 Développement et paramétrisations du module d'aérosol de RegCM3 pour estimer le forçage radiatif direct et semi-direct des aérosols en Afrique de l'ouest (article 1)

Nous allons maintenant utiliser les propriétés des particules d'aérosols décrites dans le chapitre 2 pour paramétrer les propriétés des aérosols carbonés au sein du modèle RegCM3 afin de calculer des propriétés optiques caractéristiques de la région Ouest Africaine. Ce travail nous permettra alors d'estimer le forçage radiatif direct du mélange d'aérosols présent pendant la saison sèche. Ces résultats sont présentés sous forme d'article.

3.3.1 Développement et paramétrisations du module d'aérosol

Dans un premier temps, un nouvel inventaire de feux de biomasse a été intégré. Nous avons pour cela considéré l'inventaire bbAMMA (*Liousse et al.*, 2010) récemment développé dans le cadre des programmes AMMA-IDAF afin de simuler au mieux les émissions d'aérosols de feux en Afrique de l'ouest. A l'émission nous considérons que 100% du BC est émis sous forme hydrophobe alors que 100% de l'OC est émis sous forme hydrophile. Dans cette étude, le carbone suie organique reste sous sa forme hydrophobe et n'est pas autorisé à évoluer vers sa forme hydrophile. Ce choix a été fait dans le but de représenter un seul type d'aérosol de feux de biomasse. En effet, nous avons décidé de représenter l'aérosol de feux de biomasse dans RegCM

	BC			OC		
λ	440 nm	500 nm	675 nm	440 nm	500 nm	675 nm
K_{ext}	16.90	14.12	12.03	6.46	5.06	4.06
SSA	0.394	0.386	0.395	0.921	0.918	0.914
g	0.618	0.590	0.560	0.690	0.650	0.668

TABLE 3.1 – *Propriétés optiques à humidité relative nulle pour les traceurs BC et OC recalculées pour les simulations RegCM au-dessus de l'Afrique de l'ouest*

comme un aérosol déjà vieilli. Compte tenu des échelles de temps typiques du vieillissement de l'aérosol de combustion (quelques heures), ce choix est au premier ordre suffisant pour des simulations climatiques (*Johnson et al.*, 2008b). Ainsi BC représente la partie absorbante de l'aérosol de feux de biomasse, tandis que OC représente la partie diffusante. Cependant, les propriétés optiques du carbone organique sont capables d'évoluer selon l'humidité relative atmosphérique en suivant la formulation de *Magi and Hobbs* (2003) du grossissement hygroscopique.

Les propriétés optiques des aérosols sont un pré-requis indispensable à l'évaluation de leur impact radiatif. Mais ces paramètres optiques constituent également une source de validation supplémentaire du modèle car ils permettent une comparaison directe entre les informations sur le contenu en aérosols mesurées par les photomètres et les satellites avec les concentrations en particules simulées par le modèle.

Pour cela, nous avons tout d'abord modifié le code optique de RegCM3 permettant de calculer les propriétés optiques des particules pour qu'elles soient directement comparables aux mesures photométriques du réseau AERONET et aux observations satellitaires. Les paramètres spécifiquement modélisés sont : l'épaisseur optique totale de la population d'aérosols ainsi que l'albédo de simple diffusion et le paramètre d'asymétrie tous intégrés sur la colonne atmosphérique. De plus le profil du coefficient d'extinction des aérosols a également été diagnostiqué pour être comparé aux observations LIDAR. Tous ces paramètres sont diagnostiqués pour 3 longueurs d'ondes du visible : 440 nm, 675 nm et 500 nm (532 nm pour le profil d'extinction). Nous insistons sur le fait qu'il s'agit là de diagnostiques qui n'ont donc pas d'impact sur la dynamique. En effet le transfert radiatif de RegCM ne comporte qu'une bande spectrale dans le domaine visible à laquelle est associé un seul jeu de propriétés optiques à la longueur d'onde centrale de la bande (i.e. pondérée par la fonction de Planck).

L'épaisseur optique pour un traceur est calculée de la manière suivante :

$$AOT_i(\lambda) = \sum_{n}^{n_{level}} K^n_{ext,i}(\lambda) \times M^n_i \times H^n \tag{3.2}$$

avec i le traceur considéré (e.g. BC, OC, etc) et n le niveau du modèle. M^n_i est la masse de du traceur i donnée par l'équation 3.1 et $K^n_{ext,i}$ le coefficient d'extinction du traceur. H^n correspond à la hauteur de la couche n.

Ainsi l'épaisseur optique totale de la colone atmosphérique pour l'ensemble de la population équivaut à :

$$AOT(\lambda) = \sum_{i}^{i_{tracer}} AOT_i(\lambda) \tag{3.3}$$

L'albédo de simple diffusion sur la colonne est lui calculé ainsi :

$$SSA(\lambda) = \frac{\sum_n^{n_{level}} \left(\frac{\sum_i^{i_{tracer}} SSA_i^n(\lambda) \times AOT_i^n(\lambda)}{\sum_i^{i_{tracer}} AOT_i^n(\lambda)} \right) \times AOT^n(\lambda)}{AOT(\lambda)} \tag{3.4}$$

Les propriétés optiques des traceurs BC et OC (Tab. 3.1) ont été calculées par la théorie de Mie. Nous avons utilisé les distributions en taille mesurées pendant la SOP-0 AMMA (*Pont et al.*, 2009) présentées dans le tableau 2.2. Nous avons considéré pour BC, l'indice de réfraction complexe $\underline{k}$ = 1.95 + 0.75i à 500 nm d'après *Bond and Bergstrom* (2006). Concernant OC le manque d'information sur son indice de réfraction complexe nous à conduit à laisser la partie imaginaire en tant que paramètre libre afin que le calcul de l'albédo de simple diffusion pour le mélange externe BC+OC conduise à une valeur équivalente à la valeur observée durant DABEX (0.81 à 550 nm) pour des aérosols de feux de biomasse vieillis (*Johnson et al.*, 2008b). Ainsi, une valeur de $\underline{k}$ = 1.45 + 0.01i à 500 nm pour OC a été retenue. Cette valeur est cohérente avec les récents travaux sur l'absorption du carbone organique (*Kirchstetter et al.*, 2004; *Schkolnik et al.*, 2007; *Dinar et al.*, 2008; *Chakrabarty et al.*, 2010).

En parallèle, nous avons également diagnostiqué le taux d'échauffement dans le domaine visible (en $K/jour$) uniquement dû à l'effet radiatif direct des aérosols. Pour effectuer ce calcul, le code de transfert radiatif est appelé deux fois. Dans le premier appel, les aérosols sont pris en compte, tandis qu'il ne sont pas considérés dans le second appel. La différence entre les flux radiatifs à chaque niveau n du modèle est sauvegardé et converti en taux d'échauffement par l'équation :

$$HR^n = \frac{g}{C_{p,air}} \times \frac{F_{aer}^{n,net} - F_{clear}^{n,net}}{P^n} \tag{3.5}$$

avec $g = 9.81\ m/s$ la constante de gravitation terrestre
$C_{p,air} = 1.005\ kJ.K^{-1}.kg^{-1}$ la capacité thermique massique de l'air
$F^{n,net}$ le flux radiatif net (descendant - montant) dans le visible en $W.m^2$
P^n la pression atmosphérique dans la couche n

Ce calcul implique donc que l'état thermodynamique de l'atmosphère est conservé dans le but d'éviter toutes rétroactions possibles dues aux effets des aérosols (e.g. changement du couvert nuageux).

3.3.2 Estimations du forçage radiatif des aérosols en Afrique de l'ouest (premier article) : Simulation of aerosol radiative effects over West Africa during DABEX and AMMA SOP-0

Nous avons discuté au cours du chapitre 2 des études « aérosol-climat » en Afrique de l'ouest menées jusqu'à présent. Cette synthèse de la littérature fait apparaître que les aérosols ouest africains sont susceptibles d'influencer le climat régional (e.g. *Lau et al.*, 2009). Néanmoins, l'essentiel de ces études ne concernait principalement que l'étude du rôle de l'aérosol désertique. Un manque de connaissances concernant le rôle de l'impact climatique de l'aérosol de feux de biomasse persiste donc. Plusieurs études discutées dans le chapitre 2 ont mis en avant le rôle des propriétés absorbantes (i.e. SSA) de l'aérosol désertique. La réponse du cycle hydrologique au forçage radiatif de ces aérosols est en effet très sensible à ce paramètre (e.g. *Miller et al.*, 2004; *Solmon et al.*, 2008; *Lau et al.*, 2009). En outre, les récentes campagnes de terrains menées dans la région qui se sont intéressées à l'aérosol de feux de biomasse ont montré que cette espèce est particulièrement absorbante dans le spectre du rayonnement électromagnétique visible

(*Johnson et al.*, 2008b; *Tesche et al.*, 2011). Ces campagnes ont également mis en avant la contribution importante de ces aérosols au forçage radiatif direct total des aérosols en saison sèche, période où les émissions sont à leur plus fort. *Mallet et al.* (2008); *Milton et al.* (2008); *Haywood et al.* (2008) montrent par exemple que durant cette saison, les aérosols de feux de biomasse contribuent fréquemment à hauteur de plus de 50% dans la diminution du rayonnement solaire à la surface du à l'ensemble des particules d'aérosols. Ces résultats motivent donc ces travaux qui visent à améliorer notre compréhension du rôle de l'aérosol de feux de biomasse sur le climat régional.

Avant d'approfondir ces questions (cf. chap. 4), il aura fallu dans un premier temps mettre en place les outils nécessaires à cette étude. Pour cela, nous avons utilisé le modèle RegCM3 dans la configuration décrite dans la section précédente afin d'estimer le forçage radiatif des aérosols en Afrique de l'ouest pendant la saison sèche 2006. L'ensemble des résultats de la simulation effectuée sur la période novembre 2005 - avril 2006 sont présentés ici sous la forme d'une publication : *Citation* : Malavelle, F., V. Pont, M. Mallet, F. Solmon, B. Johnson, J.-F. Léon, and C. Liousse (2011), Simulation of aerosol radiative effects over West Africa during DABEX and AMMA SOP-0, J. Geophys. Res., 116, D08205, doi :10.1029/2010JD014829.

Les principaux développements, décrits dans la section précédente, portent sur l'intégration de l'aérosol de feux de biomasse dans RegCM3. Ces travaux sont complémentaires aux études de *Konare et al.* (2008) et *Solmon et al.* (2008) menées avec ce même modèle mais ne considérant que l'aérosol désertique. Ainsi, pour rester cohérent avec ces études, la représentation de l'aérosol désertique n'a pas été modifiée. Cet article présente dans un premier temps une évaluation du modèle RegCM3 et de sa capacité à représenter les principales caractéristiques des aérosols de combustion en saison sèche (propriétés optiques telles que l'AOT, le SSA et la distribution verticale des particules d'aérosols). Les résultats sont ensuite utilisés afin de proposer une estimation du forçage radiatif direct du mélange d'aérosol. La contribution de l'aérosol de feux de biomasse dans ce forçage est quantifiée et met en avant un rôle significatif de cette espèce dans le forçage radiatif direct total (de l'ordre de 50% du forçage radiatif direct en surface et 90% dans l'atmosphère). Ces résultats justifient l'intérêt d'étudier par la suite les conséquences du forçage radiatif direct sur le climat régional. Un focus sur le rôle du SSA des aérosols de feux de biomasse dans l'estimation du forçage radiatif direct est présenté au travers d'expériences de sensibilité. Le SSA est ainsi respectivement réduit/augmenté de $\pm 10\%$ afin de couvrir la gamme de valeur mesurées in-situ lors de la campagne DABEX (*Johnson et al.*, 2008b). Enfin, nous proposons une évaluation des taux d'échauffement radiatifs liés aux aérosols de feux de biomasse traduisant leur fort pouvoir absorbant. Correctement estimer ces taux d'échauffement est important puisqu'ils pilotent certains impacts et rétroaction sur le climat régional (e.g. « *Elevated Heat Pump* », *Lau et al.* 2009).

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 116, D08205, doi:10.1029/2010JD014829, 2011

Simulation of aerosol radiative effects over West Africa during DABEX and AMMA SOP-0

Florent Malavelle,[1] Véronique Pont,[1] Marc Mallet,[1] Fabien Solmon,[2] Ben Johnson,[3] Jean-François Leon,[1] and Catherine Liousse[1]

Received 27 July 2010; revised 5 January 2011; accepted 13 January 2011; published 19 April 2011.

[1] The regional climate model RegCM3 has been used to assess optical properties and clear-sky direct radiative forcing (DRF) of mineral dust and carbonaceous aerosols over West Africa for the period October 2005 to April 2006. Our results display a significant seasonal variation of the aerosol single scattering albedo (SSA) due to varying contributions from biomass burning (BB) and dust. During December–January, simulated SSA values dropped to around 0.81–0.83 at 440 nm and to 0.80–0.85 at 675 nm when absorbing aerosols from biomass burning dominate the mixture. During March and April, when mineral dust dominates, simulated SSA values increased reaching around 0.90–0.92 at 440 nm and 0.94–0.96 at 675 nm. The simulated aerosol optical thickness (AOT) was maximum over central Africa where it far exceeded estimates of AOT from satellite which showed the greatest AOT in the gulf of Guinea. This discrepancy was linked to an overestimation of BB emissions in central Africa and a possible underestimation of AOT over central Africa due a high occurrence of cloud and associated difficulties in cloud screening. The DRF calculations were extremely sensitive to aerosol optical properties and underlying surface albedo. Over dark surfaces, the sum of shortwave (SW) and longwave (LW) top of the atmosphere (TOA) direct radiative forcing averaged from December to February was negative (−5.25 to −4.0 W/m^2) while over bright surfaces it was close to zero (−0.15 W/m^2). Large differences between SW surface and SW TOA direct radiative forcing indicated that SW absorption had an important influence on the radiative budget. The SW radiative heating rate associated with the aerosol reached 1.2 K/d at local noon (diurnal mean of 0.40 K/d) over Niamey (~13.5°N, 2°E) and peaked at altitudes of 2–4 km, corresponding to the BB aerosol layer.

Citation: Malavelle, F., V. Pont, M. Mallet, F. Solmon, B. Johnson, J.-F. Leon, and C. Liousse (2011), Simulation of aerosol radiative effects over West Africa during DABEX and AMMA SOP-0, *J. Geophys. Res.*, *116*, D08205, doi:10.1029/2010JD014829.

1. Introduction

[2] Atmospheric aerosols have a direct effect on climate by scattering and absorbing shortwave (SW) and longwave (LW) radiation [*Charlson et al.*, 1992; *Satheesh and Ramanathan*, 2000]. Scattering aerosols (e.g., sulphates) increase the amount of backscattered solar radiation to space leading to a loss of energy for the "surface-atmosphere" system while on the other hand, absorbing particles (black and brown carbon, certain mineral dust) increase the energy that is kept in the "surface-atmosphere" system. Important uncertainties in terms of the net aerosol Direct Radiative Forcing (DRF) on Earth's climate still remain [*Forster et al.*, 2007] despite better assessment of emissions, improvements in remote sensing satellite observations, dedicated field campaigns and aerosols surface networks which offer better constraints for numerical models. For instance, the global DRF due to anthropogenic aerosols is estimated as −0.5(±0.4) W/m^2 [*Forster et al.*, 2007] (i.e., a cooling effect at top of the atmosphere during daytime). This forcing (and even the associated uncertainty) is of a comparable order of magnitude to the radiative forcing from anthropogenic greenhouse gases, and is likely to partially offset their global warming [*Andreae et al.*, 2005]. However, the top of the atmosphere (TOA) DRF of aerosols varies strongly both spatially and temporally. Indeed, unlike greenhouse gases, aerosols show a large variability in their spatial distribution due to shorter lifetime. Their physical-chemical-optical properties also vary greatly depending on emissions sources and aging (i.e., physical and chemical changes via mixing and other processes) during transport. The magnitude, and even the sign, of the TOA DRF varies among different regions and is controlled by several factors including aerosol absorption capacity, the surface reflectivity, and the reflectivity of the underlying

[1]Laboratoire d'Aérologie, UMR5560, Université Paul Sabatier, CNRS, Toulouse, France.
[2]International Centre for Theoretical Physics, Trieste, Italy.
[3]Met Office, Exeter, UK.

Copyright 2011 by the American Geophysical Union.
0148-0227/11/2010JD014829

cloud and/or aerosol layers [*Russell et al.*, 2002; *Haywood et al.*, 2003; *Johnson et al.*, 2008b].

[3] Africa is the world's largest source of biomass burning (BB) aerosols and mineral dust [*Prospero et al.*, 2002; *van der Werf et al.*, 2006]. The region is influenced by large amounts of mineral dust aerosols that result from wind erosion of soils in the arid northern parts of the continent. These mineral dust particles are emitted continuously during the year and are able to modulate the radiative balance both at local [*Slingo et al.*, 2009] and regional scales [*Grini et al.*, 2006; *Solmon et al.*, 2008; *Milton et al.*, 2008, *Mallet et al.*, 2009; *Cavazos et al.*, 2009] especially during intense events of dust uplift that regularly occur [e.g., *Myhre et al.*, 2003; *Slingo et al.*, 2006; *Heinold et al.*, 2007; *Tulet et al.*, 2008; *Crumeyrolle et al.*, 2010]. Several studies have already investigated the response of the West African climate to the DRF of dust aerosols. Although no clear consensus on the net effect of dust aerosols on West African climate has been achieved, it is clear that the dust DRF has an impact on the hydrological cycle. Links with the development and dynamics of the West African monsoon are suggested in several recent studies [e.g., *Solmon et al.*, 2008; *Konaré et al.*, 2008; *Yoshioka et al.*, 2007; *Miller et al.*, 2004; *Peyrillé et al.*, 2007; *Lau et al.*, 2009; *Klüser and Holzer-Popp*, 2010; *Perlwitz and Miller*, 2010].

[4] The West African atmosphere is also heavily loaded by carbonaceous aerosols resulting from the incomplete combustion of fossil fuels, biofuels (domestic fire) and biomass burning [*Liousse et al.*, 1996; *Cooke et al.*, 1999; *Junker and Liousse*, 2008]. These carbonaceous aerosols, which mostly result from anthropogenic activities over the region, are able to absorb significantly amount of solar radiation due to their sizes and the high content of black carbon (BC). Biomass burning emissions are likely to be the dominant contributor among these sources of carbonaceous aerosols in the region [*Liousse et al.*, 2004; *Myhre et al.*, 2008]. These follow a well marked seasonal cycle of burning activity peaking in December/January during the dry period (approximately from November to May). Remote sensing observations of the fine mode aerosol optical thickness (AOT) show that biomass burning aerosols are a major contributor to the total bulk AOT in West Africa during that period [*Tanré et al.*, 2001].

[5] Within the framework of the recent AMMA (African Multidisciplinary Monsoon analysis) SOP-0 and DABEX (Dust and Biomass Burning Experiment) [*Haywood et al.*, 2008] field campaigns; several studies [*Derimian et al.*, 2008a; *Johnson et al.*, 2008a; *Mallet et al.*, 2008; *Milton et al.*, 2008; *Raut and Chazette*, 2008, *McFarlane et al.*, 2009] have investigated the role of smoke particles on the local radiative budget. *Johnson et al.* [2008a] reported a single-column DRF of −1.2, −10.7 and 9.5 W m^{-2} at the top of the atmosphere (TOA), surface and into the atmospheric layer, respectively. *Milton et al.* [2008] show that, at Niamey during AMMA SOP0/DABEX, approximately 50% of the reduction of surface solar insolation is due to biomass burning and 50% is due to mineral dust, with the contribution of dust increasing as the biomass burning activity decreases. In many studies, a large difference between surface and TOA DRF ratio is reported, from which a high degree of solar absorption can be inferred; and this absorption has been attributed to biomass burning particles. In addition to those single-column studies, two works [*Myhre et al.*, 2008; *Johnson et al.*, 2008a] address the direct radiative impact of smoke and dust aerosols at the regional scale over West Africa. First, *Myhre et al.* [2008] used the OSLO chemical transport model to estimate clear and full sky TOA radiative effect of biomass burning during January-February 2006. Second, *Johnson et al.* [2008a] performed 3 years of simulations using the HadGEM2-A general circulation model to calculate clear-sky TOA direct forcing. Both studies found the TOA DRF of mixed dust and biomass burning aerosols to be positive over the more northern regions of high surface reflectivity (~15°N northward) but negative over ocean and darker regions. Both studies also found that the underlying layer of scattering aerosols (dust) amplified the absorption by elevated biomass burning aerosol leading to small but not insignificant increases in the TOA forcing. Another common finding was a large overestimation of AOT over central Africa and an underestimation of AOT over the gulf of Guinea when compared to satellite AOT retrievals. These differences were linked to the higher fuel load in the inventories as estimated in the GFED [*van der Werf et al.*, 2006] biomass burning inventories.

[6] The main goal of this work is to assess the direct radiative forcing of mixed aerosols. The ICTP's RegCM3 regional climate model version 3 (RegCM3) has been used to perform simulations for the dry season 2006 with new burning biomass inventories that were developed in the framework of the AMMA campaign [*Liousse et al.*, 2010], and the modeled results have been compared with observational data obtained during the AMMA-SOP0/DABEX experiment. The present study focuses on the optical properties of anthropogenic smoke particles (e.g., aerosol optical thickness, AOT and single scattering albedo, SSA), the vertical distribution of aerosols (anthropogenic smoke above dusty layer observed during the dry season [*Pelon et al.*, 2008; *Heese and Wiegner*, 2008; *Johnson et al.*, 2008a; *Kim et al.*, 2009; *Léon et al.*, 2009]) and profiles of SW heating rates due to aerosols. These SW heating rates are particularly important over this region as they could drive Elevated Heat Pump (EHP) feedbacks [*Lau et al.*, 2009; *Solmon et al.*, 2008] which are likely to impact the hydrological cycle over West Africa. For that reason, the aerosol induced SW heating rate needs to be carefully studied before the aerosol climate effect via EHP can be accurately quantified.

[7] The structure of the paper is the following. Section 2 describes the characteristics of the RCM model and the setup for modeling the aerosols. In section 3, the RegCM3 results are compared to a large range of observations including Sun photometer of Aerosol Robotic Network (AERONET) [*Holben et al.*, 1998] (section 3.1.1), satellite observations (section 3.1.2) and LIDAR profiles (section 3.2). The TOA and Surface (SW and LW) direct radiative forcings of aerosols are reported in section 3.3.1, together with a discussion on the sensitivity of carbonaceous aerosol absorbing properties (section 3.3.2). Finally, the RegCM3 simulated aerosol SW heating rate is compared to a detailed radiative transfer model

constrained by DABEX flights measurements (section 3.4). Results and perspectives are summarized in section 4.

2. Simulation of the 2006 Dry Season

2.1. Model Description

[8] Here, we used the RegCM3 model developed at the Abdus Salam International Centre of Theoretical Physics (ICTP) [*Giorgi and Mearns*, 1999; *Pal et al.*, 2007]. As mentioned previously, our aim is to assess the direct radiative forcing of mixed dust and carbonaceous aerosols, the primary compounds observed in the West African atmosphere during the dry season. We simulated the period from November 2005 to April 2006 (plus 1 month spin-up period) which covered the transition in aerosol mixture between "dust + carbonaceous" aerosols and "pure dust" aerosols cases. This particular year was chosen because of the data available from the AMMA SOP-0/DABEX campaign [*Haywood et al.*, 2008] that help us to constrain and evaluate the aerosol parameterization in RegCM3, especially concerning BB particles. The following step of this work will be to study the climatic impact of mixed aerosols for a long time period and to describe the intraseasonal variability. The model is run over the West African region, on 23 hydrostatic sigma levels in the vertical, and at 45 km horizontal resolution. The NCEP2 reanalysis [*Kanamitsu et al.*, 2002] is used as boundary forcing. RegCM3 uses the radiative package of the NCAR Community Climate Model 3 (CCM3) [*Kiehl et al.*, 1998]. Its predecessor (CCM2) accounted for the effects of H_2O, O_3, O_2, CO_2. The CCM3 is structured in the same way, but it includes new features such as the effect of additional greenhouse gases (NO_2, CH_4, CFCs), atmospheric aerosols, and cloud ice. The solar radiation scheme of the RegCM3 employs the delta-Eddington approximation for radiative flux calculations, and the wavelength spectrum is divided into 18 discrete intervals from 0.2 to 4.5 μm [*Briegleb*, 1992; *Kiehl et al.*, 1996]. Seven of these span the ultraviolet (0.2 to 0.35 μm), one covers the visible (0.35 to 0.7 μm) while the remaining bands cover the infrared or special absorption windows. The radiative transfer calculations are fully coupled with an aerosol scheme [*Solmon et al.*, 2006] to perform simulations including aerosol radiative effects in order to study feedbacks on atmospheric dynamics. The convective scheme used here is the Grell scheme [*Grell*, 1993]. The scheme for land surface is based on the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) [*Dickinson et al.*, 1993] and is employed to compute surface net solar radiation, sensible and latent heat fluxes, momentum fluxes, and surface temperature from prescribed vegetation and soil types. In RegCM3, additional modifications have been made to BATS in order to account for the subgrid variability of topography and land cover using a mosaic-type approach (named SUBBATS) [*Giorgi et al.*, 2003]. The Planet Boundary Layer scheme developed by *Holtslag et al.* [1990] is based on a nonlocal diffusion concept that takes into account counter-gradient fluxes resulting from large-scale eddies in an unstable, well-mixed atmosphere.

[9] Aerosols are described by a single moment scheme that predicts the mass concentration of aerosol tracers but the evolution of the size distribution for each tracer cannot be explicitly simulated. The diagnosed concentration follows the tracer equation determined by *Qian et al.* [2001] and *Solmon et al.* [2006]. In this equation the different terms represent advection, horizontal and vertical turbulent diffusion, convective transport (in convective clouds, aerosols are vertically redistributed), wet removal by large-scale and convective rain, dry deposition, surface emissions and production and losses due to physicochemical transformations. This last point only applies to sulphate chemistry (gaseous SO_2 to particulate SO_4^{2-}). Finally, no aerosol-cloud interactions are considered (the indirect aerosol effects) by the RegCM3 model. All other assumptions regarding aerosol optical properties and sources are discussed where necessary.

2.2. Aerosol Modeling Setup and Assumptions

[10] Recent developments in RegCM3 have been achieved in order to simulate anthropogenic aerosols [*Solmon et al.*, 2006] and mineral dust aerosols [*Zakey et al.*, 2006; *Solmon et al.*, 2008]. Different aerosol species are represented by external mixtures. This representation is in good agreement with recent in situ observations obtained during the AMMA SOP-0 experiment [*Haywood et al.*, 2008] showing clearly two distinct aerosol layers, with BB particles located above mineral dust aerosols.

[11] Key parameters for aerosol radiative effect modeling are the emission (location and amount) that govern the mass of aerosols in the atmosphere and the optical properties that are used as input for the radiative transfer modeling. The concerned optical properties for the SW radiation routines are the mass extinction coefficient (K_{ext}, in $m^2\ g^{-1}$), the single scattering albedo (SSA) and the asymmetry parameter (g). In the LW regime, we only consider the direct radiative impact of mineral dust due to their size. It is taken into account through an emissivity/absorptivity scheme detailed by *Solmon et al.* [2008]. Here, the LW scattering effect is neglected and the only optical property required is the absorption coefficient (Q_{abs}), which is set to a constant value of 0.1 $m^2\ g^{-1}$ consistent with *Wang et al.* [2006].

2.2.1. Inventories Emissions and Deposition

[12] In this study, dust aerosols are the only natural particles considered in our simulations (i.e., sea salt or volatile organic compounds are not included). Carbonaceous and sulphate aerosols from biomass burning, biofuel (BF) and fossil fuel (FF) account for the anthropogenic aerosols. All the species are included as passive tracers. The dust aerosols are separated into 4 bins (0.1–1.0 μm; 1.0–2.5 μm; 2.5–5.0 μm; 5.0–20 μm in diameter). The associated SW optical properties (reported in Table 1) are similar to those described by *Solmon et al.* [2008]. Combustion aerosols are in fact a complex mixture of several compounds (black carbon and organic matter along with nitrate, sulphate, ammonium, etc), however because RegCM3 lacks a full aerosol/chemistry module, carbonaceous aerosols are described using two tracer, black carbon (BC) and organic carbon (OC). The sulphate aerosols are represented by two tracers, SO_2 (the gaseous aerosol precursor) and the SO4 (the anthropogenic second organic aerosol).

[13] The unique source terms for BC, OC, SO_2 and DUST tracers are the surface emissions. Dust aerosol emissions are prescribed by an online dynamical scheme [*Zakey et al.*, 2006] which follows the saltation (horizontal flux) and sandblasting (vertical flux) parameterizations from *Marticorena and Bergametti* [1995] and *Alfaro and Gomes*

Table 1. Mean Dry Optical Properties in the Shortwave Regime for DUST, BC, and OC Tracers in RegCM3

	BC			OC			DUST Bin 1			DUST Bin 2			DUST Bin 3			DUST Bin4		
	440 nm Wavelength	500 nm Wavelength	675 nm Wavelength	440 nm Wavelength	440 nm Wavelength	675 nm Wavelength	440 nm Wavelength	500 nm Wavelength	675 nm Wavelength	440 nm Wavelength	500 nm Wavelength	675 nm Wavelength	440 nm Wavelength	500 nm Wavelength	675 nm Wavelength	440 nm Wavelength	500 nm Wavelength	675 nm Wavelength
Kext ($m^2 g^{-1}$)	16.90	14.12	12.03	6.46	1.89	4.06	1.89	2.45	2.93	0.777	0.86	0.75	0.36	0.38	0.44	0.18	0.17	0.19
SSA	0.394	0.386	0.376	0.921	0.935	0.914	0.935	0.958	0.974	0.873	0.904	0.876	0.777	0.825	0.862	0.693	0.709	0.764
G	0.618	0.590	0.560	0.690	0.609	0.668	0.609	0.644	0.746	0.778	0.765	0.549	0.801	0.813	0.807	0.888	0.878	0.860

[2001]. Emissions of carbonaceous and sulphate aerosols are prescribed by inventories. Biomass burning OC and BC inventories (bbAMMA hereafter) [*Liousse et al.* [2010] are based on the Système Probatoire d'Observation de la Terre (SPOT) burnt vegetation areas for the years 2005 and 2006 [*Michel et al.*, 2005; *Liousse et al.*, 2010]. Anthropogenic (FF and BF) carbonaceous aerosol emissions estimates are based on the most recently available year (2003) of the *Junker and Liousse* [2008] inventory. Estimation of the emission of carbonaceous aerosols emissions (BC+OC noted BCOC hereafter) shows that for the DJF season (December–February average), biomass burning accounts for almost all the mass of BCOC released. Based on these inventories, total BCOC emissions for the year 2005 over North Africa (5°S–25°N and 20°W–30°E) are 0.66 Tg for the FF and BF while it is 5.2 Tg for BB. Biomass burning emissions occur mainly during the dry season whereas FF and BF emissions are constant throughout the year. Therefore, during the dry season, the contribution of BB to total aerosol loading is dominant, besides from the contribution from dust. Similar conclusions were reported in a study from *Myhre et al.* [2008] based on different emission data sets and a different model.

[14] Aerosol sinks processes are represented here by dry and wet deposition. For dust aerosols, addition of a size-dependent particle gravitational settling term and a dry deposition scheme including turbulent transfer in the surface layer and surface interception as a function of land cover characteristic is considered [*Zakey et al.*, 2006]. For the nondust aerosols species, such a parameterization of dry deposition is not included in the RegCM3 model and constant dry deposition velocities are assumed. These values are taken from Cooke *et al.* [1999] and are equals to 0.2 cm s^{-1} and 0.025 cm s^{-1} over water and land, respectively. BC and DUST tracers are considered as hydrophobic whereas OC and SO4 are assumed to be hydrophilic involving different wet deposition rates. Wet deposition is treated following *Giorgi* [1989] for resolvable-scale precipitation and *Giorgi and Chameides* [1986] for convective precipitation.

2.2.2. Aerosol Optical Properties

[15] In the frame of the AMMA-SOP0/DABEX experiment, *Johnson et al.* [2008a] reported a SSA value of 0.81 (550 nm) for BB aerosols from aircraft measurements. This value is particularly low in comparison to other regions where biomass burning also occurs [e.g., *Haywood et al.*, 2003; *Dubovik et al.*, 2002; *Reid et al.*, 2005]. It indicates very strong absorption of solar radiation associated with significant diabatic heating of the atmosphere during the daytime.

[16] In order to represent accurately the aerosol direct radiative effects over West Africa, the optical properties observed during AMMA SOP-0/DABEX have been used to update biomass burning aerosol parameterizations in the RegCM3 model. We recomputed the BC and OC optical properties (K_{ext}, SSA, g), in order to refine the parameters that are needed as input for the radiative transfer code. These computations were performed offline by using Mie calculations based on the mass distributions for aged aerosols obtained from Dekati impactor measurements at Djougou during the AMMA-SOP0 [*Pont et al.*, 2009]. The measured parameters of the BC and OC lognormal mass size distributions are reported in Table 2. Refractive index,

Table 2. Parameter of the Lognormal Distribution That Fit the BC and OC Mass Distribution Measured at Djougou During AMMA-SOP0

Compounds	OC			BC		
Mode	1	2	3	1	2	3
Mass (μg/m^3)	0.05	0.52	0.25	0.02	0.13	0.08
D_{geom} (nm)	40	320	2000	50	500	5400
Sigma	2.10	1.90	1.80	2.0	2.10	2.0

denoted *n*, is also required during the calculations. For BC, a value of 1.95 + 0.790i was used [*Bond and Bergstrom*, 2006]. Because of the lack of data characterizing OC refractive indices, we adjust its imaginary part, which governs the shortwave absorption, in order to obtain a SSA value close to 0.81 (at 550 nm) for the external mixture of BC and OC. Here, a constant *n* equal to 1.45 + 0.01i in the visible spectra was used for OC, which is consistent with recent studies on OC spectral absorption [*Kirchstetter et al.*, 2004; *Schkolnik et al.*, 2007; *Dinar et al.*, 2008; *Chakrabarty et al.*, 2010]. These studies highlight the role of HUmis-LIke Substances (HULIS) that enhance *OC* absorption particularly in the UV spectrum [*Kirchstetter et al.*, 2004]. It has been shown that HULIS matter is found in abundance in organic compounds resulting from biomass burning [*Andreae and Gelencser*, 2006].

[17] Finally, the optical properties of all tracers were computed both at the 18 RegCM3 radiative transfer bands and also at the wavelengths at 440 nm and 675 nm to allow direct comparisons with integrated AERONET AOT and SSA. Table 1 lists the dry optical properties for the four DUST tracers as well as the BC and OC tracers used as input for the RegCM3 simulations.

[18] We have assumed that the optical properties of the tracers are constant in space and time and representative of an aerosol from the regional haze. As mentioned above, carbonaceous aerosols in the simulations are mostly derived from biomass burning sources. There is observational evidence of a rapid aging these aerosols (within just a few hours after the emission) and evidence that the optical properties also rapidly reach an equilibrium state [*Abel et al.*, 2003; *Johnson et al.*, 2008b; *Hungershoefer et al.*, 2008]. Thus, considering a constant state for BC and OC appears very reasonable, certainly in terms of first-order estimates of the direct aerosol effect of aerosol on seasonal and regional scales. Nevertheless, we consider the effect of relative humidity on OC optical properties by applying a corrective function to the optical properties according to equation 6 given by *Magi and Hobbs* [2003].

2.3. The Biomass Burning Seasonal Cycle

[19] To compare the intensity of biomass burning emissions for the dry season studied with longer cycles, we represented in Figure 1, the 30 days sliding average of the cumulative BC+OC from the bbAMMA inventory over the 5°S–20°N and 15°W–30°W region from April 2000 to February 2007. Although large-scale climate variability, such as the phase of the El Niño–Southern Oscillation (ENSO) does have some impact on seasonal biomass burning emissions [*Anyamba*, 2003; *van der Werf et al.*, 2004], emissions peak in the dry season from December to February and thus it is expected that the contribution of BB aerosols to the total bulk aerosols AOT during this period is high. It is important to note that for 2006 biomass burning emissions are lower than in the other years as reported by *Derimian et al.* [2008a].

2.4. Comparative Data

[20] In order to evaluate the spatial distribution of AOT simulated by RegCM3, we have compared modeled AOT to that retrieved from remote sensing instruments onboard different polar orbiting satellites, namely, MODIS (MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer) on AQUA, MISR (Multiangle Imager SpectroRadiometer) on TERRA, and POLDER (Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances) on PARASOL.

[21] The standard MODIS aerosol retrieval algorithm over land uses the dark target approach [*Kaufman et al.*, 1997] and assumes a fixed relation between 0.47, 0.64 and the 2.1 μm channels. This is a valid assumption for most vegetated land surfaces except over bright surfaces (e.g., desert regions) and as a result there are substantial data gaps in the standard MODIS aerosol product over land. Here, we use the 0.55 μm MODIS/Aqua AOT (daily level-3 data, MYD08 product from collection 5.1), given on a 1° × 1° grid. Over vegetated land MODIS retrieves AOT in three visible channels with high accuracy of $\pm 0.05 \pm 0.15*\tau$ where τ is the aerosol optical thickness (and $\pm 0.03 \pm 0.05*\tau$ over ocean) [*Levy et al.*, 2007].

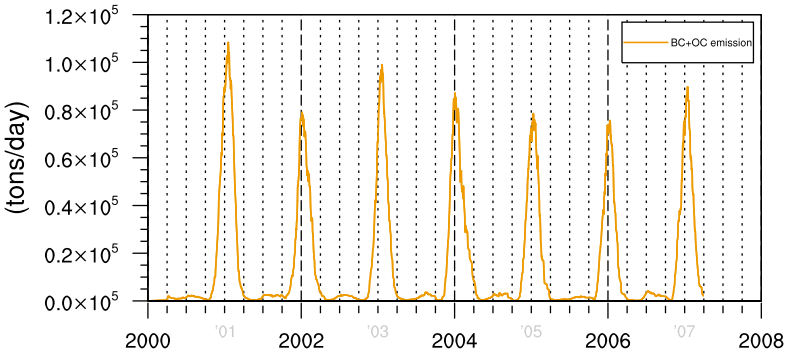


Figure 1. Thirty days sliding averaged over 5°S–20°N and 15°W–30°E of BC+OC emission (in tons/d) from based on bbAMMA biomass burning inventories established from SPOT data.

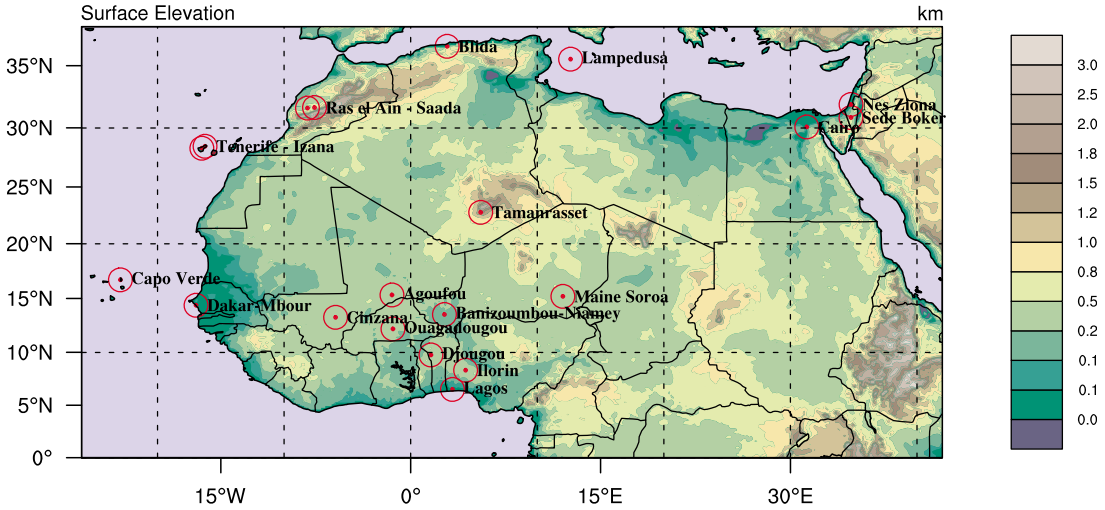


Figure 2. Location of AERONET sites used in this study (Lagos location is also marked although there is no AERONET Sun photometer operating in this city).

[22] MISR provides estimates of AOT using four different wavelength channels and nine different viewing angles. The different geometry views allow MISR to retrieve AOT without any limitations due to surface reflectance [*Diner et al.*, 1998]. However, one week is necessary to fully cover the studied domain due to the narrow swath of the instrument. Here we consider the AOT estimated at 555 nm (daily level-3 data given on a 0.5° × 0.5° grid, MISR MIL3DAE products version F15_0031). A global comparison of MISR and AERONET AOT shows that overall, 2/3 of MISR retrieved AOT falls within 0.05 or 20% of AERONET AOT and about 1/3 is within 0.03 or 10% [*Kahn et al.*, 2005].

[23] Finally, we consider AOT products (Pr_ATM level 3 data given on a 1/6° × 1/6° grid) from the POLDER instrument aboard the PARASOL satellite. The sensor is capable of measuring multispectral, multidirectional and polarized radiances. The observed multiangle polarized radiances can be exploited to better separate the atmospheric contribution from the surface contribution over both land and ocean [*Deuzé et al.*, 2001; *Herman et al.*, 2005]. The inversion algorithm allows estimation of the total AOT and discrimination between small spherical particles (accumulation mode) and large spherical or nonspherical particles (coarse mode) over the ocean. A limitation of POLDER is its rather coarse spatial resolution of about 6 km, which affects the ability to account for scene heterogeneities. The fine mode AOT product reflects the aerosol loading of just the fine mode of the aerosol size distribution (particle sizes smaller than about 0.35 μm in radius).

[24] We have also compared AOT simulated by RegCM3 to Sun photometer measurements from AERONET sites in the domain (see Figure 2 for the location of these stations). AERONET is a globally distributed network of automated ground-based instruments (CIMEL spectral radiometers) and a data archive system [*Holben et al.*, 1998]. In this study, we based our comparisons of the RegCM3 AOT and SSA time series on the monthly averaged AERONET AOT level 2.0 (cloud-screened and quality-assured data) data and SSA level 2.0 sky radiance inversions, both at 440 and 675 nm. Estimates of the uncertainties for AOT are ±0.015 at wavelengths >440 nm while uncertainty in terms of SSA is estimated to be ±0.03 for AOT > 0.2 (±0.07 for AOT < 0.2) [*Dubovik et al.*, 2000]. The monthly averaged AERONET level 2.0 AOT and SSA are calculated using the daily average for each day. In turn, the daily averaged AERONET level 2.0 AOT and level 2.0 inversions are calculated from all observations for each day when three or more measurements are available. For the level 2.0 SSA the number of available data is much lower than the level 2.0 AOT due to the measurement procedure and more stringent criteria for calculation. The Sun photometer estimates the AOT from the measurement of the direct attenuation of irradiance from the Sun, while the SSA is retrieved using the sky brightness observation in the Almucantar plan. To compute a mean SSA fitted to RCM SSA outputs from these SSA inversions, we have selected AERONET sites that present at least 10 daily means within the month. For certain sites however, these criteria are not met and some monthly means may be somewhat biased compared to reality. These values are compared with the monthly averaged AERONET SSA of the period of interest (November 2005 to April 2006) with the "climatological" monthly averaged AERONET SSA. Values that deviated from the climatology by more than the associated uncertainty (±0.03) were removed from the plot.

[25] In addition, we use estimates of carbon monoxide (CO) concentrations (a good tracer of combustion) provided by the MOPITT instrument onboard the TERRA satellite [*Deeter et al.*, 2003]. Because of the relatively high uncertainty associated with this product, particularly in terms of near-surface estimates, we only used this product to qualitatively identify regions of strong combustion.

[26] Extinction profiles were acquired at Niamey [*McFarlane et al.*, 2009] and Mbour [*Léon et al.*, 2009] using autonomous Micro Pulse LIDAR (MPL) systems working in the visible range (at 523 nm and 532 nm,

respectively). The main uncertainties in the MPL derived extinction profiles results from the unknown overlap correction, uncertainty in the AOD used to scale the derived profiles and the unknown LIDAR ratio profile. Assuming that all causes of uncertainties (overlap correction, AOD, constant LIDAR ratio) are independent and in the same direction, the total uncertainty in the derived extinction profiles is estimated to be 27% in the dusty layer and 39% in the biomass burning layer (S. McFarlane, personal communication, 2010).

3. Results and Discussions

3.1. Simulated AOT and SSA

3.1.1. Comparison With the AERONET Photometer Network

[27] First, simulated AOT and SSA is compared with AERONET observations. The simulated AOT is obtained by integrating the aerosol extinction over the 23 vertical levels,

$$AOT = \sum_{i=0}^{nlev} EXT_i * D_{Z_i} = \sum_{i=0}^{nlev} AOT_i, \quad (1)$$

where EXT_i is the extinction of the layer and Dz_i is the path of the level layer. The SSA of the column, which integrates the mixture of different aerosol types, is computed as follows:

$$SSA = \frac{\sum_{i=0}^{nlev} SSA_i * AOT_i}{\sum_{i=0}^{nlev} AOT_i}, \quad (2)$$

where SSA_i and AOT_i are the AOT and the SSA, respectively, at each vertical level of the model.

[28] Figure 3 shows comparisons of the monthly averaged AOT and SSA simulated by RegCM3 with AERONET retrievals for the Sahelian sites of Agoufou, Djougou, Maine Soroa, Banizoumbou, Cinzana, Ilorin and Cape Verde.

3.1.1.1. SSA

[29] SSA retrieved from AERONET inversions drop to the lowest values (around 0.80 at 440 nm) in December and January when absorbing aerosols from biomass burning dominate the atmospheric burden. The model simulates this trend accurately even though it tends to slightly overestimate the SSA values compared to AERONET. On average, simulated values remain in the range of estimated uncertainty from the sky radiance inversions. The monthly averaged RegCM3 SSA is about 0.81–0.83 (0.80–0.85) at 440 nm (675 nm) for December and January, and is in good agreement with observations from the DABEX campaign [*Johnson et al.*, 2008b].

[30] During the months of March and April, atmospheric aerosol content is dominated by mineral dust particles. The AERONET SSA observations increase, reaching up to 0.90–0.92 (0.94–0.96) at 440 nm (675 nm), values which are more typical of mineral dust (that scatters radiation more efficiently than biomass burning aerosols) as measured during the Dust Outflow and Deposition to the Ocean experiment (DODO) [*McConnell et al.*, 2008]. Although the SSA of dust aerosols can vary considerably depending on mineral composition (i.e., source region, hematite content) and size distribution [*Sokolik and Toon*, 1999; *Otto et al.*, 2007; *McConnell et al.*, 2010], the monthly averaged SSA values of RegCM3 represent the mean SSA values retrieved at the different AERONET sites well.

[31] The spectral dependence of SSA is well simulated in April and March, with SSA increasing with wavelength for dust aerosol both in model and AERONET retrievals (Figure 3). This is expected since the model predicts intense dust emissions in these months and since the preset SSA values for the four dust size bins increase with wavelength (Table 2). In December and January, AERONET SSA retrievals also increase with wavelength, but the spectral dependence is weaker due to the presence of BB aerosols, which, conversely to dust have a negative spectral dependence at these wavelengths [*Derimian et al.*, 2008b]. As shown in the Figure 3, the RegCM3 SSA increases too strongly between 440 nm and 675 nm during the biomass burning period. This is possibly related to an overestimation of the effective radius of the carbonaceous size distribution used in the Mie calculations or more likely, to an underestimation of the smoke aerosol concentration, compared to dust.

3.1.1.2. AOT

[32] Figure 3 shows that simulated AOT is strongly underestimated at Ilorin and Djougou. Explanations for these differences are uncertain, but it is possibly related to the underestimation of local BB sources which are not accounted for in the inventories. During March and April, AOT at Dakar is correctly estimated, indicating a good export of dust aerosol by easterly winds toward the Atlantic Ocean. At the other sites AOT is strongly underestimated during these 2 months. In this case, it is likely that the underestimation of dust sources in the Sahel contributes to the underestimation of simulated AOT. Indeed, the RegCM3 dust emission scheme is very sensitive to assumptions regarding surface properties of arid soil [*Laurent et al.*, 2008] and the accuracy of the simulated surface wind fields. *Todd et al.* [2008] have shown that the Bodélé depression, one of the main sources during the dry season, is not properly estimated in RegCM3 due to the underestimation of the magnitude of local winds. Finally, it is also possible that specific land use categories, such as grasslands, might become potential emitters during the dry season but the model does not account for these sources since only desert and semidesert are identified as effective dust sources. The seasonality of the sources is thus not fully accounted for in the RegCM3 dust model since the land use is fixed and does not evolve in space or time. However, the main drivers for dust uplift such as the meteorological conditions, vegetation, and soil moisture are simulated and can modulate the dust emission rates through the year. In addition, it seems that RegCM3 does not accurately represent advection of dust aerosol to more southern latitudes. *Konaré et al.* [2008] describe a bias in the location of the intertropical front in long-term (30 years) simulations using RegCM3. They noted that the intertropical front is located too far north compared to the NCEP climatology. This bias may partly be responsible for the lack of Harmatan-advected airborne dust aerosols to southern latitudes. In addition, the vertical mixing of aerosols may have also an impact on the

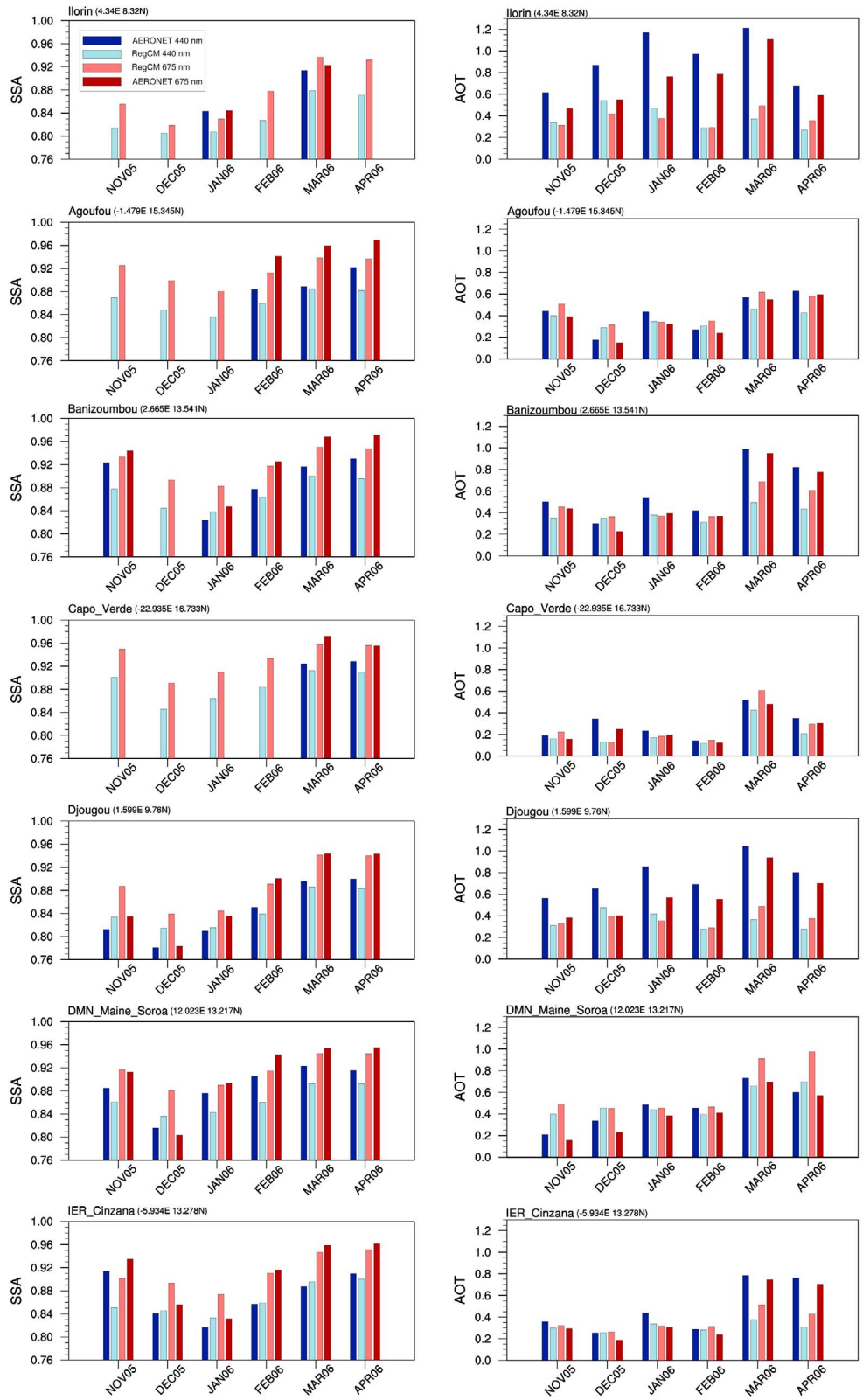


Figure 3. Time series of monthly averaged (left) SSA and (right) AOT from AERONET measurements and RegCM3. Values of AOT and SSA are indicated at 440 nm (blue) and 675 nm (red) simulation.

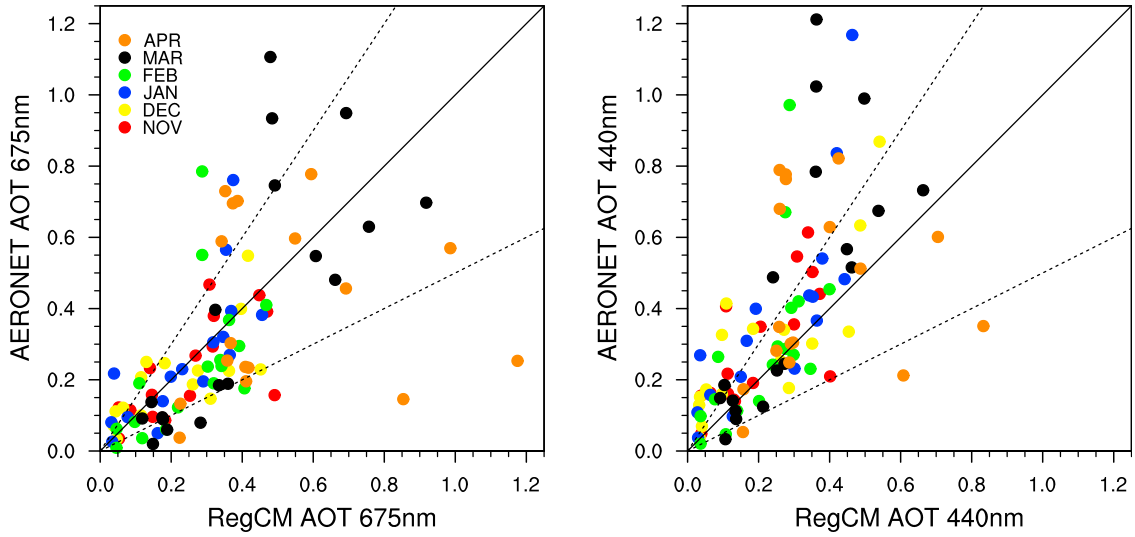


Figure 4. Scatterplot of RegCM3 versus AERONET level2 monthly averaged AOT at (left) 675 nm and (right) 440 nm. Plain line represents the curve $y = x$, and the dashed lines represent the curves "$y = x \pm x \times 0.5$."

horizontal dispersion. In this regard, comparison of RegCM3 aerosol extinction profiles with LIDAR data are discussed in section 3.2. Thanks to Figure 4, we can note that at 675 nm (440 nm), the correlation coefficient from a linear regression between modeled and measured AOT is 0.30 (0.34). It appears that AOT in March and April are the least well simulated by RegCM3 probably due to some weakness in the dust uplift in the model, and the location of the main sources of dust as previously mentioned above. On average, RegCM3 tends to underestimate (overestimate) AOT at 675 nm (at 440 nm).

[33] The spectral dependence of AERONET AOT is more pronounced in AERONET AOTs during the period of the peak of BB aerosol emission compared to the March–April period (Figure 3). This is consistent with the fact that for these months, the aerosol burden is composed mostly of biomass burning aerosols (fine particles with stronger AOT spectral dependence than coarser aerosols [*Eck et al.*, 1999]), whereas in March and April dust dominates the atmospheric aerosol burden. The RegCM3 AOT shows a similar trend during December and January (with AOT decreasing as wavelength increases) for most of the AERONET sites. In contrast, in March and April, RegCM3 AOT increases with wavelength while the AERONET AOT decreases with wavelength. This discrepancy can be explained by a misrepresentation of the dust size distribution. In RegCM3 the parameterization of *Alfaro and Gomes* [2001] is used to simulate the size distributed dust emission flux. *Laurent et al.* [2008] have suggested that parameters used in the *Alfaro and Gomes* [2001] scheme are not well constrained regionally and recommend using a fixed size distribution instead. The fine mode could in our case be overestimated, which may explain the behavior of the model. Indeed the first bin tracer is assigned a mass extinction coefficient of 1.89 m^2/g and 2.93 m^2/g (Table 1) at 440 nm and 675 nm respectively, which may significantly influence the simulated spectral dependence. Moreover, the weak resolution of the wind fields used for the dust emission simulations, or the number of size bins could be inadequate to represent dust transport correctly, giving too much weight to the dust burden in the first bin, and contribute to the discrepancy between simulated and observed AOT.

3.1.2. Comparisons of RegCM3 Simulated AOT With Satellite Retrievals

[34] Figures 5a and 5b (5c and 5d) present spatial maps of AOT from MISR at 555 nm and RegCM3 at 495 nm (MODIS AQUA at 550 nm aqua and RegCM3 at 495 nm) averaged over the DJF period. In order to compare only pixels that have been sampled by the satellite, the daily RegCM3 AOT are aggregated at the resolution of the satellite measurements and masked when daily satellite AOT pixels have no value. This explains why there are missing values in the simulated AOT maps (Figures 5b and 5d). PARASOL fine mode AOT (Figure 5e) and PARASOL total AOT over oceans (Figure 5f) are also plotted. In order to compute the fine mode AOT at 500 nm, we used the 865–500 nm Angström exponent provided by the PARASOL retrieval algorithm.

[35] On average, the RegCM3 AOT is higher than the satellite estimations. Regional mean AOT over the subdomain 50°S–15°N and 10°W–30°E for MODIS aqua, MISR, PARASOL and RegCM3 is about 0.34, 0.37, 0.39 and 0.40 (at 495 nm), respectively. Over the gulf of Guinea and the Atlantic, retrieved AOT for the 3 different satellites products provide values in the same range, both in terms of amplitude (~0.3–0.6) and spatial distribution (Figures 5a, 5b, and 5f). RegCM3 AOT is in very good agreement for this area. In contrast, over central Africa there is significant disagreement between simulated and retrieved AOT. RegCM3 AOT are approximately or greater than 1 (at 495 nm) while MODIS and MISR products show values between 0.3 and 0.5 (at ~550 nm). The simulated AOT maximum coincides with the area of maximum emissions in the biomass burning inventories and to a hot spot of high biomass fuel load. In the

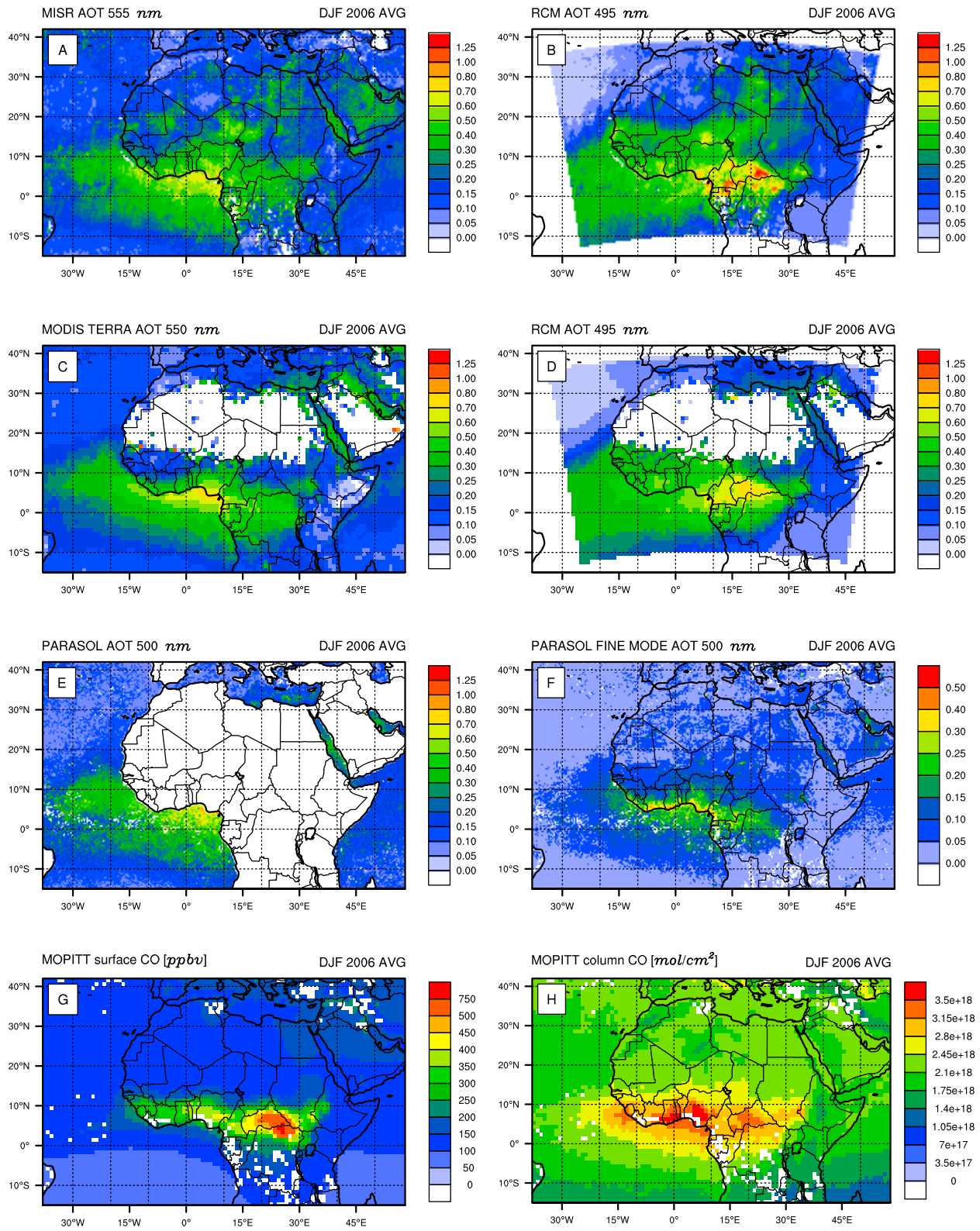


Figure 5. December-January-February (DJF) averaged (a) MISR AOT at 555 nm, (b) RegCM3 AOT at 495 nm, (c) MODIS terra AOT at 550 nm, (d) RegCM3 AOT at 495 nm, (e) PARASOL total AOT at 500 nm, (f) PARASOL fine mode AOT at 500 nm, (g) MOPITT surface CO concentration, and (h) MOPITT column CO burden.

satellite products, on the other hand, maximum of AOT is located over gulf of Guinea. Similar spatial disagreements between satellite retrieved AOT and modeled AOT have also been reported by *Johnson et al.* [2008a], *Myhre et al.* [2008] and *Liousse et al.* [2010] who used different models and inventory data sets. Similarly *Tummon et al.* [2010] also observed such disagreements over southern Africa using both the GFEDv2 inventory [*van der Werf et al.*, 2006] and the bbAMMA inventories used in the present study.

[36] It is also important to note that over the tropical Atlantic Ocean south of the equator, modeled AOT tends to be higher than in the satellite retrievals. This may illustrate some model weakness in terms of transport of aerosol in the outflow (may be a too diffusive advection scheme) or some underestimation of dust sources along the coast.

[37] Since the carbon monoxide (CO) is a robust tracer for combustion, it can be used as a proxy for detecting areas of important emission of carbonaceous aerosol. In this study, we have used CO as a proxy to study the location of biomass burning sources. As it is quite difficult to dissociate biomass burning and anthropogenic sources, we only discuss retrievals obtained over central Africa and not within advected regions. DJF average CO concentrations at the surface as retrieved from MOPITT are shown in Figure 5h. Over central Africa, the MOPITT CO maximum clearly corresponds to the maximum observed in RegCM3 AOT map. The high values of CO surface and column concentrations indicate biomass burning over central Africa, however, this signature is not apparent in the satellite AOT retrievals. This indicates that the satellite retrieval probably underestimates AOTs over this part of the continent.

[38] In addition, we consider the PARASOL fine mode AOT (Figure 5f). The fine mode is used to distinguish anthropogenic aerosols (e.g., carbonaceous aerosols from pollution and/or combustion) from natural aerosols (mainly dominated by coarse aerosols such as mineral dust or sea salt). Maximum AOT values along the gulf of Guinea can clearly be distinguished, with a few sparse hot spots close to the coast. The locations of these high-AOT spots are suggestive of significant anthropogenic aerosol emission sources. An important area of high fine-mode AOT (~0.2 at 500 nm) covering southern Central Africa, the northern Democratic Republic of the Congo and the north of Cameroon can also be identified. This zone is close to the area of maximum emission in the bbAMMA inventories and surface concentration of CO (Figure 5h). This reinforces the idea that an important amount of particulate matter is released in this area and that emission inventories correctly identify the location of intense emissions of BB aerosols.

[39] The eastward shift between simulated and MODIS or MISR total AOT may result from a combination of errors from both model and satellite retrieval algorithms. AOT is complicated to retrieve over land as a result of high surface reflectance and significant heterogeneity of land use types. In addition, cloud cover which obscures the satellite signal, is likely important in the vicinity of the intertropical convergence zone (and also over land where moist convection is frequent). These issues may impact the number of cloud-free observations and may result in some biomass burning events being missed or bias being introduced into the average AOT signal (i.e., estimations of AOT in areas with few samples are less confident than for those areas frequently sampled). The misidentification of thick aerosol plumes as clouds by the cloud-screening algorithms can also occur. This issue has already been reported by *Haywood et al.* [2003] in the case of the SHADE campaign during dust storm. *Myhre et al.* [2004] showed that cloud-screening algorithms can be one of the major sources of uncertainty in AOT estimations from remote sensing. This can explain disappearances why high AOT over central Africa is seen in the model but not in the observations.

[40] There could also be some model deficiencies related to tracer transport and aerosol removal. For instance, *Pelon et al.* [2008] studied transport processing of smoke aerosols during the strong event of biomass burning occurring during the 19 to 24 January 2006 period. They concluded that the biomass burning aerosols emitted close to the intertropical discontinuity are transported in the trade wind layer above the boundary layer and then advected over the ocean where they could accumulate. The position and the dynamics of the monsoon flux during the dry season could lead to efficient vertical transport of biomass burning aerosols above boundary layer as for dust aerosols during the wet season. The integrated MOPITT CO measurements (Figure 5f) exhibit a pattern that may support this hypothesis. The integrated CO has a horizontal distribution centered over the gulf of Guinea, which contrasts with the surface CO, which is located in central Africa as mentioned above. This signal is not simulated by RegCM3. Potential errors due to the horizontal and vertical aerosol transport linked to simulated convective processes therefore cannot be excluded. This last process can be too weak, and thus too little aerosol is transported into the middle troposphere, whereas the advection scheme is known for being too diffusive.

[41] In addition, the dry and wet deposition velocity constant used for BC and OC tracers may not be representative of the region. Important uncertainties remain regarding these parameters and may strongly affect the simulated burden of aerosol within the atmosphere.

[42] Finally, other aerosols sources may not be taken into account in RegCM3. African mega cities are known as important sources of anthropogenic pollution [*Lawrence et al.*, 2007]. These sources do not seem to be correctly estimated in the fossil fuels and biofuels emission data set of *Junker and Liousse* [2008] [*Assamoi and Liousse*, 2010] and this may partly explain the low simulated AOT values along the Guinean cost. This particularly appears to be the case in the vicinity of Lagos, Nigeria, where the city population increased from 1.7 million in 1975 to about 10.9 million in 2005, and is projected to be the most populous city in Africa and the eleventh in the world by 2015 [*United Nations*, 2005] with about 16 million inhabitants. Gas and particulate matter emissions from this megacity are significant and may impact the air quality at scales larger than the urban scale. Furthermore, emissions of carbonaceous aerosols from petrochemical industries located in this area are not considered in current fossil fuel inventories and may also be an important source of gases and absorbing aerosols.

3.2. Vertical Profiles of Aerosol Extinction

[43] Recent studies investigating the influence of the direct aerosol radiative effect on the regional circulation, temperature and precipitation over West Africa do not consider the vertical aerosol profiles. *Sud et al.* [2009]

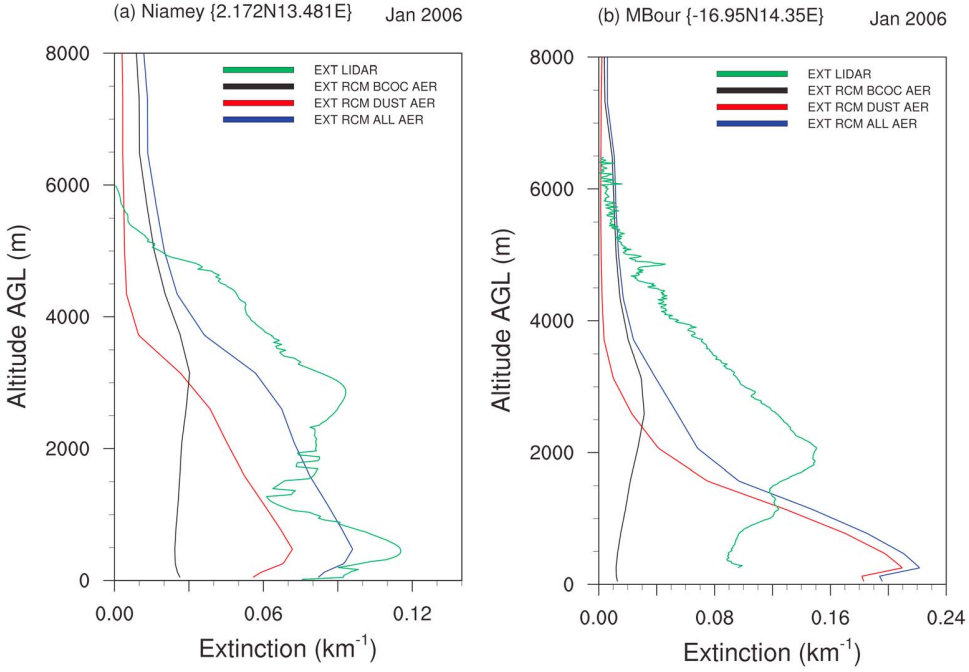


Figure 6. Monthly averaged aerosol extinction profiles at 532 nm (in km^{-1}) for January at (a) Niamey and (b) Mbour.

investigated the effects of the direct and indirect aerosol forcing on the regional climate over Africa by using the GEOS-4 GCM, but do not report any comparisons of the aerosol profiles (despite the high vertical resolution of the model, with 55 vertical levels). In parallel, *Lau et al.* [2009] used the NASA finite volume general circulation model (fvGCM) to explore the responses of dust radiative forcing on the water cycle and again they do not mention any comparisons of vertical aerosol profiles. It should be noted that the complex vertical profile of atmospheric aerosol over the West African region (BB particles situated above a dusty layer) has been highlighted in the framework of the recent AMMA SOP-0 experiment [*Haywood et al.*, 2008; *Pelon et al.*, 2008; *Kim et al.*, 2009]. One of the objectives of this study is therefore to investigate whether the RegCM3 model is able to capture this characteristic.

[44] Recent in situ observations from the AMMA/DABEX campaigns have improved our understanding of the aerosol properties and transport over West Africa. A typical aerosol extinction profile observed during the dry season consists of a low-level layer dominated by dust aerosols advected by the Harmatan. The dust extinction decays rapidly above 2 km and reaches values close to zero around 5 or 6 km. A thicker layer generally observed at altitudes between 2 and 5 km, is found above the dry dusty layer and is dominated by biomass burning aerosols which originate from long-range transport in the trade wind layer [*Haywood et al.*, 2008; *Kim et al.*, 2009]. The vertical profile of aerosols may influence the radiative forcing of particles, in particular if absorbing aerosols overlay reflective layers such as low-level clouds or dust layer [*Johnson et al.*, 2004, 2008a; *Pinker et al.*, 2010; *Zarzycki and Bond*, 2010]. *Johnson et al.* [2008a] showed that the presence of mineral dust in the lower layers of the atmosphere could act as a slight enhancement of the surface albedo, thereby enhancing the absorption of solar radiation by the biomass burning layer up to 10%. Similarly, BB aerosol layers can be observed above low-level clouds with high albedo in the gulf of Guinea [*Pelon et al.*, 2008; *Mallet et al.*, 2009]. Therefore it is essential to simulate correctly not only the aerosol optical properties but also the vertical stratification of these aerosols in order to assess the direct radiative forcing of the mixture of dust and smoke aerosols.

[45] Figure 6 presents the monthly averaged extinction profile for January 2006 is represented. The green curves correspond to the extinction profiles derived from MPL measurements at Niamey [*McFarlane et al.*, 2009] and Mbour [*Léon et al.*, 2009]. At Niamey, two marked maxima are observed in the LIDAR profiles. The extinction profile peaks near 500m due to dust aerosols, and again near 3 km in a layer dominated by biomass burning aerosols. The RegCM3 profile agrees reasonably well with the observations, although the dust profile (in red) is probably underestimated in the first kilometer at the Niamey site. At Mbour, the model reproduces a similar vertical structure of the extinction profile, although the dust extinction is stronger in the lower atmospheric levels. For January 2006, an important amount of BB aerosols was advected to Mbour, in particular during the so-called "golden days" after 19 January 2006 [*Derimian et al.*, 2008a; *Pelon et al.*, 2008]. The simulated extinction profiles are significantly underestimated for this period, indicating that the long-range transport of BB aerosols is too weak or, that the emission inventories used in this study underestimate some important sources of smoke aerosols in western part of the Sahel for this month.

[46] In the following months, dust aerosol is the main aerosol species observed in the atmosphere. A more systematic comparison of RegCM3 aerosol extinction profiles with MPL measurements for the months following the biomass burning season (not shown) reveals that dust extinction is usually strongly underestimated at Niamey while it is in better agreement at Mbour. It seems that at Mbour which is closer to the dust source regions than Niamey, the model tends to over predict the dust extinction, suggesting an overestimation of dust emission. However, away from those sources RegCM3 seems to get the dust transport low, which could explain the underestimation of dust extinction at Niamey. The vertical stratification is excellent at Mbour while at Niamey, the dust aerosol extinction profiles are more dispersed in the vertical column. As mention in section 3.1, it is possible that the model simulates the Inter Tropical Front (ITF) too far north, resulting in too much vertical dispersion of dust aerosol. A lack of coarse mode aerosol due to an unrealistic aerosol size distribution at the source, or an underestimation of local sources may also contribute to this underestimation of dust aerosol in the lowest layers.

[47] Briefly, we can conclude that despite the coarse vertical resolution and the use of a quite simple vertical tracer transport parameterization, RegCM3 can capture the first-order aerosol vertical stratification, and the aerosol layering (BB layer located above the dust one) is reasonably well reproduced by the model. However, the low-level dust loading could, on average be underestimated, particularly at Niamey.

3.3. Aerosol Direct Radiative Forcing

3.3.1. Radiative Forcing at TOA and SRF

[48] The clear-sky direct radiative forcing (DRF) for DJF has been estimated at TOA and at the surface (SRF). The shortwave radiative forcing of aerosol at the surface is defined as the difference in net flux:

$$SRF_{SWRF} = \left(SW^{\downarrow}_{AER} - SW^{\downarrow}_{CLEAR}\right) - \left(SW^{\uparrow}_{AER} - SW^{\uparrow}_{CLEAR}\right), \quad (3)$$

where $SW^{\downarrow}_{AER}$ ($SW^{\uparrow}_{AER}$) is the downward (Upward) shortwave radiative fluxes (W/m^2). Similar conventions are adopted at TOA and for LW regime. In addition, the atmospheric direct forcing (ATM) is defined as the divergence between the direct radiative forcing at TOA and at the surface.

[49] The LW DRF by dust aerosols is also accounted for by considering the dust absorptivity/emissivity [*Stephens*, 1984]. This kind of parameterization neglects the scattering of LW radiation, which may underestimate the overall LW forcing by up to 50% at TOA and 15% at the surface [*Dufresne et al.*, 2002]. In the future, RegCM developments are scheduled regarding the LW parameterization that should be able to account for these effects. The LW forcing produces positive forcing at the SRF as a result of the additional downward flux from the aerosol layer. At the TOA the outgoing LW radiation is, in most cases, decreased by the aerosol loading, except in the case of a strong inversion, when the temperature of the aerosol layer is higher than the surface temperature [*Markowicz et al.*, 2003]. In addition, LW direct radiative forcing at the SRF is generally larger than at TOA [*Slingo et al.*, 2006], leading to a negative LW divergence (enhanced LW cooling) within the atmosphere.

[50] Figure 7 presents the SW + LW daily clear-sky DRF at the TOA and the SRF averaged for the DJF period. We performed a reference simulation (REF) that includes all aerosol species and two additional simulations: a DUSTex simulation where only dust aerosols are considered and a BCOCex simulation, where only carbonaceous aerosols are considered. Figure 8 shows the relative contribution of carbonaceous aerosol to the total extinction. The DRF are reported in the Table 3a. We compute the DRF over different subregions of the West African domain in order to take into account the influence of the different surface albedos that can be encountered above vegetation, desert and ocean. The subdomains are presented in Figure 7c (red boxes). The DRF efficiency (i.e., the direct radiative forcing normalized by the AOT at 500 nm) is also reported (Table 3b). The DJF average aerosol SSA at 500 nm calculated over the respective subdomains (for the REF simulation) is also reported in Table 3a and Table 3b.

[51] The DRF at the TOA, due to the mixture of aerosols, is negative over dark surfaces (ocean, land with vegetation), with values ranging between −4 and −8 W m^{-2}. It becomes positive over bright surfaces such as desert, reaching up to 2.5–5 W m^2 (i.e., increased energy kept into the "surface-atmosphere" system). The values obtained above the gulf of Guinea are slightly lower than reported by *Johnson et al.* [2008a] (from a 3 year average of the month of January) or *Myhre et al.* [2008] (averaged between approximately January and February 2006) who estimated a TOA DRF of approximately double our value. A strong reduction of the incoming solar radiation at the surface is observed in the Sahelian belt (around −20 to −60 W m^{-2}).

[52] We estimated an averaged surface DRF of −28.27 W m^{-2} in the Sahel region and a TOA DRF of −3.87 W m^{-2} (Table 3a), leading to an ATM DRF of 24.4 W/m^2. This compares well with work by *Raut and Chazette* [2008], who found an average TOA DRF of −1.4 W m^{-2} at Niamey for five case studies (between 26 January 2006 and 1 February 2006) and a mean ATM DRF of 19.8 W m^{-2} (AOD~ 0.4 at 500 nm in their study).

[53] From radiative transfer calculations, *Mallet et al.* [2008] reported a DRF efficiency at surface (TOA) of −57.9 W m^{-2}/AOT$_{500\ nm}$ (−17.5 W m^{-2}/AOT$_{500\ nm}$) at Djougou for the period 17–24 January. RegCM3 estimations at the surface (−61.0 W m^{-2}2/AOT$_{500\ nm}$) in the "Sahel" subregion compare well with this value, although the TOA DRF forcing is slightly underestimated (−8.35 W m^{-2}/AOT$_{500\ nm}$). The estimated ATM DRF efficiency is 52.64 W m^{-2}/AOT$_{500\ nm}$.

[54] The effect of albedo can be seen in the BCOCex simulation. The ATM DRF efficiency is about ~68 W m^{-2}/AOT$_{500\ nm}$ in the "Oceans" and "Sahel" subregions, while it is 80.42 W m^{-2}/AOT$_{500\ nm}$ over "Desert" subregion. The enhanced reflection of SW radiation above the bright surface leads to more absorption of solar radiation in the biomass burning aerosol layer.

[55] It is interesting to note, however, that when all aerosols are considered (REF simulation), the ATM absorption efficiency is stronger over the "Sahel" subregion than over the "Desert" subregion (52.64 W m^{-2}/AOT$_{500\ nm}$

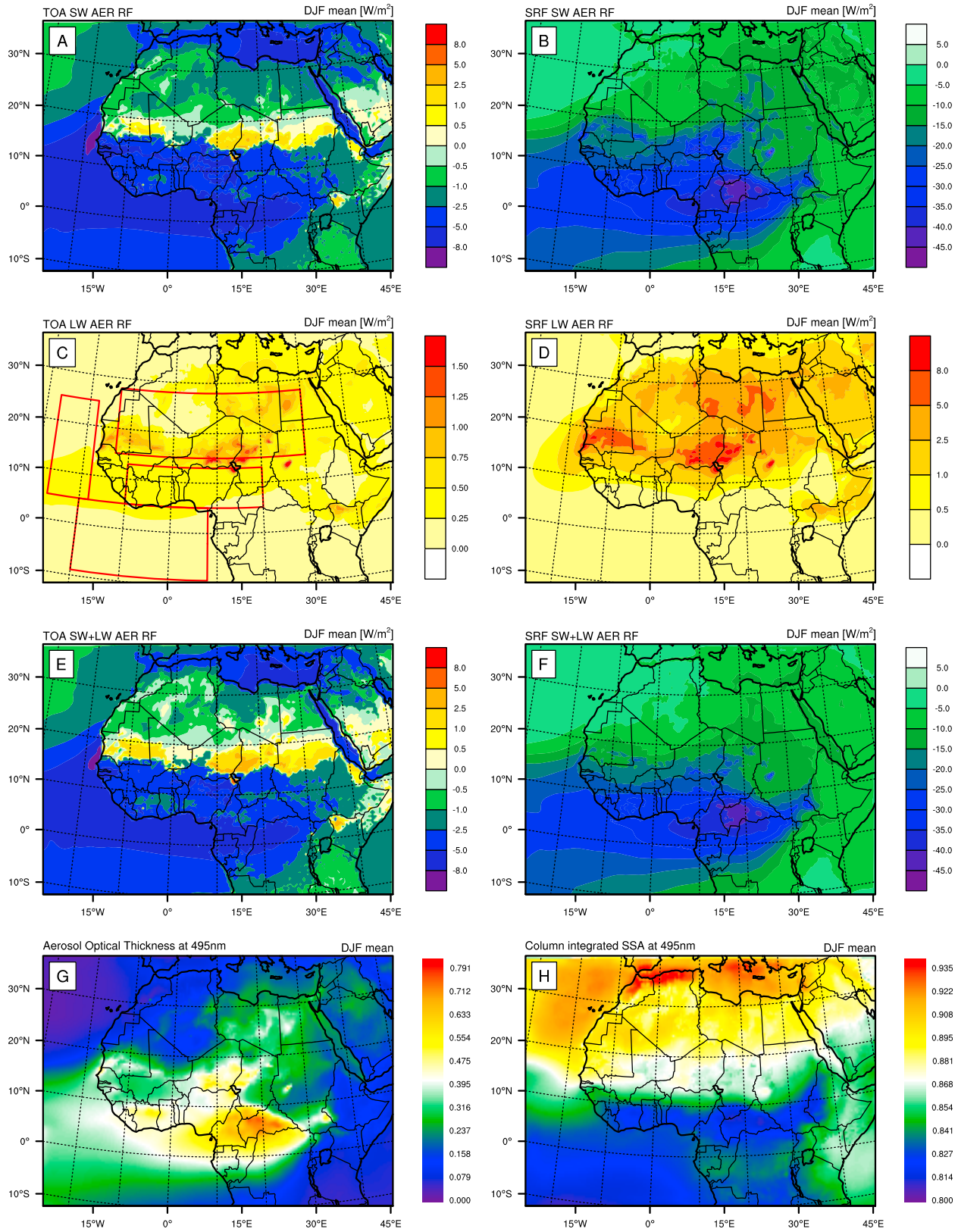


Figure 7. Regional clear sky aerosol radiative forcing for DJF at (a) top of the atmosphere in the SW, (c) the LW, and (e) SW+LW, and at (b) surface in the SW, (d) the LW, and (f) SW+LW, and (g) DJF AOT at 495 nm and (h) DJF column SSA at 495 nm. Red boxes illustrate the subdomain retained for computing the averaged aerosol direct forcing mentioned in Tables 3a, 3b, 4a, and 4b.

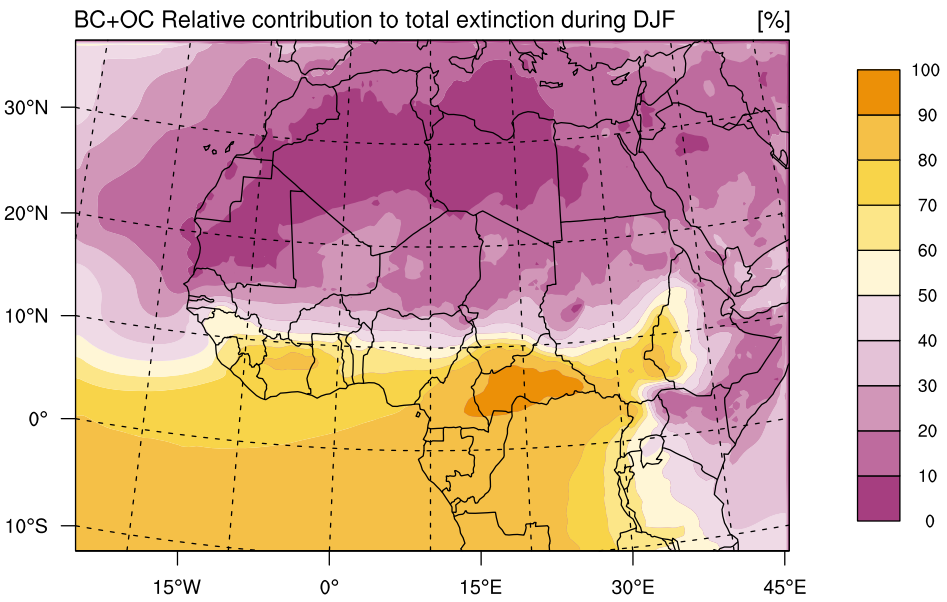


Figure 8. Relative contribution of carbonaceous aerosol to the total extinction for DJF.

versus 37.61 W $m^{-2}/AOT_{500\ nm}$, Table 4b). This can be explained by the combination of the dust effects in the LW regime. Dust aerosols emit radiation downward to the surface, an effect which is more important in the "Desert" subregion because of the greater concentration of dust aerosol in this area. In addition, the SSA of the dust aerosols over the "desert" subdomain is lower (more absorbing) than over "Sahel" subregion. It illustrates that, the concentration of coarse dust aerosols are higher close to dust source (i.e., lower SSA) compared to remote regions (higher SSA due to the absence of coarse dust particles). The mean SSA in the DUSTex simulation is 0.939 over in "Sahel" subregion whereas it is 0.917 in the "Desert" subregion (Tables 3a and 3b). This result is consistent with the work of *McConnell et al.* [2008], who showed that the inclusion of coarse mineral dust decreases SSA (in the visible range) from 0.99 (fine mode only) to 0.90 (bulk aerosol).

3.3.2. Sensitivity to Aerosol Optical Properties

[56] The SSA of biomass burning aerosols can vary greatly depending on the type of burnt vegetation and the meteorological conditions. *Johnson et al.* [2008a] reported SSA values spanning from 0.73 to 0.93 (±0.05) with a mean value of 0.81 for aged BB aerosols. Because SSA controls the absorption of SW and LW radiation, it is important to consider the sensitivity of the radiative forcing to this optical parameter. In that context, we performed several sensitivity experiments varying the SSA of BC and OC. In the reference (REF) simulation, we used the values of SSA mentioned in Table 1. In simulations SSAm10 (and SSAp10) we decreased (increased) the SSA of BC and OC by 10% in order to cover the range of SSA measured during DABEX. The new estimations of aerosol radiative forcing are reported in Tables 4a and 4b. The total SSA for the mixture of carbonaceous aerosols and dust aerosol in the REF simulation is about 0.83 over the gulf of Guinea while in the SSAm10 and SSAp10 simulations it is 0.78 and 0.88, respectively, for the DJF season. In terms of the DRF, the deviation from the REF simulation is ±2.25 W m^{-2} at the TOA. This value is significant compared to the magnitude of estimated TOA DRF of −3.87 W m^{-2}, and illustrates that the uncertainty of about 10% on the aerosol absorbing properties can result in an uncertainty greater than 50% in terms of the TOA DRF. Over the ocean, the uncertainty in terms of the TOA DRF is also significant, but not as large as over vegetated land. Over the desert, the TOA DRF reverses from negative values (−0.20 W m^{-2} and −0.82 W m^{-2} in the REF and SSAp10 simulations, respectively) to a positive value (+0.625 W m^{-2}) in the SSAm10 simulation, illustrating the fact that aerosols can exert a warming or a cooling of the "surface-atmosphere" system depending on

Table 3a. SW+LW DJF Radiative Forcing in W/m^2 Over the Four Subdomains[a]

	Radiative Forcing (W/m^2)															
	Land: Sahel (5°N; 13°N) (10°W; 20°E)				Ocean: Gulf (9°S; 5°N) (20°W; 8°E)				Land: Desert (15°N; 28°N) (13°W; 30°E)				Ocean: Atlantic (5°S; 25°N) (27°W; 18°W)			
	SRF	ATM	TOA	SSA	SRF	ATM	TOA	SSA	SRF	ATM	TOA	SSA	SRF	ATM	TOA	SSA
REF	−28.27	24.40	−3.87	0.834	−24.597	19.841	−4.756	0.822	−10.417	10.218	−0.199	0.882	−16.646	11.465	−5.181	0.870
DUSTex	−5.58	2.61	−2.97	0.939	−2.51	1.1	−1.41	0.941	−6.0	4.89	−1.10	0.917	−5.78	2.15	−3.62	0.938
BCOCex	−23.04	21.99	−1.06	0.783	−21.97	18.88	−3.10	0.796	−4.81	5.75	0.94	0.78	−11.02	9.44	−1.57	0.79

[a]See Figure 7c. The simulation BCOCex includes only carbonaceous aerosols. The simulation DUSTex includes only dust aerosols. The SSA values are reported for the 500 nm wavelength.

Table 3b. SW+LW DJF Radiative Forcing Efficiency in $W/m^2/AOT_{500\ nm}$ Over the Four Subdomains[a]

	Radiative Forcing Efficiency (W/m^2/AOT)															
	Land: Sahel (5°N; 13°N) (10°W; 20°E)				Ocean: Gulf (9°S; 5°N) (20°W; 8°E)				Land: Desert (15°N; 28°N) (13°W; 30°E)				Ocean: Atlantic (5°S; 25°N) (27°W; 18°W)			
	SRF	ATM	TOA	SSA	SRF	ATM	TOA	SSA	SRF	ATM	TOA	SSA	SRF	ATM	TOA	SSA
REF	−60.99	52.64	−8.346	0.834	−76.683	60.243	−14.439	0.822	−38.340	37.608	−0.732	0.882	−64.848	44.663	−20.185	0.870
DUSTex	−45.20	21.11	−24.09	0.939	−59.24	25.94	−33.3	0.941	−30.82	25.15	−5.68	0.917	−53.1	19.77	−33.33	0.938
BCOCex	−70.99	67.73	−3.26	0.783	−80.11	68.82	−11.29	0.796	−67.2	80.42	13.21	0.78	−79.25	67.93	−11.32	0.79

[a]See Figure 7c. The simulation BCOCex includes only carbonaceous aerosols. The simulation DUSTex includes only dust aerosols. The SSA values are reported for the 500 nm wavelength.

their absorption efficiency. Over the gulf of Guinea, where biomass burning aerosols dominate, the SRF and ATM DRF efficiency changes are about ±11.14 W $m^{-2}/AOT_{500\ nm}$ (uncertainty of ~14%) and ±17.0 W $m^{-2}/AOT_{500\ nm}$ (uncertainty of ~28%) for BB SSA varying from ±10%.

3.4. Atmospheric Heating Rate due to Aerosols

[57] As mentioned in section 3.2, one of the most important points of our study concerns the very strong absorption of radiation by aerosols observed in the West African region and which leads to significant local diabatic heating. In order to assess whether the heating due to the simulated aerosol loading is realistic, we compare the aerosol SW heating rate (K/d) diagnosed in RegCM3 with offline single-column radiative transfer calculations performed using the *Edwards and Slingo* [1996] model (ES96 hereafter) to estimate the corresponding radiative heating rates following the same method as *Johnson et al.* [2008a]. Aircraft measurements made by the UK Facility for Airborne Atmospheric Measurements (FAAM) BAe-146 aircraft during DABEX provided input data for aerosol extinction profiles, and thermal and humidity profiles to the ES96 model. The aerosol extinction was derived from a nephelometer and particle soot absorption photometer and was segregated into dust and BB components following *Johnson et al.* [2008a]. The aerosol profiles measured during this period (mid-January to mid-February 2006) are assumed to be representative of the typical aerosol background during the dry season at Niamey. All calculations are performed for cloud-free conditions. The RegCM3 extinction profiles are taken from the simulation outputs at the closest grid point to the Niamey location. It is important to keep in mind that the ES96 calculations and RegCM3 calculations assume different aerosol extinction profiles. The accuracy of the RegCM3 heating rate profiles would depend on the accurate simulation of a realistic aerosol extinction profile. The aerosol SW heating rate in RegCM3 is computed by saving the difference in the net SW flux between calculations with aerosol and without aerosol at each call of the RegCM3 radiative transfer routines. The radiative fluxes difference is then converted into the SW heating rate. The method implies that the same atmospheric thermodynamic state is kept during the computation in order to avoid feedback from the atmosphere due to aerosol radiative effects.

[58] Figure 9 presents the comparisons between RegCM3 SW heating rate (plain line) and heating rate calculations from the ES96 radiative transfer model (dashed line) are represented. Figure 9 (left) shows the diurnally averaged heating rates between December 2005 and January 2006, while Figure 9 (right) shows the instantaneous value of SW heating rate at noon averaged over the same period. The DABEX and RegCM3 (December–January averages) extinction profile (at 550 nm and 530 nm, respectively) are also overlaid. The simulated aerosol extinction profile compares reasonably with the DABEX observations. As discussed in section 3.2, the model simulates an elevated layer dominated by carbonaceous aerosols around 850–600 hPa and a lower layer between the surface and 800 hPa dominated by mineral dust aerosols. However, as discussed previously, the dust aerosol extinction is strongly underestimated in the lowest part of the atmosphere at Niamey.

[59] In Figure 9 (left), aerosol SW heating rate profiles from both the ES96 calculations and RegCM3 show a maximum in the burning biomass layer. This results from the lower SSA of biomass burning aerosols that absorb solar radiation more efficiently than scattering dust aerosols. The ES96 SW heating rate peaks around 700 hPa and reaches diurnal average value of 0.4 K/d and 1.2 K/d for the noon profile. The SW heating rates simulated by RegCM3 show a similar pattern, with a peak around 700 hPa, but the magnitude of SW heating is underestimated compared to the

Table 4a. SW+LW DJF Radiative Forcing in W/m^2 Over the Four Subdomains for the REF Simulation and Simulations SSAm10 and SSAp10[a]

	Radiative Forcing (W/m^2)															
	Land: Sahel (5°N; 13°N) (10°W; 20°E)				Ocean: Gulf (9°S; 5°N) (20°W; 8°E)				Land: Desert (15°N; 28°N) (13°W; 30°E)				Ocean: Atlantic (5°S; 25°N) (27°W; 18°W)			
	SRF	ATM	TOA	SSA	SRF	ATM	TOA	SSA	SRF	ATM	TOA	SSA	SRF	ATM	TOA	SSA
REF	−28.27	24.40	−3.87	0.834	−24.597	19.841	−4.756	0.822	−10.417	10.218	−0.199	0.882	−16.646	11.465	−5.181	0.870
SSAm10	−32.30	30.942	−1.357	0.780	−28.74	26.12	−2.62	0.756	−11.284	11.908	0.624	0.862	−18.66	14.558	−4.104	0.832
SSAp10	−25.016	19.16	−5.855	0.879	−21.40	14.93	−6.47	0.875	−9.73	8.91	−0.82	0.898	−15.08	9.03	−6.05	0.900

[a]See Figure 7c. REF simulation covers all aerosols with BC and OC optical properties from Table 1. SSAm10 (SSAp10) is similar to REF simulation except that the BC and OC tracers SSA have been lowered (increased) by 10%.

Table 4b. SW+LW DJF Radiative Forcing Efficiency in W/m^2/AOT$_{500\ nm}$ Over the Four Subdomains for the REF Simulation and Simulations SSAm10 and SSAp10[a]

	Radiative Forcing Efficiency (W/m^2/AOT)															
	Land: Sahel (5°N; 13°N) (10°W; 20°E)				Ocean: Gulf (9°S; 5°N) (20°W; 8°E)				Land: Desert (15°N; 28°N) (13°W; 30°E)				Ocean: Atlantic (5°S; 25°N) (27°W; 18°W)			
	SRF	ATM	TOA	SSA	SRF	ATM	TOA	SSA	SRF	ATM	TOA	SSA	SRF	ATM	TOA	SSA
REF	−60.99	52.64	−8.346	0.834	−76.683	60.243	−14.439	0.822	−38.340	37.608	−0.732	0.882	−64.848	44.663	−20.185	0.870
SSAm10	−69.67	66.75	−2.927	0.780	−87.26	79.29	−7.965	0.756	−41.533	43.829	2.296	0.862	−72.70	56.71	−15.99	0.832
SSAp10	−53.964	41.33	−12.63	0.879	−64.98	45.33	−19.65	0.875	−35.80	32.78	−3.01	0.898	−58.746	35.19	−23.56	0.900

[a]See Figure 7c. REF simulation covers all aerosols with BC and OC optical properties from Table 1. SSAm10 (SSAp10) is similar to REF simulation except that the BC and OC tracers SSA have been lowered (increased) by 10%.

ES96 computation. This is directly a result of the underestimation of the extinction by smoke aerosol at this location in the simulation (as previously discussed). In addition, the extinction and the SW heating rate (diurnally averaged) fields averaged between 600 and 850 hPa for the whole domain are shown in Figures 10a and 10b, corresponding to the layer where absorbing carbonaceous aerosols dominate the aerosol loading. The average aerosol extinction over the Sahel/ocean range between 0.05 and 0.12 km^{-1} and the associated aerosol heating rates are approximately 0.3–0.6 K/d. These values are consistent with radiative transfer calculations based on the DABEX mean aerosol profiles at Niamey.

[60] Above 600 hPa, the DABEX extinction profile is assumed to be zero whereas in RegCM3, low extinction values remain. Consequently, in the free troposphere, the RegCM3 aerosol heating rate is nonzero and still significant compared to the maximum value at 700 hPa. Similarly, in the lowest troposphere, the BB aerosol extinction is higher in RegCM3 than in the DABEX profile. Despite the large underestimation of dust aerosols close to the surface, the RegCM3 heating rate is slightly overestimated compared to the heating rate from the ES96 calculations as a result of the enhanced absorption of biomass burning aerosols, of which there are greater concentrations in RegCM3. The relative contribution of BB aerosols to the total aerosol extinction is shown in Figure 10c.

4. Summary

[61] This study estimates the direct radiative forcing (DRF) of aerosols over the West African (WA) region which is dominated by mineral dust and biomass burning

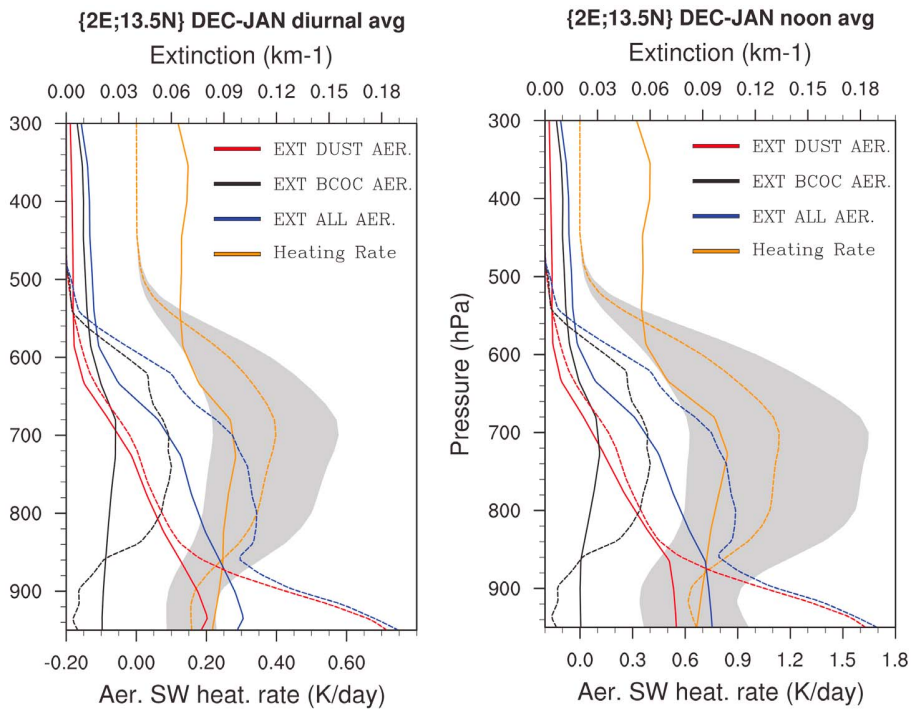


Figure 9. Heating rate associated to aerosols in K/d (yellow) and aerosols extinction profiles in km^{-1} (left) diurnally averaged between December 2005 and January 2006 and (right) noon averaged between December 2005 and January 2006 at Niamey location. Dotted lines represent ES96 calculations (see text) whereas solid lines represent RegCM3 calculations. Grey shaded area corresponds to the estimated uncertainty of 50% associated to the ES96 aerosol heating rate profile.

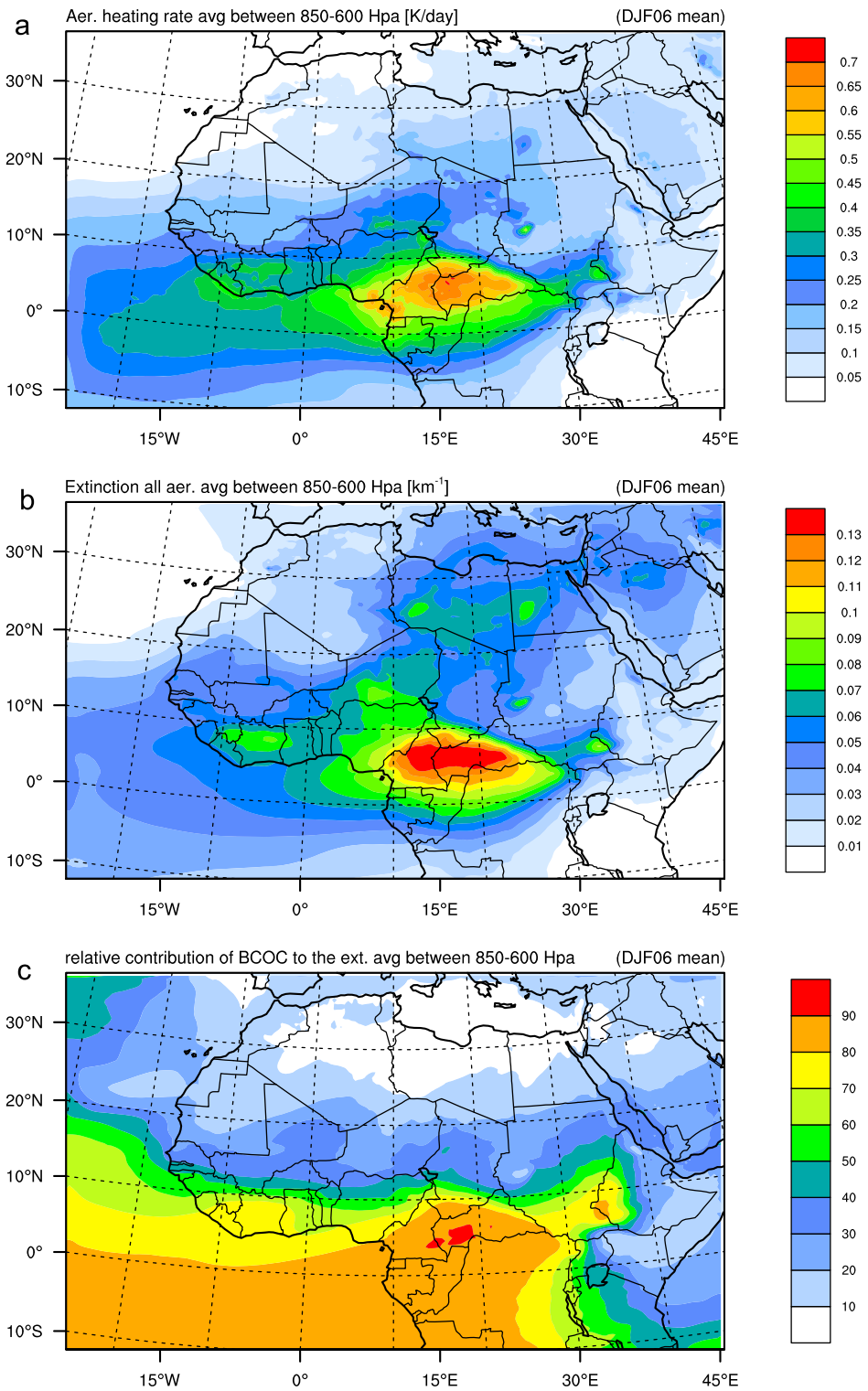


Figure 10. Averaged between 600 and 850 hPa of (a) aerosol heating rate, (b) aerosol extinction, and (c) relative contribution of BB aerosol to total aerosol extinction averaged for DJF.

emissions. Although aerosols have an important influence on the radiative energy budget in WA the DRF remains uncertain. The goal of this study was to reduce such uncertainties. We performed RegCM3 simulations over West Africa for the dry season of October 2005 to April 2006. We focused our attention on the ability of the model to simulate the aerosol loading, their optical properties, vertical distribution and the regional distribution of aerosols

and aerosol DRF. The simulations included the major aerosol species: smoke aerosols from biomass burning, biofuel combustion and domestic burning and mineral dust resulting from the erosion of arid lands. Data from recent field campaigns (DABEX, AMMA SOP-0, and DODO) have been used to evaluate and constrain our aerosol simulations.

[62] The modeled SSA was shown to vary during the simulated period, reaching minimum values during December–January as consistent with AERONET observations. During December–January, RegCM3 SSA values dropped to 0.81–0.83 at 440 nm and 0.80–0.85 at 675 nm when absorbing aerosols from biomass burning dominated the aerosol mixture. During March and April, mineral dust dominated and SSA increased to reach mean values of 0.90–0.92 at 440 nm and 0.94–0.96 at 675 nm.

[63] The modeled Aerosol Optical Thickness (AOT) was generally in good agreement with AERONET measurements obtained in the Sahelian belt. However, during strong dust events, the model dust scheme showed weakness in estimating the aerosol loading. Comparison of modeled AOT with remote sensing retrievals showed a major disagreement in central Africa, indicating both a possible overestimation of biomass burning emissions or inaccurate underestimation of AOT in satellite retrievals due to cloud screening. Satellite observations showed a maximum of AOT (~0.7–0.8 at 550 nm) close to the region of Lagos but comparison with the model suggest a possible underestimation of FF and BF emissions in the anthropogenic inventories. Further simulations with updated anthropogenic inventories are required in the future to address this discrepancy.

[64] Comparisons with LIDAR measurements and aircraft measurements from DABEX obtained at Niamey and M'bour show the following: (1) The observed layering (BB aerosol above dust) was well reproduced by RegCM3. (2) The dust loading at low altitudes was underestimated away from model's preferential dust sources, in particular under ~10°N–15°N corresponding to the location of the ITF. In contrast the model tends to overestimate dust emissions close to the model's dust source.

[65] The clear sky direct radiative forcing (DRF) of aerosols was estimated at TOA and SRF in both the SW and LW spectral region. Over dark surfaces, the TOA DRF was strongly negative, with values between −5.25 and −4.0 W/m^2. Over bright surfaces such as desert, the TOA DRF was close to zero (−0.15 W/m^2), illustrating the absorbing nature of the aerosol mixing. The large difference between SRF and TOA DRF indicated that absorption of SW radiation was important for radiative transfer in the atmospheric column. Consequently special attention was made to evaluate the simulated SW heating rate induced by the aerosol.

[66] The SW heating rates associated with the aerosols were diagnosed by RegCM3 and compared with single column radiative transfer calculations based on DABEX measurements for the location of Niamey. The results of the single column radiative transfer calculations show a maximum heating rate in the layer dominated by BB aerosols (typically between 850 and 600 hPa). Diurnal average and noon average SW heating rates reached moderate–high values of 0.40 K/d and 1.2 K/d, respectively, for December–January conditions. RegCM3 calculations showed a peak in the heating rate in the same altitude range as the single column DABEX results. This was consistent with a reasonable vertical distribution of BB aerosols. However, the model strongly underestimated the magnitude of the heating rates (~80% lower in the BB layers). This was due to the underestimation of the total extinction (and hence absorption) by smoke aerosol at this location in the RegCM3 simulation. At a more regional scale, in areas where the smoke extinction profiles were comparable to the DABEX measurements at Niamey, the RegCM3 SW heating rates agreed well with offline radiative transfer calculations. This agreement gives a certain confidence in the modeled aerosol optical properties, which are very important for the climatic impact of smoke aerosol. More systematic comparisons of RegCM3 estimations with SW heating rates retrieved from the CALIOP LIDAR aboard CALIPSO spacecraft [*Lemaître et al.*, 2010] may provide a better validation approach by allowing a more comprehensive regional assessment.

[67] The study concludes that RegCM3 may benefit from new information regarding dust refractive indices obtained during AMMA [*McConnell et al.*, 2010]. Future work is planned to incorporate and test this information in the RegCM3 model. Improvements to dust LW optical properties may enable a better assessment of the LW direct radiative forcings of dust particles, which remain poorly estimated. Another issue flagged in this study is that the parameterization of *Alfaro and Gomes* [2001] used to simulate the size distributed dust emission flux in RegCM3 is not well constrained regionally and may lead to the overestimation of the fine mode dust emission. Improvements to the scheme following *Crumeyrolle et al.* [2010] should be considered in future research. Finally, further research will explore the possible mixing between BB and mineral dust aerosols over the West African region.

[68] The following step to the work presented in this paper will be to extend the period of simulation in a new study focusing on the impact of mixed aerosols (BB and mineral dust) on the WA regional climate. This work is ongoing and should complement previous studies performed with the same model but with dust only [*Solmon et al.*, 2008].

[69] **Acknowledgments.** On the basis of 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, United States, and Africa. It has been the beneficiary of a major financial contribution from the European Community's Sixth Framework Research Programme. AMMA has been endorsed by IGBP (IGAC, ILEAPS) and WCRP (GEWEX, CLIVAR). Detailed information on scientific coordination and funding is available on the AMMA International Web site (http://www.amma-international.org). The authors would like also to thank the PIs of AERONET sites of Agoufou, Banizoumbou, Capo Verde, Djougou, Maine Soroa, Cinzana, and Ilorin for the data collection. We would like also to thank Sally McFarlane for providing the aerosol extinction profiles at Niamey. The authors thank Laboratoire d'Optique Atmospherique for operating the LIDAR system in M'Bour. FAAM is jointly funded by the Met Office and the Natural Environment Research Council. MODIS and MISR data used in this study were produced with the Giovanni online data system, developed and maintained by the NASA GES DISC. PARASOL data were provided by ICARE system developed and maintained by the University of Lille. MOPITT data were obtained from the NASA Langley Research Center Atmospheric Science Data Center.

References

Abel, S. J., J. M. Haywood, E. J. Highwood, J. Li, and P. R. Buseck (2003), Evolution of biomass burning aerosol properties from an agricultural fire in southern Africa, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(15), 1783, doi:10.1029/2003GL017342.

Alfaro, S. C., and L. Gomes (2001), Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol size distributions in source areas, *J. Geophys. Res.*, *106*(D16), 18,075–18,084, doi:10.1029/2000JD900339.

Andreae, M. O., and A. Gelencser (2006), Black carbon or brown carbon? The nature of light-absorbing carbonaceous aerosols, *Atmos. Chem. Phys.*, *6*(10), 3131–3148, doi:10.5194/acp-6-3131-2006.

Andreae, M. O., C. D. Jones, and P. M. Cox (2005), Strong present-day aerosol cooling implies a hot future, *Nature*, *435*(7046), 1187–1190, doi:10.1038/nature03671.

Anyamba, A. (2003), Seasonal to interannual variability of vegetation and fires at SAFARI 2000 sites inferred from advanced very high resolution radiometer time series data, *J. Geophys. Res.*, *108*(D13), 8507, doi:10.1029/2002JD002464.

Assamoi, E., and C. Liousse (2010), A new inventory for two-wheel vehicle emissions in West Africa for 2002, *Atmos. Environ.*, *44*(32), 3985–3996, doi:10.1016/j.atmosenv.2010.06.048.

Bond, T. C., and R. W. Bergstrom (2006), Light absorption by carbonaceous particles: An investigative review, *Aerosol Sci. Technol.*, *40*(1), 27–67, doi:10.1080/02786820500421521.

Briegleb, B. P. (1992), Delta-Eddington approximation for solar radiation in the NCAR Community Climate Model, *J. Geophys. Res.*, *97*(D7), 7603–7612, doi:10.1029/92JD00291.

Cavazos, C., M. C. Todd, and K. Schepanski (2009), Numerical model simulation of the Saharan dust event of 6–11 march 2006 using the regional climate model version 3(RegCM3), *J. Geophys. Res.*, *114*, D12109, doi:10.1029/2008JD011078.

Chakrabarty, R. K., H. Moosmüller, L.-W. A. Chen, K. Lewis, W. P. Arnott, C. Mazzolen, M. Dubey, C. E. Wold, W. M. Hao, and S. M. Kreidenweis (2010), Brown carbon in tar balls from smoldering biomass combustion, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, *10*(3), 6279–6300, doi:10.5194/acpd-10-6279-2010.

Charlson, R. J., S. E. Schwartz, J. M. Hales, R. D. Cess, J. A. Coakley, J. E. Hansen, and D. J. Hofmann (1992), Climate forcing by anthropogenic aerosols, *Science*, *255*(5043), 423–430, doi:10.1126/science.255.5043.423.

Cooke, W. F., C. Liousse, H. Cachier, and J. Feichter (1999), Construction of a 1° × 1° fossil fuel emission data set for carbonaceous aerosol and implementation and radiative impact in the ECHAM4 model, *J. Geophys. Res.*, *104*(D18), doi:10.1029/1999JD900187.

Crumeyrolle, S., P. Tulet, L. Garcia-Carreras, C. Flamant, D. J. Parker, A. Matsuki, A. Schwarzenboeck, P. Formenti, and L. Gomes (2010), Transport of dust particles from the Bodélé region to the monsoon layer: AMMA case study of the 9–14 June 2006 period, *Atmos., Chem. Phys. Discuss.*, *10*(2), 5051–5090, doi:10.5194/acpd-10-5051-2010.

Deeter, M. N., et al. (2003), Operational carbon monoxide retrieval algorithm and selected results for the MOPITT instrument, *J. Geophys. Res.*, *108*(D14), 4399, doi:10.1029/2002JD003186.

Derimian, Y., J.-F. Léon, O. Dubovik, I. Chiapello, D. Tanré, A. Sinyuk, F. Auriol, T. Podvin, G. Brogniez, and B. Holben (2008a), Radiative properties of aerosol mixture observed during the dry season 2006 over M'Bour, Senegal (African Monsoon Multidisciplinary Analysis campaign), *J. Geophys. Res.*, *113*, D00C09, doi:10.1029/2008JD009904.

Derimian, Y., A. Karnieli, Y. J. Kaufman, M. O. Andreae, T. W. Andreae, O. Dubovik, W. Maenhaut, and I. Koren (2008b), The role of iron and black carbon in aerosol light absorption, *Atmos. Chem. Phys.*, *8*(13), 3623–3637, doi:10.5194/acp-8-3623-2008.

Deuzé, J.-L., et al. (2001), Remote sensing of aerosols over land surfaces from POLDER-ADEOS-1 polarized measurements, *J. Geophys. Res.*, *106*(D5), 4913–4926, doi:10.1029/2000JD900364.

Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, and P. J. Kennedy (1993), Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model, *Tech. Rep. NCAR/TN-387+STR*, NCAR, Boulder, Colo.

Dinar, E., A. A. Riziq, C. Spindler, C. Erlick, G. Kiss, and Y. Rudich (2008), The complex refractive index of atmospheric and model humic-like substances (HULIS) retrieved by a cavity ring down aerosol spectrometer (CRD-AS), *Faraday Discuss.*, *137*, 279–295, doi:10.1039/b703111d.

Diner, D. J., et al. (1998), Multi-angle Imaging SpectroRadiometer (MISR) instrument description and experiment overview, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *36*(4), 1072–1087, doi:10.1109/36.700992.

Dubovik, O., A. Smirnov, B. N. Holben, M. D. King, Y. J. Kaufman, T. F. Eck, and I. Slutsker (2000), Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from aerosol robotic network (AERONET) Sun and sky radiance measurements, *J. Geophys. Res.*, *105*(D8), 9791–9806, doi:10.1029/2000JD900040.

Dubovik, O., B. Holben, T. F. Eck, A. Smirnov, Y. J. Kaufman, M. D. King, D. Tanré, and I. Slutsker (2002), Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations, *J. Atmos. Sci.*, *59*(3), 590–608, doi:10.1175/1520-0469(2002)059<0590:VOAAOP>2.0.CO;2.

Dufresne, J., C. Gautier, P. Ricchiazzi, and Y. Fouquart (2002), Longwave scattering effects of mineral aerosols, *J. Atmos. Sci.*, *59*(12), 1959–1966, doi:10.1175/1520-0469(2002)059<1959:LSEOMA>2.0.CO;2.

Eck, T. F., B. N. Holben, J. S. Reid, O. Dubovik, A. Smirnov, N. T. O'Neill, I. Slutsker, and S. Kinne (1999), Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols, *J. Geophys. Res.*, *104*(D24), 31,333–31,349, doi:10.1029/1999JD900923.

Edwards, J. M., and A. Slingo (1996), Studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large-scale model, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *122*(531), 689–719, doi:10.1002/qj.49712253107.

Forster, P., et 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*, edited by S. Solomon et al., pp. 129–234, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.

Giorgi, F. (1989), Two-dimensional simulations of possible mesoscale effects of nuclear war fires 1. Model description, *J. Geophys. Res.*, *94*(D1), 1127–1144, doi:10.1029/JD094iD01p01127.

Giorgi, F., and W. L. Chameides (1986), Rainout lifetimes of highly soluble aerosols and gases as inferred from simulations with a general circulation model, *J. Geophys. Res.*, *91*(D13), 14,367–14,376, doi:10.1029/JD091iD13p14367.

Giorgi, F., and L. O. Mearns (1999), Introduction to special section: Regional climate modeling revisited, *J. Geophys. Res.*, *104*(D6), 6335–6352, doi:10.1029/98JD02072.

Giorgi, F., R. Francisco, and J. S. Pal (2003), Effects of a subgrid-scale topography and land use scheme on the simulation of surface climate and hydrology. Part I: Effects of temperature and water vapor disaggregation, *J. Hydrometeorol.*, *4*, 317–333, doi:10.1175/1525-7541(2003)4<317:EOASTA>2.0.CO;2.

Grell, G. A. (1993), Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations, *Mon. Weather Rev.*, *121*, 764–787, doi:10.1175/1520-0493(1993)121<0764:PEOAUB>2.0.CO;2.

Grini, A., P. Tulet, and L. Gomes (2006), Dusty weather forecasts using the MesoNH mesoscale atmospheric model, *J. Geophys. Res.*, *111*, D19205, doi:10.1029/2005JD007007.

Haywood, J. M., S. R. Osborne, P. N. Francis, A. Keil, P. Formenti, M. O. Andreae, and P. H. Kaye (2003), The mean physical and optical properties of regional haze dominated by biomass burning aerosol measured from the C-130 aircraft during SAFARI 2000, *J. Geophys. Res.*, *108*(D13), 8473, doi:10.1029/2002JD002226.

Haywood, J. M., et al. (2008), Overview of the Dust and Biomass-Burning Experiment and African Monsoon Multidisciplinary Analysis Special Observing Period-0, *J. Geophys. Res.*, *113*, D00C17, doi:10.1029/2008JD010077.

Heese, B., and M. Wiegner (2008), Vertical aerosol profiles from Raman polarization lidar observations during the dry season AMMA field campaign, *J. Geophys. Res.*, *113*, D00C11, doi:10.1029/2007JD009487.

Heinold, B., J. Helmert, O. Hellmuth, R. Wolke, A. Ansmann, B. Marticorena, B. Laurent, and I. Tegen (2007), Regional modeling of Saharan dust events using LM-MUSCAT: Model description and case studies, *J. Geophys. Res.*, *112*, D11204, doi:10.1029/2006JD007443.

Herman, M., J. Deuzé, A. Marchand, B. Roger, and P. Lallart (2005), Aerosol remote sensing from POLDER/ADEOS over the ocean: Improved retrieval using a nonspherical particle model, *J. Geophys. Res.*, *110*, D10S02, doi:10.1029/2004JD004798.

Holben, B., et al. (1998), AERONET–A federated instrument network and data archive for aerosol characterization, *Remote Sens. Environ.*, *66*(1), 1–16, doi:10.1016/S0034-4257(98)00031-5.

Holtslag, A. A. M., E. I. F. de Bruijin, and H. L. Pan (1990), A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting, *Mon. Weather Rev.*, *118*, 1561–1575, doi:10.1175/1520-0493(1990)118<1561:AHRAMT>2.0.CO;2.

Hungershoefer, K., K. Zeromskiene, Y. Iinuma, G. Helas, J. Trentmann, T. Trautmann, R. S. Parmar, A. Wiedensohler, M. O. Andreae, and O. Schmid (2008), Modelling the optical properties of fresh biomass burning aerosol produced in a smoke chamber: Results from the EFEU campaign, *Atmos. Chem. Phys.*, *8*(13), 3427–3439, doi:10.5194/acp-8-3427-2008.

Johnson, B. T., K. P. Shine, and P. M. Forster (2004), The semidirect aerosol effect: Impact of absorbing aerosols on marine stratocumulus, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *130*(599), 1407–1422, doi:10.1256/qj.03.61.

Johnson, B., B. Heese, S. McFarlane, P. Chazette, A. Jones, and N. Bellouin (2008a), Vertical distribution and radiative effects of mineral dust and biomass burning aerosol over West Africa during DABEX, *J. Geophys. Res.*, *113*, D00C12, doi:10.1029/2008JD009848.

Johnson, B., S. Osborne, J. Haywood, and M. Harrison (2008b), Aircraft measurements of biomass burning aerosol over West Africa during DABEX, *J. Geophys. Res.*, *113*, D00C06, doi:10.1029/2007JD009451.

Junker, C., and C. Liousse (2008), A global emission inventory of carbonaceous aerosol from historic records of fossil fuel and biofuel consumption for the period 1860–1997, *Atmos. Chem. Phys.*, *8*(5), 1195–1207, doi:10.5194/acp-8-1195-2008.

Kahn, R. A., B. J. Gaitley, J. V. Martonchik, D. J. Diner, K. A. Crean, and B. Holben (2005), Multiangle Imaging Spectroradiometer (MISR) global aerosol optical depth validation based on 2 years of coincident Aerosol Robotic Network (AERONET) observations, *J. Geophys. Res.*, *110*, D10S04, doi:10.1029/2004JD004706.

Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woolen, S. K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and J. Potter (2002), NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (R-2), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *83*, 1631–1643, doi:10.1175/BAMS-83-11-1631(2002)083<1631:NAR>2.3.CO;2.

Kaufman, Y. J., D. Tanré, L. A. Remer, E. F. Vermote, A. Chu, and B. N. Holben (1997), Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer, *J. Geophys. Res.*, *102*(D14), 17,051–17,067, doi:10.1029/96JD03988.

Kiehl, J. T., J. J. Hack, G. B. Bonan, B. A. Boville, B. P. Breigleb, D. Williamson, and P. Rasch (1996), Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3), *NCAR Tech. Rep. NCAR/TN-420+STR*, NCAR, Boulder, Colo.

Kiehl, J., J. J. Hack, G. B. Bonan, B. A. Boville, D. L. Williamson, and P. J. Rasch (1998), The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3, *J. Clim.*, *11*(6), 1131–1149, doi:10.1175/1520-0442(1998)011<1131:TNCFAR>2.0.CO;2.

Kim, S., P. Chazette, F. Dulac, J. Sanak, B. Johnson, and S. Yoon (2009), Vertical structure of aerosols and water vapor over West Africa during the African monsoon dry season, *Atmos. Chem. Phys.*, *9*(20), 8017–8038, doi:10.5194/acp-9-8017-2009.

Kirchstetter, T. W., T. Novakov, and P. V. Hobbs (2004), Evidence that the spectral dependence of light absorption by aerosols is affected by organic carbon, *J. Geophys. Res.*, *109*, D21208, doi:10.1029/2004JD004999.

Klüser, L., and T. Holzer-Popp (2010), Mineral dust effects on clouds and rainfall in the West African Sahel, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, *10*(3), 6167–6197, doi:10.5194/acpd-10-6167-2010.

Konaré, A., A. S. Zakey, F. Solmon, F. Giorgi, S. Rauscher, S. Ibrah, and X. Bi (2008), A regional climate modelling study of the effect of desert dust on the West African monsoon, *J. Geophys. Res.*, *113*, D12206, doi:10.1029/2007JD009322.

Lau, K. M., K. M. Kim, Y. C. Sud, and G. K. Walker (2009), A GCM study of the response of the atmospheric water cycle of West Africa and the Atlantic to Saharan dust radiative forcing, *Ann. Geophys.*, *27*(10), 4023–4037, doi:10.5194/angeo-27-4023-2009.

Laurent, B., B. Marticorena, G. Bergametti, J. F. Lon, and N. M. Mahowald (2008), Modeling mineral dust emissions from the Sahara desert using new surface properties and soil database, *J. Geophys. Res.*, *113*, D14218, doi:10.1029/2007JD009484.

Lawrence, M. G., T. M. Butler, J. Steinkamp, B. R. Gurjar, and J. Lelieveld (2007), Regional pollution potentials of megacities and other major population centers, *Atmos. Chem. Phys.*, *7*(14), 3969–3987, doi:10. 5194/acp-7-3969-2007.

Lemaître, C., C. Flamant, J. Cuesta, J. Raut, P. Chazette, P. Formenti, and J. Pelon (2010), Radiative forcing associated with a springtime case of Bodélé and Sudan dust transport over West Africa, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, *10*(4), 8811–8858, doi:10.5194/acpd-10-8811-2010.

Léon, J., Y. Derimian, I. Chiapello, D. Tanré, T. Podvin, B. Chatenet, A. Diallo, and C. Deroo (2009), Aerosol vertical distribution and optical properties over M'Bour (16.96 w;14.39 n), Senegal from 2006 to 2008, *Atmos. Chem. Phys.*, *9*(23), 9249–9261, doi:10.5194/acp-9-9249-2009.

Levy, R. C., L. A. Remer, S. Mattoo, E. F. Vermote, and Y. J. Kaufman (2007), Second-generation operational algorithm: Retrieval of aerosol properties over land from inversion of moderate resolution imaging spectroradiometer spectral reflectance, *J. Geophys. Res.*, *112*, D13211, doi:10.1029/2006JD007811.

Liousse, C., J. E. Penner, C. Chuang, J. J. Walton, H. Eddleman, and H. Cachier (1996), A global three-dimensional model study of carbonaceous aerosols, *J. Geophys. Res.*, *101*(D14), 19,411–19,432, doi:10.1029/95JD03426.

Liousse, C., et al. (2004), Deriving global quantitative estimates for spatial and temporal distributions of biomass burning emissions, in *Emissions of Atmospheric Trace Compounds*, pp. 77–120, Kluwer Acad., Norwell, Mass.

Liousse, C., et al. (2010), Western African aerosols modelling with updated biomass burning emission inventories in the frame of the AMMA-IDAF program, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, *10*(3), 7347–7382, doi:10.5194/acpd-10-7347-2010.

Magi, B. I., and P. V. Hobbs (2003), Effects of humidity on aerosols in southern Africa during the biomass burning season, *J. Geophys. Res.*, *108*(D13), 8495, doi:10.1029/2002JD002144.

Mallet, M., et al. (2008), Aerosol direct radiative forcing over Djougou (northern Benin) during the African Monsoon Multidisciplinary Analysis dry season experiment (Special Observation Period-0), *J. Geophys. Res.*, *113*, D00C01, doi:10.1029/2007JD009419.

Mallet, M., P. Tulet, D. Sera, F. Solmon, O. Dubovik, J. Pelon, V. Pont, and O. Thouron (2009), Impact of dust aerosols on the radiative budget, surface heat fluxes, heating rate profiles and convective activity over West Africa during march 2006, *Atmos. Chem. Phys.*, *9*(18), 7143–7160, doi:10.5194/acp-9-7143-2009.

Markowicz, K. M., P. J. Flatau, A. M. Vogelmann, P. K. Quinn, and E. J. Welton (2003), Clear-sky infrared aerosol radiative forcing at the surface and the top of the atmosphere, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *129*(594), 2927–2947, doi:10.1256/qj.02.224.

Marticorena, B., and G. Bergametti (1995), Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme, *J. Geophys. Res.*, *100*(D8), 16,415–16,430, doi:10.1029/95JD00690.

McConnell, C. L., E. J. Highwood, H. Coe, P. Formenti, B. Anderson, S. Osborne, S. Nava, K. Desboeufs, G. Chen, and M. A. J. Harrison (2008), Seasonal variations of the physical and optical characteristics of Saharan dust: Results from the Dust Outflow and Deposition to the Ocean (DODO) experiment, *J. Geophys. Res.*, *113*, D14S05, doi:10.1029/2007JD009606.

McConnell, C. L., P. Formenti, E. J. Highwood, and M. A. J. Harrison (2010), Using aircraft measurements to determine the refractive index of Saharan dust during the DODO experiments, *Atmos. Chem. Phys.*, *10*(6), 3081–3098, doi:10.5194/acp-10-3081-2010.

McFarlane, S. A., E. I. Kassianov, J. Barnard, C. Flynn, and T. P. Ackerman (2009), Surface shortwave aerosol radiative forcing during the atmospheric radiation measurement mobile facility deployment in Niamey, Niger, *J. Geophys. Res.*, *114*, D00E06, doi:10.1029/2008JD010491.

Michel, C., C. Liousse, J. Grégoire, K. Tansey, G. R. Carmichael, and J. Woo (2005), Biomass burning emission inventory from burnt area data given by the SPOT-VEGETATION system in the frame of TRACE-P and ACE-Asia campaigns, *J. Geophys. Res.*, *110*, D09304, doi:10.1029/2004JD005461.

Miller, R. L., I. Tegen, and J. Perlwitz (2004), Surface radiative forcing by soil dust aerosols and the hydrologic cycle, *J. Geophys. Res.*, *109*, D04203, doi:10.1029/2003JD004085.

Milton, S. F., G. Greed, M. E. Brooks, J. Haywood, B. Johnson, R. P. Allan, A. Slingo, and W. M. F. Grey (2008), Modeled and observed atmospheric radiation balance during the West African dry season: Role of mineral dust, biomass burning aerosol, and surface albedo, *J. Geophys. Res.*, *113*, D00C02, doi:10.1029/2007JD009741.

Myhre, G., A. Grini, J. M. Haywood, F. Stordal, B. Chatenet, D. Tanré, J. K. Sundet, and I. S. A. Isaksen (2003), Modeling the radiative impact of mineral dust during the Saharan Dust Experiment (SHADE) campaign, *J. Geophys. Res.*, *108*(D18), 8579, doi:10.1029/2002JD002566.

Myhre, G., et al. (2004), Intercomparison of satellite retrieved aerosol optical depth over the ocean, *J. Atmos. Sci.*, *61*(5), 499–513, doi:10.1175/1520-0469(2004)061<0499:IOSRAO>2.0.CO;2.

Myhre, G., C. Hoyle, T. Berglen, B. Johnson, and J. Haywood (2008), Modeling of the solar radiative impact of biomass burning aerosols during the Dust and Biomass-burning Experiment (DABEX), *J. Geophys. Res.*, *113*, D00C16, doi:10.1029/2008JD009857.

Otto, S., M. de Reus, T. Trautmann, A. Thomas, M. Wendisch, and S. Borrmann (2007), Atmospheric radiative effects of an in situ measured Saharan dust plume and the role of large particles, *Atmos. Chem. Phys.*, *7*(18), 4887–4903, doi:10.5194/acp-7-4887-2007.

Pal, J., et al. (2007), Regional climate modeling for the developing world—The ICTP RegCM3 and regCNET, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *88*(9), 1395–1409, doi:10.1175/BAMS-88-9-1395.

Pelon, J., M. Mallet, A. Mariscal, P. Goloub, D. Tanré, D. B. Karam, C. Flamant, J. Haywood, B. Pospichal, and S. Victori (2008), Micro-lidar observations of biomass burning aerosol over Djougou (Benin) during African Monsoon Multidisciplinary Analysis Special Observation Period 0: Dust and Biomass-Burning Experiment, *J. Geophys. Res.*, *113*, D00C18, doi:10.1029/2008JD009976.

Perlwitz, J., and R. L. Miller (2010), Cloud cover increase with increasing aerosol absorptivity: A counterexample to the conventional semidirect aerosol effect, *J. Geophys. Res.*, *115*, D08203, doi:10.1029/2009JD012637.

Peyrillé, P., J.-P. Lafore, and J.-L. Redelsperger (2007), An idealized two-dimensional framework to study the West African monsoon, part I: Validation and key controlling factors, *J. Atmos. Sci.*, *64*(8), 2765–2782, doi:10.1175/JAS3919.1.

Pinker, R. T., H. Liu, S. R. Osborne, and C. Akoshile (2010), Radiative effects of aerosols in sub-Sahel Africa: Dust and biomass burning, *J. Geophys. Res.*, *115*, D15205, doi:10.1029/2009JD013335.

Pont, V., M. Mallet, C. Liousse, L. Gomes, F. Malavelle, F. Solmon, C. Galy, E. Gardrat, and P. Castéra (2009), Mixing of dust and carbonaceous aerosols: Three concepts of chemical scheme from AMMA dry season experiment (SOP 0 – January 2006) at Djougou (Benin), paper presented at AMMA Conference, AMMA, Ouagadougou, Burkina Faso.

Prospero, J. M., P. Ginoux, O. Torres, S. E. Nicholson, and T. E. Gill (2002), Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the NIMBUS7 total ozone mapping spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Rev. Geophys.*, *40*(1), 1002, doi:10.1029/2000RG000095.

Qian, Y., F. Giorgi, Y. Huang, W. Chameides, and C. Luo (2001), Regional simulation of anthropogenic sulfur over east Asia and its sensitivity to model parameters, *Tellus, Ser. B*, *53*(2), 171–191, doi:10.1034/j.1600-0889.2001.d01-14.x.

Raut, J., and P. Chazette (2008), Radiative budget in the presence of multi-layered aerosol structures in the framework of AMMA SOP-0, *Atmos. Chem. Phys.*, *8*(22), 6839–6864, doi:10.5194/acp-8-6839-2008.

Reid, J. S., T. F. Eck, S. A. Christopher, R. Koppmann, O. Dubovik, D. P. Eleuterio, B. N. Holben, E. A. Reid, and J. Zhang (2005), A review of biomass burning emissions part III: Intensive optical properties of biomass burning particles, *Atmos. Chem. Phys.*, *5*(3), 827–849, doi:10.5194/acp-5-827-2005.

Russell, P., et al. (2002), Comparison of aerosol single scattering albedos derived by diverse techniques in two North Atlantic experiments, *J. Atmos. Sci.*, *59*(3), 609–619, doi:10.1175/1520-0469(2002)059<0609:COASSA>2.0.CO;2.

Satheesh, S. K., and V. Ramanathan (2000), Large differences in tropical aerosol forcing at the top of the atmosphere and Earth's surface, *Nature*, *405*(6782), 60–63, doi:10.1038/35011039.

Schkolnik, G., D. Chand, A. Hoffer, M. Andreae, C. Erlick, E. Swietlicki, and Y. Rudich (2007), Constraining the density and complex refractive index of elemental and organic carbon in biomass burning aerosol using optical and chemical measurements, *Atmos. Environ.*, *41*(5), 1107–1118, doi:10.1016/j.atmosenv.2006.09.035.

Slingo, A., et al. (2006), Observations of the impact of a major Saharan dust storm on the atmospheric radiation balance, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L24817, doi:10.1029/2006GL027869.

Slingo, A., H. E. White, N. A. Bharmal, and G. J. Robinson (2009), Overview of observations from the RADAGAST experiment in Niamey, Niger: 2. Radiative fluxes and divergences, *J. Geophys. Res.*, *114*, D00E04, doi:10.1029/2008JD010497.

Sokolik, I. N., and O. B. Toon (1999), 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, doi:10.1029/1998JD200048.

Solmon, F., F. Giorgi, and C. Liousse (2006), Aerosol modelling for regional climate studies: Application to anthropogenic particles and evaluation over a European/African domain, *Tellus, Ser. B*, *58*(1), 51–72, doi:10.1111/j.1600-0889.2005.00155.x.

Solmon, F., M. Mallet, N. Elguindi, F. Giorgi, A. Zakey, and A. Konaré (2008), Dust aerosol impact on regional precipitation over western Africa, mechanisms and sensitivity to absorption properties, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L24705, doi:10.1029/2008GL035900.

Stephens, G. L. (1984), The parameterization of radiation for numerical weather prediction and climate models, *Mon. Weather Rev.*, *112*, 826, doi:10.1175/1520-0493(1984)112<0826:TPORFN>2.0.CO;2.

Sud, Y. C., E. Wilcox, W. K.-M. Lau, G. K. Walker, X.-H. Liu, A. Nenes, D. Lee, K.-M. Kim, Y. Zhou, and P. S. Bhattacharjee (2009), Sensitivity of boreal-summer circulation and precipitation to atmospheric aerosols in selected regions–part 1: Africa and India, *Ann. Geophys.*, *27*(10), 3989–4007, doi:10.5194/angeo-27-3989-2009.

Tanré, D., F. M. Bréon, J. L. Deuzé, M. Herman, P. Goloub, F. Nadal, and A. Marchand (2001), Global observation of anthropogenic aerosols from satellite, *Geophys. Res. Lett.*, *28*(24), 4555–4558, doi:10.1029/2001GL013036.

Todd, M. C., et al. (2008), Quantifying uncertainty in estimates of mineral dust flux: An intercomparison of model performance over the Bodélé depression, northern Chad, *J. Geophys. Res.*, *113*, D24107, doi:10.1029/2008JD010476.

Tulet, P., M. Mallet, V. Pont, J. Pelon, and A. Boone (2008), The 7–13 March 2006 dust storm over West Africa: Generation, transport, and vertical stratification, *J. Geophys. Res.*, *113*, D00C08, doi:10.1029/2008JD009871.

Tummon, F., F. Solmon, C. Liousse, and M. Tadross (2010), Simulation of the direct and semi-direct aerosol effects on the southern Africa regional climate during the biomass burning season, *J. Geophys. Res.*, *115*, D19206, doi:10.1029/2009JD013738.

United Nations (2005), World urbanization prospects: The 2005 revision, vol. I, Comprehensive tables, *ESA/P/WP/2005*, Geneva, Switzerland. (Available at www.un.org/esa/population/publications/WUP2005/2005wup.htm)

van der Werf, G. R., J. T. Randerson, G. J. Collatz, L. Giglio, P. S. Kasibhatla, A. F. Arellano Jr., S. C. Olsen, and E. S. Kasischke (2004), Continental-scale partitioning of fire emissions during the 1997 to 2001 El Niño/La Niña period, *Science*, *303*(5654), 73–76, doi:10.1126/science.1090753.

van der Werf, G. R., J. T. Randerson, L. Giglio, G. J. Collatz, P. S. Kasibhatla, and A. F. Arellano Jr. (2006), Interannual variability in global biomass burning emissions from 1997 to 2004, *Atmos. Chem. Phys.*, *6*(11), 3423–3441, doi:10.5194/acp-6-3423-2006.

Wang, H., G. Shi, S. Li, W. Li, B. Wang, and Y. Huang (2006), The impacts of optical properties on radiative forcing due to dust aerosol, *Adv. Atmos. Sci.*, *23*, 431–441, doi:10.1007/s00376-006-0431-5.

Yoshioka, M., N. M. Mahowald, A. J. Conley, W. D. Collins, D. W. Fillmore, C. S. Zender, and D. B. Coleman (2007), Impact of desert dust radiative forcing on Sahel precipitation: Relative importance of dust compared to sea surface temperature variations, vegetation changes, and greenhouse gas warming, *J. Clim.*, *20*(8), 1445–1467, doi:10.1175/JCLI4056.1.

Zakey, A. S., F. Solmon, and F. Giorgi (2006), Implementation and testing of a desert dust module in a regional climate model, *Atmos. Chem. Phys.*, *6*(12), 4687–4704, doi:10.5194/acp-6-4687-2006.

Zarzycki, C. M., and T. C. Bond (2010), How much can the vertical distribution of black carbon affect its global direct radiative forcing?, *Geophys. Res. Lett.*, *37*, L20807, doi:10.1029/2010GL044555.

B. Johnson, Met Office, FitzRoy Road, Exeter, EX1 3PB, UK. (ben.johnson@metoffice.gov.uk)

J.-F. Leon, C. Liousse, F. Malavelle, M. Mallet, and V. Pont, Laboratoire d'Aérologie, UMR5560, Université Paul Sabatier, CNRS, 14 avenue Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France. (malf@aero.obs-mip.fr)

F. Solmon, International Centre for Theoretical Physics, 11 Strada Costiera, I-34151 Trieste, Italy. (fsolmon@ictp.it)

3.4 Synthèse de l'article et Conclusion du chapitre

Cet article présente une évaluation du modèle RegCM3 au travers de la simulation de la saison sèche 2006. Le forçage radiatif des aérosols de feux de biomasse en complément des aérosols désertiques est estimé ainsi que les conséquences sur les taux d'échauffement atmosphérique. Les principaux résultats présentés ci-dessus peuvent être résumés ainsi :

- L'albédo de simple diffusion estimé par RegCM3 varie significativement au cours de la saison sèche de façon similaire aux observations AERONET/PHOTONS. Ceci illustre la contribution croissante des aérosols de feux de biomasse (maximale entre décembre et janvier) et met en évidence que la périodicité des émissions est bien reproduite par l'inventaire bbAMMA sur la région. Pendant les mois de décembre et janvier, l'albédo de simple diffusion simulé à 440 nm au-dessus du Sahel se situe entre 0.81 et 0.83 quand les aérosols de feux de biomasse dominent le mélange atmosphérique. Pendant les mois de mars et avril pour lesquels l'aérosol désertique domine, l'albédo de simple diffusion simulé à 440 nm se situe entre 0.90 et 0.92.

- La répartition spatiale et verticale des aérosols désertiques et des aérosols de feux de biomasse a été analysée. La structure verticale a notamment été comparée aux observations LIDAR du coefficient d'extinction au niveau des sites de Niamey (Niger, relativement proche des zones sources) et du site de M'Bour (Sénégal, plus loin des sources dans la zone d'export en direction de l'océan Atlantique). On montre que la stratification des couches est correctement capturée dans les simulations effectuées. En effet, les aérosols de feux de biomasses sont essentiellement contenus dans une couche comprise entre 2 et 5km d'altitude tandis que l'aérosol désertique est présent essentiellement dans le premier km de l'atmosphère. En terme d'amplitude cependant, les profils d'extinction simulés au niveau du site de M'Bour ne sont pas toujours satisfaisants. Ces biais semblent illustrer les faiblesses de RegCM quant au transport longue distance des aérosols. Pour approfondir cela, il serait intéressant d'étudier le transport des aérosols depuis leurs zones sources vers les zones océaniques. Une approche possible pourrait consister à considérer les données du LIDAR CALIOP (*Winker and Hunt*, 2007) embarqué sur la plateforme satellitaire CALIPSO. Bien que la fauchée du LIDAR ne permette qu'une couverture géographique très restreinte, le nombre important de mesures disponibles (instrument opérationnel depuis juin 2006) pourrait être utilisé pour obtenir une climatologie de la répartition horizontale et verticale des aérosols en Afrique de l'ouest. Ces données présentent d'autant plus d'intérêt qu'elles complètent le manque d'information liée à l'absence de photomètre dans certaines zones, notamment au centre du continent où des désaccords entre AOT simulée et AOT observée par les satellites sont constatés.

- Les charges d'aérosols à l'échelle régionale ont été étudiées au travers des champs d'épaisseur optique à 500 nm. Les simulations proposent des estimations en bon accord à l'échelle locale (comparaison avec les sites AERONET/PHOTON) et régional. En moyenne sur la zone Sahélienne/Golfe de Guinée, l'épaisseur optique pendant DJF [1] simulée par RegCM vaut 0.401 (à 500 nm). Cette valeur se compare bien avec les produits satellite : respectivement 0.367, 0.343 et 0.392 pour MISR, MODIS, et PARASOL (à 500-550 nm).

- Cependant, l'épaisseur optique à 500 nm simulée pendant DJF présente un maximum au centre de l'Afrique alors que les estimations satellites montrent un maximum au-dessus du golfe de Guinée. Les aérosols de feux sont par ailleurs observés plutôt au sud du Nigeria et du Benin par les satellites, alors que le modèle donne des épaisseurs optiques plus élevées à l'est, en accord avec les mesures du CO restituées près de la surface par le satellite MOPITT. MOPITT montre également que la distribution de CO totale concorde bien avec celle de l'AOT donnée par les

1. Décembre Janvier Février

autres satellites. Ceci semble donner un certain niveau de confiance quant à la localisation des zones sources d'aérosols de feux de biomasse données par les inventaires bbAMMA. Plusieurs hypothèses sont proposées pour expliquer ces désaccords :

- Les inventaires utilisés fournissent une estimation trop forte des émissions dans cette zone. Il est possible qu'une part de la sous-estimation de l'AOT au-dessus du golfe de Guinée puisse être liée aux émissions par les méga-cités africaines (e.g. Lagos) où l'industrie pétrolière est mal ou non prise en compte dans les inventaires anthropiques.
- Les produits satellites ne représentent pas correctement la réalité des champs d'aérosols. En effet, les produits satellites fournissent des observations pour des pixels de ciel clair uniquement. Compte tenu du fort couvert nuageux présent en cette saison au-dessus du golfe, on peut se demander si le maximum d'observations ne correspondrait pas à des situations synoptiques particulières permettant de dégager l'atmosphère (e.g. fort Harmattan chargé essentiellement en aérosol désertiques).
- La dynamique et les paramétrisations physique du modèle sont imparfaites. L'analyse des profils d'extinction au niveau de M'Bour semble en effet illustrer les difficultés du modèle à advecter à longue distance les aérosols.

Ce dernier point suggère plusieurs améliorations possibles du modèle RegCM :

▷ un processus physique important du point de vue des aérosols pouvant avoir une influence sur la charge atmosphérique en particules, est le dépôt (sec et humide). Le dépôt sec en particulier, est décrit au premier ordre (pour les aérosols de feux de biomasse) et est représenté par une vitesse moyenne qui reste constante au cours de la simulation. Ce puits pour les aérosols ne prend donc pas en compte la dynamique des particules (vieillissement chimique, influences météorologiques). Les valeurs de vitesses de dépôt sec retenues (une pour les zones terrestres et une pour les zones océaniques) restent donc une source d'incertitudes. Pour pallier aux incertitudes liées à la représentation du dépôt sec, un développement possible, pourrait consister à tirer parti des observations issues du réseau IDAF (IGAC[2]-DEBITS[3]-AFrique) afin de mieux caractériser les processus de dépôt, et cela de manière spécifique à l'aérosol africain.

▷ Le dépôt humide, bien que moins prépondérant pendant la saison sèche, peut également avoir un rôle important sur le retrait des aérosols de l'atmosphère. Tout comme le dépôt sec, le dépôt associé aux processus humides restent décrit simplement dans RegCM. En particulier, l'absence d'un schéma d'activation des aérosols en gouttelettes nuageuses constitue une absence de puits pour les aérosols et pourrait éventuellement expliquer en partie la surestimation de l'AOT près des zones sources d'aérosols de feux. En effet les aérosols de feux de biomasse présentent une bonne hygroscopicité, faisant d'eux des noyaux de condensation nuageux efficaces.

▷ La distribution granulométrique des aérosols désertiques n'a pas été analysée dans cette étude. Cependant, c'est un paramètre important, tant du point de vue des propriétés optiques que de celui des émissions et du transport. Certains travaux ont proposé une réévaluation de la distribution en taille pour représenter la granulométrie de l'aérosol désertique à l'émission en Afrique de l'ouest (chap. 2). Par exemple, l'étude de *Crumeyrolle et al.* (2010) montre que la nouvelle distribution en taille des aérosols désertiques à l'émission déterminées lors de la campagne AMMA améliore les simulations effectués avec le modèle MESO-NH par rapport a la simulation effectuée avec la distribution en taille

2. International Geosphere Biosphere Program
3. DEposition of Biogeochemically Important Trace Species

d'*Alfaro and Gomes* (2001) (distribution actuellement considérée dans RegCM).

- A l'issue de cette simulation, le forçage radiatif direct des aérosols a été estimé au sommet de l'atmosphère (TOA), dans l'atmosphère (ATM) et en surface (SRF). Le forçage radiatif direct TOA est très sensible à l'albédo de simple diffusion des aérosols ainsi qu'à l'albédo de la surface. Au-dessus des surfaces sombres (océans, terres recouvertes de végétation), le forçage radiatif direct TOA (visible + infrarouge) moyenné entre décembre et février 2006 est compris entre -5.25 W/m^2 et -4.0 W/m^2. Au-dessus des surfaces les plus réfléchissantes (les zones désertiques) celui-ci peut devenir positif localement (i.e. réchauffement du système terre atmosphère). Sur le Sahara, le forçage radiatif direct TOA est ainsi proche de zéro avec une valeur moyenne estimée à -0.15 W/m^2. La grande divergence entre le forçage radiatif direct TOA et le forçage radiatif direct SRF indique que l'absorption du rayonnement visible par les aérosols est importante au sein de l'atmosphère. Cela se traduit par un forçage radiatif direct atmosphérique compris entre +11.47 et +24.40 W/m^2 au-dessus du Sahara et du Sahel respectivement, indiquant un réchauffement diabatique important de l'atmosphère.

- Plusieurs expériences ont été menées dans lesquelles sont considérés (i) aérosols de combustion et aérosols désertiques (ii) aérosols désertiques seulement (iii) aérosols de combustion seulement. Ceci permet d'estimer la contribution de l'aérosol de feux de biomasse au forçage radiatif direct au niveau atmosphérique. Ainsi, celle-ci a été évaluée à 95% et 90% au-dessus du Golfe de Guinée et du Sahel respectivement en moyenne saisonnière. La prise en compte de ces aérosols explique quant à elle respectivement 45% et 50% du forçage radiatif direct en surface au-dessus de ces mêmes sous-régions, en bon accord avec les estimations déduites des mesures in-situ durant AMMA/DABEX (*Haywood et al.*, 2008). Cependant, ces estimations, par opposition aux mesures locales dans le temps effectuées pendant AMMA/DABEX, sont calculées à l'échelle de la saison. Cela illustre bien le rôle significatif de l'aérosol de feux de biomasse dans le bilan radiatif en saison sèche et la nécessité de considérer cette espèce dans des études d'impact.

- Associé à ces forçage radiatif ATM, nous avons estimé un taux d'échauffement moyen en DJF d'environ 1.2 $K/jour$ à 12H UTC dans la couche d'aérosols de feux de biomasse au voisinage de Niamey. A l'échelle régionale le taux d'échauffement est typiquement compris entre +0.2 et +0.6 $K/jour$ en moyenne journalière durant la saison sèche au-dessus du Sahel dans la couche d'aérosols de feux de biomasse.

Le forçage radiatif direct exercé par les aérosols ouest africain, et plus particulièrement l'aérosol de combustion, suggère que des modifications thermodynamiques non négligeables de l'atmosphère ouest africaine sont susceptibles de se produire à l'échelle de la saison (traduites ici au travers de l'estimation des taux d'échauffement). Par extension, le climat de la région pourrait être alors affecté. L'évaluation faite de la simulation sèche 2006 indique que malgré certains défauts, le modèle RegCM semble raisonnablement adapté pour étudier ces questions. Cela nous conduit donc à nous intéresser maintenant à l'impact climatique des aérosols de feux de biomasse et des aérosols désertiques dans le chapitre suivant.

4

Impacts climatiques des aérosols de feux de biomasse et désertiques entre 2001 et 2006 : Focus sur la saison sèche

Sommaire

4.1 Stratégie de modélisation **115**

4.2 Évaluation du module optique de RegCM3 pour des simulations long terme (2001-2006) : Focus sur l'absorption (Article 2) **116**

4.3 Synthèse de l'article 2 . . . . . **136**

4.4 Impacts des aérosols sur le climat régional **137**

4.4.1 Èvaluation du modèle RegCM3 sur l'Afrique de l'ouest 137

4.4.2 Forçage radiatif direct (SW et LW) des aérosols 141

4.4.3 Impacts du forçage radiatif direct et semi-direct sur le climat régional . 144

4.5 Conclusion du chapitre **148**

Jusqu'à présent, les études en Afrique Saharienne et Sahélienne de l'impact climatique des aérosols atmosphériques ont principalement porté leur attention sur les poussières minérales (cf. section 2.3.2). Un manque d'informations concernant l'impact potentiel des aérosols de feux de biomasse persiste. Or, le précédent chapitre nous a renseigné sur le rôle des aérosols de feux de biomasse, en terme de forçage radiatif direct, en complément de celui des aérosols désertiques. Du point de vue climatique, il apparaît alors intéressant d'étudier les conséquences de ce forçage. Ceci fait l'objet de ce chapitre.

Comme cela a été montré au cours des deux premiers chapitres, le signe du forçage radiatif direct des aérosols (positif ou négatif) ainsi que ses rétroactions associées sont extrêmement sensibles aux propriétés d'absorption de la population de particules. Des erreurs d'estimation importantes peuvent apparaître si l'albédo de simple diffusion est mal contraint dans le code de transfert radiatif même si la charge en particules (épaisseur optique) est correctement simulée par le modèle.

Dans cette problématique, il nous est apparu important de nous concentrer sur la restitution de ce paramètre dans nos simulations climatiques. Depuis peu, certains produits satellites novateurs ont commencé à fournir des informations sur les propriétés absorbantes des aérosols en plus des estimations classiques de l'épaisseur optique (OMI *Jethva and Torres* 2011 ; PARASOL *Dubovik et al.* 2011 ; MODIS-Deep Blue *Hsu et al.* 2004 ; MISR *Kahn et al.* 2010). Ainsi afin de mieux comprendre la répartition très variable du mélange d'aérosols dans la région, nous avons complété notre approche de modélisation avec ces données.

Cet aspect est tout d'abord discuté en détail dans la première partie de ce chapitre sous la forme d'une publication. La seconde partie aborde une étude de l'impact climatique des aérosols de feux de biomasse et des aérosols désertiques pour la saison sèche où les deux espèces coexistent. Par impact climatique nous entendons ici l'impact climatique à court terme puisque les simulations effectuées se focalisent sur une période de six années (2001-2006).

4.1 Stratégie de modélisation

Pour cette étude, nous avons utilisé le modèle RegCM3 pour simuler le climat Ouest africain sur la période 2001-2006. Cette période est choisie car elle correspond à la période pour laquelle les inventaires de feux de biomasse (bbAMMA) sont disponibles (*Liousse et al.*, 2010). Dans cette étude, nous ne considérons pas les émissions de gaz à effet de serre (e.g. CO_2) associées aux feux de biomasse. Seules les émissions de carbone suie et de carbone organique sont prises en compte au travers des inventaires bbAMMA fournis à une résolution temporelle journalière et une résolution spatiale de 0.25×0.25. Le modèle est intégré d'avril 2000 à février 2007. Nous ne considérons pas dans notre analyse les neufs premiers mois de simulation qui sont considérés ici comme le temps nécessaire à la mise en équilibre du modèle (*spin-up*).

Trois expériences sont menées en parallèle : une première expérience servant d'expérience de contrôle (expérience REF) dans laquelle aucun aérosol n'est considéré. Les deux expériences suivantes intègrent respectivement les impacts des aérosols désertiques (expérience DUST) et les impacts des aérosols de feux de biomasse et des aérosols désertiques (BBDUST). Les résultats de chaque expérience correspondent à une moyenne d'un ensemble de cinq simulations pour lesquelles les conditions initiales sont modifiées (ici la date initiale de début des simulations) afin de réduire la contribution de l'erreur liée à la variabilité interne du modèle sur la réponse

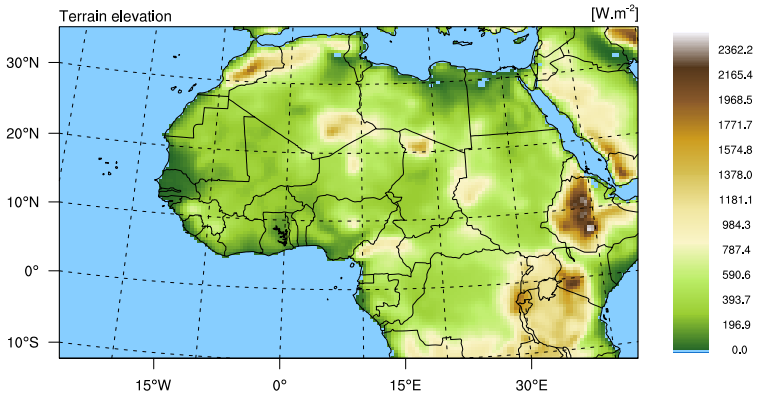


FIGURE 4.1 – *Altimétrie (en mètre) de la région illustrant le domaine de simulation*

climatique.

D'un point de vue des aérosols et des paramétrisations retenues, le modèle est configuré de manière similaire à l'étude du chapitre 3. Le domaine de simulation couvre l'Afrique de l'ouest et s'étend approximativement entre 10S-35N et 25W-35E (Fig. 4.1) avec une résolution horizontale de 45 km. Pour des raisons de coût numérique, nous avons abaissé la résolution verticale de 23 niveaux à 18. Dans le cadre de notre étude, ce changement n'a pas montré d'effet significatif sur les champs d'aérosols simulés. Les conditions aux limites qui forcent RegCM3 ont été changées. Nous avons considéré les ré-analyses du centre européen de prévision (ECMWF/ERA-Interim) plus adaptées pour cette région (*Sylla et al.*, 2009). La température de surface océanique est fixe et prescrite à partir des données en moyenne hebdomadaire OISSTs de la NOAA [1].

4.2 Évaluation du module optique de RegCM3 pour des simulations long terme (2001-2006) : Focus sur l'absorption (Article 2)

Tout d'abord, nous discutons ici les résultats concernant les propriétés optiques simulées sur la région. Nous avons plus particulièrement focalisé cette analyse sur les propriétés d'absorption (épaisseur optique d'absorption et albédo de simple diffusion) des particules comme mentionné précédemment. Ces résultats sont présentés ici sous la forme d'une publication en cours de soumission à *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*.

1. U.S. National Oceanic and Atmospheric Administration

Long-term simulations (2001-2006) of biomass burning and mineral dust optical properties over West Africa : comparisons with new satellite retrievals

Authors' names and affiliations : Florent MALAVELLE, Marc MALLET, Véronique PONT, Fabien SOLMON, Catherine LIOUSSE.

Abstract

The West African region is characterized by large concentrations of smoke and biomass burning aerosols, which could significantly modify the regional radiative budget and the hydrological cycle. Here, we propose long-term (2001-2006) RegCM simulations of aerosol optical properties over West Africa together with their spectral dependences. Results of simulations are evaluated at local and regional scale by using surface network (AERONET/PHOTONS) and remote sensing observations (MODIS, MISR, OMI) especially during the dry season, December-January-February, DJF. New original satellite retrievals are tested and compared to RegCM simulations. Concerning AOD, we obtain values in agreement with AERONET/PHOTONS observations at the local scale but some differences clearly appear between simulated AOD and regional MISR, OMI and MODIS view, especially over (1) the central Africa and (2) the gulf of Guinea during DJF. Concerning simulated SSA (for visible wavelengths), our results display (1) comparable values with level 2 AERONET/PHOTONS local observations together with (2) non negligible differences with satellite (MODIS Deep blue, OMI and MISR products) observations. In most cases, satellite SSA is found to be higher than those simulated by RegCM and retrieved through AERONET/PHOTONS network. In parallel, we also note significant differences on retrieved SSA from each satellite (OMI, MISR, MODIS Deep Blue) remote sensing techniques over this specific region. Finally, our work highlights that the spectral dependence of aerosol optical properties is a useful parameter to adapt so that modeled simulations should be be better evaluated and constrained.

1 Introduction

Africa is the world's largest source of biomass burning (BB) and mineral dust aerosols (*Prospero and Lamb*, 2003; *van der Werf et al.*, 2006). In the arid northern part, atmospheric aerosol loads are largely influenced by large amounts of mineral dust aerosols. These mineral dust particles are emitted continuously during the year and are able to modulate the radiative balance both at local (*Slingo et al.*, 2009) and regional scales (*Grini et al.*, 2006; *Solmon et al.*, 2008; *Milton et al.*, 2008; *Mallet et al.*, 2009; *Cavazos et al.*, 2009). Intense events of dust uplift that regularly occur, have ever been well documented (e.g. *Myhre et al.*, 2003; *Slingo et al.*, 2006;

Heinold et al., 2007; *Tulet et al.*, 2008; *Crumeyrolle et al.*, 2010). Many studies account for the dusty outflow and its ageing from the West Africa towards Atlantic Ocean (*Schepanski et al.*, 2009; *Dall'Osto et al.*, 2010).

In the western part of the continent, the atmosphere is also heavily loaded by carbonaceous aerosols from anthropogenic and biomass burning sources (*Liousse et al.*, 1996; *Cooke et al.*, 1999; *Junker and Liousse*, 2008; *Liousse et al.*, 2010). Biomass burning emissions are likely to be the dominant contributor among these sources of carbonaceous aerosols in the region (*Liousse et al.*, 2004; *Myhre et al.*, 2008). These follow a seasonal cycle with intense fire events during dry season (December to February) and lowest ones during wet season (*Roy et al.*, 2008). Remote sensing observations of the fine mode aerosol optical thickness (AOT) show that biomass burning aerosols are a major contributor to the total bulk AOT in West Africa during dry season (*Tanré et al.*, 2001).

At present, most of 3D numerical exercises (*Yoshioka et al.*, 2007; *Solmon et al.*, 2008; *Konare et al.*, 2008; *Sud et al.*, 2009; *Lau et al.*, 2009) have been mainly focused on the effect of dust aerosols on the West Africa regional radiative budget through their direct and semi-direct radiative effects. The associated feedbacks due to dust particles on the hydrological cycle and on the atmospheric dynamic of the West African monsoon have been also estimated in recent studies (*Lau et al.*, 2009; *Huang et al.*, 2009a,b; *Klüser and Holzer-Popp*, 2010; *Perlwitz and Miller*, 2010; *Zhao et al.*, 2011). As the West African atmosphere is also heavily loaded by smoke aerosols resulting from the incomplete combustion of fossil fuels, biofuels (domestic fire) and biomass burning (*Liousse et al.*, 1996; *Cooke et al.*, 1999; *Junker and Liousse*, 2008; *Liousse et al.*, 2010) and due to the ability of such aerosols to significantly modify the radiative budget (*Haywood et al.*, 2008; *Johnson et al.*, 2008b; *Mallet et al.*, 2008), it appears necessary to investigate the possible impact of the total bulk aerosols on the regional climate, including smoke particles.

Such a study firstly requires controlling the total bulk optical properties before investigating the possible climatic feedbacks. Indeed and contrary to mineral dust particles (i.e., moderate absorbing particles), smoke aerosols are able to strongly absorb (*Johnson et al.*, 2008b) solar radiations and consequently modify the radiative heating profiles of the atmosphere. In that sense, this critical optical property (absorbing efficiency), need to be rigorously evaluated. In that frame and thanks to new original satellite retrievals (MODIS Deep blue, MISR and OMI products), together with surface remote sensing techniques (AERONET/PHOTONS inversions), we test our results of simulations in terms of Aerosol Optical thickness (AOT), Absorption Aerosol Optical Thickness (AAOT) and Single Scattering Albedo (SSA). Furthermore, the spectral dependence of optical properties is also investigated. This work represents, to our knowledge, the first inter-comparison study using these new aerosol satellite products (at different wavelengths) and 3D regional modelling outputs.

Based on dust parameterizations of *Zakey et al.* (2006) and *Solmon et al.* (2008), we performed, over the period 2001-2006, aerosol optical properties simulations over West Africa. As mentioned above, in addition to dust aerosols, biomass burnings and fossil fuels carbonaceous aerosols are also considered in this modelling exercise. Thus, the seasonal variability of bulk aerosol optical properties are evaluated thanks to outputs not only fitted to AERONET products but also to those supplied by MODIS Deep Blue, MISR or OMI satellites. Our study enables to check the variability of the atmospheric aerosol loading and absorbing optical properties at regional scale.

The paper is structured as follows. In section 2, we describe the methodology and data used in this work. The modelling assumptions regarding aerosols and RegCM setups are described

in section 2.1. The observations used for comparisons with model outputs are detailed in sections 2.2 and 2.3. The results are discussed in section 3. We first compare the modelled results to AERONET/PHOTONS ground-based network in section 3.1. The regional comparisons of simulated and retrieved AOT and SSA over land and ocean are discussed in section 3.2. The spectral dependence of AOT and AAOT are discussed in section 3.3. Concluding remarks and perspectives are summarized in section 4.

2 Methodology and data

We use in this work the RegCM3 model developed at the Abdus Salam International Centre of Theoretical Physics (ICTP) (*Giorgi and Mearns*, 1999; *Pal et al.*, 2007) to investigate the spatial and temporal variability of aerosol optical properties in West Africa. In these simulations, we consider dust aerosols emitted from the erosion of arid soils, and carbonaceous and sulphate aerosols resulting from Biomass Burning (BB), combustion of Bio-Fuel (BF) together with Fossil Fuel (FF). We simulate the period spanning from January 2001 to January 2007 as reported by *Solmon et al.* (2008).

In this study, we focus our analyses on aerosols fields, in particular the aerosol absorption property. In fact, aerosol absorption (typically expressed in terms of aerosol single scattering albedo) is one of the largest contributor to the total uncertainty in aerosol direct radiative forcing (*McComiskey et al.*, 2008). At present, most comparisons between models and satellite have been conducted with AOT. In order to evaluate the accuracy of RegCM simulations, we compare modeled aerosols optical properties outputs to data retrieved from local remote sensing observations (AERONET/PHOTONS ground-based network) together with those obtained from current generation of Earth Observatory System and A-train spaceborne instruments, providing a regional picture conversely to local stations. To strengthen our comparative approach at regional scale we consider aerosols retrievals from three different sensors including the Multi-angle Imaging SpectroRadiometer (MISR), the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) and the Ozone Monitoring Instrument (OMI). All these sensors not only offer the advantage of estimating the aerosol optical thickness, but give also estimation of aerosols absorption properties through the AAOT and SSA. Future promising developments are conducted using PARASOL (*Dubovik et al.*, 2011) but the data are not available at present. Besides, another benefit of these products is that they provide near-global daily distribution of aerosol optical properties at multiple wavelengths. This allows to investigate the spectral dependence of aerosol optical properties. The following subsections shortly describe the model setups and the different useful measurements.

2.1 The RegCM3 Model, configuration and aerosol optical properties

The RegCM modeled domain covers Western Africa ($\sim$ 20W-40E, 5S-35N), with a 45 km horizontal resolution on 18 hydrostatic sigma levels in the vertical . The model is driven at boundaries by the ERA Intererim reanalysis (*Simmons et al.*, 2007). Model setup and parameterizations are similar to that described in *Malavelle et al.* (2011). We briefly remind here some of the aerosol assumptions considered in this study. First, dust aerosol emissions are prescribed by an online dynamical scheme (*Zakey et al.*, 2006) which follows the saltation (horizontal flux) and sandblasting (vertical flux) parameterizations from *Marticorena and Bergametti* (1995) and *Alfaro and Gomes* (2001), respectively. The dust aerosols are represented by four tracers binned into [0.1-1.0 μm; 1.0-2.5 μm; 2.5-5.0 μm; 5.0-20 μm] in diameter. Secondly, emissions of carbonaceous and sulphate aerosols are prescribed by inventories dataset. The bbAMMA inventories

are based on the Système Probatoire d'Observation de la Terre (SPOT) vegetation burnt area products (*Michel et al.*, 2005; *Liousse et al.*, 2010). Anthropogenic (FF and BF) aerosol emissions are based on the *Junker and Liousse* (2008) inventory. Carbonaceous aerosols are represented by two tracers BC and OC standing for Black carbon and Organic Carbon.

The RegCM model enables to follow the evolution of the mass concentration of externally-mixed aerosol tracers. The AOT is estimated by multiplying the mass extinction efficiency (the extinction normalized by the mass, K_{ext} in m^2/g), to the prognostic mass of each tracer and is then vertically integrated. The spectral dependence of AOT provides also additional information and enables us to distinguish between fine anthropogenic aerosols (e.g. carbonaceous aerosols from pollution and/or combustion) and natural particles (mainly dominated by coarse aerosols such as mineral dust or sea salt). The spectral dependence of AOT can be represented in term of AOT Angstrom Exponent (AE_{AOT}) expressed as :

$$AE_{AOT}(\lambda_1, \lambda_2) = -\frac{ln\left(\frac{AOT(\lambda_1)}{AOT(\lambda_2)}\right)}{ln\left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)} \tag{4.1}$$

Where λ_1 and λ_2 are the radiation wavelengths. For typical aerosols mixture observed in West Africa, AE_{AOT} between 440 and 870 nm is lower than 0.5 when coarse mineral dust dominate the mixture while it is above 1 when fine smoke particles are present. The AOT can be discriminated in the sum of absorption AOT and scattering AOT corresponding to the two pathways of the light extinction. In a similar way to AE_{AOT} we can define an AE for SSA (AE_{SSA}) and AE for AAOT (AE_{AAOT}) that better help to identify the different type of aerosols and to make comparisons with observed data. Indeed, biomass burning and dust aerosols spectral absorption have different slopes. *Russell et al.* (2010) reported AE_{AAOT} encompassed between 2 and 3 for dust aerosols, whereas values around 1.45 for biomass burning aerosols.

As mentioned in *Malavelle et al.* (2011), we took advantage of AMMA-SOP0 in-situ observations to update biomass burning BC and OC tracers optical properties parameterizations used in RegCM3. These optical calculations are based on the measured mass size distributions of aged smoke aerosols obtained from Dekati impactor measurements at Djougou (Northern Benin) during AMMA-SOP0 (*Pont et al.*, 2009). As biomass burning aerosols may exhibit varying optical properties depending on the weather conditions, the combustion phase and the type of vegetation burnt (*Reid et al.*, 2005) it was worth considering specific optical properties of the biomass burning aerosols over this region. As an example, the low dry smoke SSA ($\sim$ 0.81 at 550 nm, *Johnson et al.* 2008b) estimated during AMMA-SOP0 differs from the one obtained during SAFARI 2000 over South-Africa (SSA in the range 0.83-0.92 for aged biomass burning aerosol and a mean value of 0.88 at 550 nm, *Haywood et al.* 2003b).

Based on the mass ratio at emission between OC and BC in bbAMMA inventories and the work of *Pont et al.* (2009), we estimate mean mass extinction efficiency (K_{ext}) for biomass burning aerosols equal to 6.35 m^2/g (at 500 nm). This value is found to be consistent with the one (5.8 m^2/g at 550 nm) reported by (*Johnson et al.*, 2008b) during DABEX campaign in West Africa. As previously noted, such values slightly differ to the one (5.0 m^2/g at 550 nm) reported by *Haywood et al.* (2003b) during SAFARI 2000 (using identical techniques and corrections).

The optical properties (between 440 and 675 nm) of BC,OC and DUST tracers used as inputs in radiative transfer modelling (K_{ext}, SSA and asymmetry parameter) are summarized in Table 4.2. The optical properties for dust aerosols are similar to those detailed by *Solmon et al.* (2008).

	BC			OC		
Wavelength (nm)	440	500	675	440	500	675
Kext (m^2/g)	16.90	14.12	12.03	6.46	5.06	4.06
SSA	0.394	0.386	0.395	0.921	0.918	0.914
g	0.618	0.590	0.560	0.690	0.650	0.668

(a)

	DUST Bin 1			DUST Bin 2			DUST Bin 3			DUST Bin4		
Wavelength (nm)	440	500	675	440	500	675	440	500	675	440	500	675
Kext (g^2/m)	1.89	2.45	2.93	0.777	0.86	0.75	0.36	0.38	0.44	0.18	0.17	0.19
SSA	0.935	0.958	0.974	0.873	0.904	0.876	0.777	0.825	0.862	0.693	0.709	0.764
g	0.609	0.644	0.746	0.778	0.765	0.549	0.801	0.813	0.807	0.888	0.878	0.860

(b)

FIGURE 4.2 – *Mean dry optical properties for BC, OC and DUST tracers used in the RegCM simulations presented here.*

2.2 Ground-based AERONET/PHOTONS network

AERONET/PHOTONS is the federated network of data archive system and ground based sun-photometers routinely performing sun and sky radiance measurements to retrieve global aerosols properties (*Holben et al.*, 1998). Along with AOT observations, AERONET/PHOTONS aerosol retrieval algorithm delivers the complete set of aerosol parameters (retrieved over the whole atmospheric column) including volume size distribution, single scattering albedo, refractive index and asymmetry parameter (and their spectral dependence between 440 nm and 1020 nm, *Dubovik et al.* 2002). In this study, we focus our comparisons between the simulated RegCM3 AOT and SSA and the AERONET/PHOTONS level 2.0 (cloud-screened and quality-assured) sky radiance data and level 2.0 sky radiance inversions (at 440 and 675 nm). Estimates of the uncertainties for AOT are 0.015 at wavelengths greater than 440 nm while uncertainty in terms of SSA is estimated to be 0.03 for AOT $>$ 0.2 (0.07 for AOT$<$ 0.2) (*Dubovik et al.*, 2000). Five sites of West Africa (Djougou (Benin), Banizoumbou (Niger), Ilorin (Nigeria), Agoufou (Mali) and Capo Verde (Senegal)) are selected as they present a long-time period of observations that fits well to the period of simulation. In addition, the geographic positions of the sites allow us to consider different aerosol mixtures. Indeed, the sites located in the Sahelian belt (South of Saharan desert $<$ 15N) are close to the BB sources during wintertime while Capo Verde is usually dominated by dust particles within the African dust outflow.

2.3 Satellite observations of aerosols properties

To evaluate the modeled outputs at regional scale, spatialized satellite data are used. As mentioned previously, we used in this work the MODIS, MISR and OMI sensors that deliver aerosol absorbing properties products.

2.3.1 MODIS

MODIS is a 36-channel spectrometer (0.412-14.2 µm) with daily global coverage. MODIS observes detailed aerosol properties with spatial resolution ranging from 0.25-1 km through measurement of spectral radiances. The MODIS retrieval algorithm (hereafter referred as the

MODIS standard algorithm) uses two separate ways to derive aerosol characteristics , with one over ocean (*Tanré et al.*, 1997) and one over land based on the dark target approach (*Kaufman et al.*, 1997). In parallel to the aerosol retrievals classically conducted over the dark vegetation, the Deep Blue aerosol algorithm (*Hsu et al.*, 2004) was developed to infer aerosol properties over highly reflective surfaces, using the blue channels radiance measurements. When the retrieval algorithm successfully identifies the aerosols scene as "Fine or Mixed Aerosols", the corresponding values of AOT and Ångström exponent are reported. For "dust-dominant" cases, the values of single scattering albedo are retrieved in addition to the AOT and the Ångström exponent.

In this study, we use the daily level-3 MYD08 collection 5.1 product from Aqua MODIS. The MODIS AOT maps presented are composite of the standard Aqua-MODIS retrieval together with Deep Blue retrieval. AOT uncertainties over vegetated land by MODIS standard retrieval against AERONET/PHOTONS data is $\pm 0.05 \pm 0.15 \times \tau$, where τ is the AOT (respectively $\pm 0.03 \pm 0.05 \times \tau$ over ocean) (*Remer et al.*, 2005). *Hsu et al.* (2006) show that the values of satellite-retrieved AOT at 490 nm with Deep Blue algorithm are generally within a range of 20%-30% of AERONET/PHOTONS AOT over East Asia.

2.3.2 MISR

MISR onboard the NASA EOS Terra (passing time 10 : 30AM at equator) provides estimates of AOT and SSA using four different band channels (centred at 446, 558, 672, and 867 nm) and nine different viewing angles (nadir plus 26.1, 45.6, 60.0, and 70.5 in the forward and aftward directions along the spacecraft track) with a spatial resolution of 275 m to 1 km. The key advantage of MISR measurements approach is the use of different geometry views allowing MISR to retrieve aerosol properties without any limitations due to surface reflectance (*Diner et al.*, 1998) or sunglint. However, the narrow swath of the instrument ($\sim$ 360 km wide swath) only permits to obtain a global coverage once in nine days (at equator). It should be noted that there are different sampling rates between MISR and MODIS sensors, which may affect monthly means particularly over cloudy regions. We consider here the daily level-3 data MIL3DAE products version F15-0031. A global comparison of MISR and AERONET/PHOTONS AOT shows that overall about 70% to 75% of MISR AOT retrievals fall within 0.05 (or 20% of $\tau_{AERONET}$) of the paired validation data from the AERONET/PHOTONS, and about 50% to 55% are within 0.03 or (10% of $\tau_{AERONET}$).

2.3.3 OMI

The Ozone Monitoring Instrument (OMI) operating since October 2004 onboard of the EOS Aura satellite is a spectrometer with high spectral resolution (*Levelt et al.*, 2006). OMI has a swath width of 2600 km and offers nearly daily global coverage with a spatial resolution for the UV-2 and VIS (UV-1) channels reaching $13 \times 24(48)$ km^2 at nadir. Because of the relatively large resolution of the OMI observations, the major factor affecting the quality of aerosol products is sub-pixel cloud contamination. In parallel, one can mention that OMI can detect bulk aerosols signal from its measurements in the UV spectral range also in cloudy scenes. However, in this study we use the data from the OMAERUV0_v003 product containing retrievals for clear sky conditions from OMI near-UV algorithm (*Torres et al.*, 2007). The near UV method of aerosol characterization uses space measurements at two channels in the near UV to detect aerosol absorption. This algorithm provides a variety of aerosol radiative properties, such as aerosol index, AOT, AAOT and SSA. In general OMI Near-UV retrievals are more reliable over land than over water surfaces. The near-UV retrieval method is particularly sensitive to carbona-

ceous and mineral dust aerosols. OMI measurements in Near-UV also depend on the height of the aerosol layer above the ground (*Torres et al.*, 1998). In that frame, the OMI near-UV algorithm sensitivity is largest for elevated (at least 2 km above the surface) aerosol layers, and decreases rapidly with aerosol layer height. It should be noted that recent modifications have been conducted by *Jethva and Torres* (2011) to improve SSA retrievals from OMI.

3 Results and discussions

3.1 Comparison of Aerosols optical properties at local scale with AERONET/PHOTONS data

3.1.1 AOT

RegCM is designed to conduct long-term climatic simulations including the possibility to take into account the interaction between particles and SW and LW radiations. In order to evaluate if the model correctly estimates the aerosol loading at such timescale, we first compare (Tab. 4.3) the seasonal average (DJF and JJA) AOT at 440 nm and 675 nm simulated by RegCM with AERONET/PHOTONS data. We complete the table 4.3 with MODIS (DEEP BLUE algorithm only) and MISR retrieved AOT in the pixel close to the selected stations.

During DJF, simulated AOT at Capo Verde, Banizoumbou and Agoufou (at 440 and 675 nm) are within 20% of AERONET/PHOTONS values, while at Ilorin and Djougou, the model significantly underestimates the AERONET/PHOTONS observations, possibly due to an inaccurate representation of the transport of BB aerosols in the upper atmospheric layers. Similar results are obtained when comparing simulated AOT with those obtained from satellite remote sensing. Indeed, comparisons indicate a relatively good agreement between the model and observations in case of "dusty" sites (Table 4.3) such as Capo Verde (RegCM AOT $\sim$ 0.22, MISR AOT $\sim$ 0.30, MODIS Deep blue AOT $\sim$ 0.20 at 440 nm). In contrast, large differences are observed for site highly influenced by smoke aerosols, such as Djougou (RegCM AOT $\sim$ 0.37, MISR AOT $\sim$ 0.53, MODIS Deep Blue AOT $\sim$ 0.66, at 440 nm). During DJF, the predominance of BB aerosols in the mixing appears clearly in the AERONET/PHOTONS AE_{AOT} showing the highest values at Djougou and Ilorin. In contrast, the Agoufou, Banizoumbou and Capo Verde sites display averaged AE_{AOT} lower than 0.5, due to the significant presence of coarse dust aerosols.

During JJA, when dust aerosols are the main compounds remaining in the West African atmosphere, we observe that the RegCM model performs better than during DJF. On average and over the five sites, RegCM errors on AOT, compared to AERONET/PHOTONS observations, is about 44% and 20% (at 440 and 675 nm, respectively) during DJF, while in JJA the error is respectively about 36% and 1%. Comparisons of simulated AOT with satellite observations reveal also a better agreement during this season, except at Banizoumbou where large difference remain (RegCM AOT 0.35, MISR AOT 0.59, MODIS Deep Blue AOT 0.70, at 440 nm).

In parallel to the magnitude of AOT, we also focus our investigations on the spectral dependence of AOT, which represents a critical property concerning the direct effect of particles. First, we can mention that when aerosols are composed by dust and BB particles (in DJF), simulated AE_{AOT} are higher than in the case of a pure dust (JJA) accordingly to the presence of fine BB aerosols (see Table 4.3). Nevertheless, we can note that RegCM is misrepresenting the AE_{AOT} (calculated between 440 and 675 nm) both in DJF and JJA for the two types of particles. We can observe that RegCM AE_{AOT} is negative for each site with lower values during the dry season. This reversed spectral dependence is due to the optical properties assigned to the fine mode

(first bin) of dust aerosols, with a mass extinction efficiency of 1.89 m^2/g and 2.93 m^2/g at 440 nm and 675 nm, respectively (see Table 4.2). This reversed spectral dependency of the extinction for the fine dust aerosols is not realistic and explains the simulated negative AE_{AOT} values. In that sense, future works are scheduled for updating the spectral dependence of mineral dust in RegCM by using recent AMMA observations (*McConnell et al.*, 2010).

3.1.2 SSA

The RegCM simulated SSA and the SSA retrieved from AERONET/PHOTONS and (MISR and MODIS Deep Blue) satellite inversions (at 440 nm and 675 nm) are also reported in table 4.3.

During the DJF season, RegCM SSA values are shown to be in good agreement with AERONET/PHOTONS retrievals. Simulated SSA falls in the range of $\sim \pm 0.02$ of AERONET/PHOTONS SSA values except at Capo Verde where RegCM SSA is equal to 0.902 and 0.950 (at 440 and 675 nm) while AERONET/PHOTONS is 0.858 and 0.897 (± 0.03). This may result from a lack of long range transport of elevated biomass burning aerosols from the sources region in the model and/or, a lack of biomass sources in the western part of the domain. We observe also, both in AERONET/PHOTONS and simulated RegCM SSA, a well marked seasonal cycle with the lowest SSA values in DJF and the highest in JJA, in agreement with the seasonal cycle of biomass burning emission. We note also that, during JJA, SSA values are largely dominated by dust aerosols, with an averaged AERONET/PHOTONS SSA of 0.91 ± 0.03 (at 440 nm).

Concerning the new aerosol SSA retrieved products, our study seems to indicate that MISR SSA values are higher than RegCM and AERONET/PHOTONS data especially during DJF, while the difference is lower during JJA. In most of cases, the MISR SSA is about 1 (at 440 and 675 nm) for all the sites studied (Table 4.3). This systematic overestimation of SSA in MISR products have already been reported in *Kahn et al.* (2010). In the same way, the MODIS/Deep Blue SSA products are higher than RegCM and AERONET/PHOTONS SSA and do not show a marked seasonal variation. For most of cases, MODIS retrievals indicate intermediate SSA values comprised between AERONET/PHOTONS and MISR observations. We recall here, that MODIS Deep Blue product SSA values over bright surfaces are only reported for dust dominant pixels. Consequently, if there is significant amount of biomass burning smoke in the atmosphere during the dry season (DJF), the uncertainty in the retrieved SSA becomes larger (*Hsu et al.*, 2006).

3.2 Comparison of aerosol optical properties at regional scale

Figure 4.4 presents the averaged AOT for DJF and JJA estimated by RegCM (at 500 nm), MODIS composite (at 550 nm), MISR (at 555 nm) and OMI (at 500 nm) sensors.

3.2.1 AOT observed over land

Several areas of interest can be identified over lands. First and during the dry season it can be seen (Figure 4.4) in satellite observations that maximum of AOT are usually found over the Bodélé depression (Chad). MISR AOT obtained over the Bodélé depression is lower than MODIS and OMI observations. The narrow viewing swath of MISR (360 km compared to 2600 km and 2330 km for OMI and MODIS) can fail daily storms events explaining underestimations in the average aggregate (*Ahn et al.*, 2008). Figure 4.4 also clearly shows that RegCM underestimates (AOT $\sim$ 0.45-0.50 at 500 nm) the Bodélé sources due to underestimation of local wind as already reported in *Todd et al.* (2008). In parallel, RegCM performs well over the Northern part of the

		Agoufou (15N,1W)		ILORIN (8N,4E)		BANIZOUMBOU (13N,2E)		CAPO VERDE (16N,22W)		DJOUGOU (9N,1E)	
		DJF	**JJA**	**DJF**	**JJA**	**DJF**	**JJA**	**DJF**	**JJA**	**DJF**	**JJA**
RegCM	$\tau_{440/675}$	0.36/0.46	0.50/0.70	0.41/0.41	0.21/028	0.32/0.40	0.35/0.50	0.22/0.30	0.47/0.68	0.37/0.38	0.24/0.33
	$SSA_{440/675}$	0.873/0.926	0.892/0.943	0.838/0.885	0,882/0.935	0.879/0.930	0.905/0.953	0.902/0.950	0.913/0.958	0.850/0.900	0.899/0.948
	$AE_{440/675}$	-0.53	-0.78	-0.05	-0.59	-0.49	-0.82	-0.70	-0.87	-0.14	-0.71
AERONET	$\tau_{440/675}$	0.43/0.38	0.65/0.63	1.00/0.76	0.43/0.31	0.47/0.41	0.51/0.46	0.26/0.22	0.50/0.46	0.84/0.66	0.69/0.60
	$SSA_{440/675}$	0.890/0.936	0.891/0.943	0.871/0.904	0.913/0.920	0.919/0.961	0.922/0.955	0.858/0.897	0.913/0.962	0.838/0.872	0.913/0.917
	(1)$AE_{440/870}$	0.41	0.14	0.72	0.84	0.21	0.42	0.44	0.19	0.74	0.69
MISR	$\tau_{440/675}$	0.34/0.28	0.65/0.52	0.64/0.47	0.36/0.20	0.40/0.33	0.59/0.45	0.30/0.24	0.62/0.53	0.53/0.41	0.29/0.18
	$SSA_{440/675}$	0.967/0.988	0.961/0.993	0.955/0.977	0.956/0.968	0.972/0.993	0.968/0.993	0.945/0.986	0.940/0.991	0.958/0.980	0.950/0.954
	(2)AE	0,56	0.54	0.69	1.43	0.53	0.68	0.54	0.36	0.65	1.16
MODIS DEEP BLUE	$\tau_{440/675}$	0.52/0.38	0.67/0.62	NA/N/A	NA/N/A	0.59/0.41	0.71/0.57	0.20/0.13	0.54/0.60	0.66/0.40	0.30/0.21
	$SSA_{440/660}$	0.933/0.974	0.923/0.974	NA / N/A	NA / N/A	0.935/0.974	0.923/0.974	0.937/0.975	0.925/0.975	0.953/0.975	0.934/0.975
	(3)$AE_{412/470}$	0.75	0.30	NA / N/A	NA / N/A	0.89	0.59	0.99	-0.18	1.10	0.93

(1) For AERONET data we have reported the AE from the skyradiance measurements

(2) MISR AE is estimated from the four channels (443, 555, 670, 875nm) measurements

(3) DEEP BLUE AE is provided between 412 and 470 nm. The range of DEEP BLUE AE is [-0.5 , 5]

FIGURE 4.3 – *Comparison of DJF and JJA AOT, SSA and AOT Angstrom exponent from RegCM, AERONET/PHOTONS, MODIS (Deep Blue algorithm) and MISR for the site of Banizoumbou, Capo Verde, Ilorin, Djougou and Agoufou between JAN 2001 and DEC 2006*

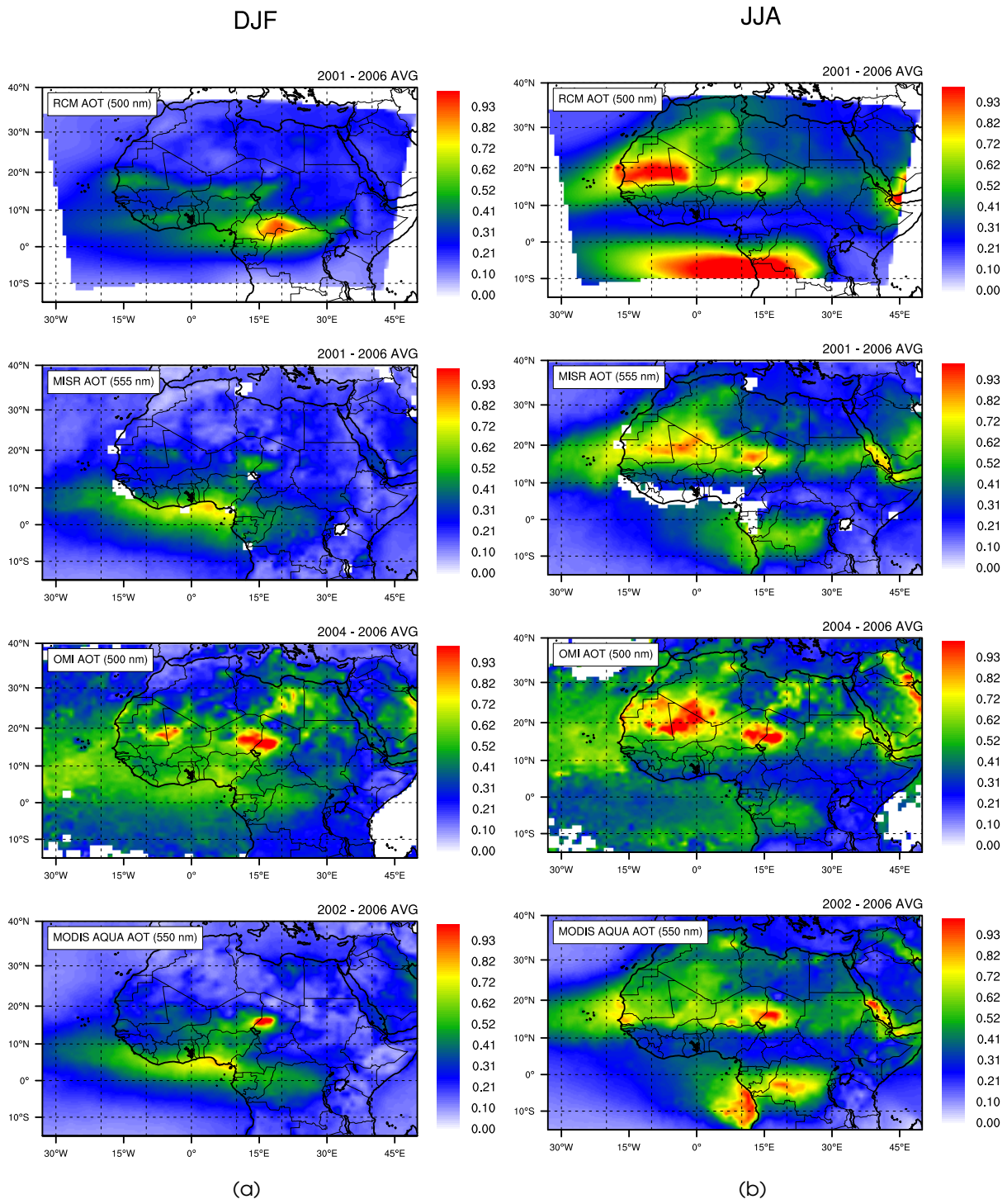


FIGURE 4.4 – *Aerosols optical thickness averaged between 2001 and 2006. First row, RegCM (at 500 nm), Second Row MISR (at 555 nm), third Row MODIS/DEEP BLUE (at 550 nm between 2002 and 2006), last row OMI (at 500 nm between 2004 and 2006). Left Side panel : DJF Average, Right side panel : JJA average. All presented data have been re-aggregated on a* 1×1 *regular grid.*

West African continent but overestimates the AOT over Mauritanian and Mali, compared to MISR and MODIS Deep Blue retrievals.

The central African region is also characterized by a large aerosol loading associated with significant AOT. Over this specific region, the situation is dominated by biomass burning aerosols during the dry season. In this work, simulated AOT reach maximum values ($\sim$ 0.65-0.80 at 500 nm) during DJF (between 0-10N Latitude and centred around Longitude 20E, see Figure 4.4). The position of this "hot spot" of AOT is logically associated with the maximum emission of the bbAMMA inventories (*Liousse et al.*, 2010) used in this study. Indeed, intense fires occur in the entire sahelian belt during the dry season (e.g. *Roy et al.*, 2008) and the maximum of burnt vegetation surface observed by SPOT is located at the east of longitude 15E (*Chang and Song*, 2009). Consequently, simulated AOT are significant in this part of the domain due to important burden of smoke aerosols. Comparisons with MODIS, OMI and MISR observations show lower AOT during the dry season with respectively AOT of 0.37, 0.43 and 0.35 (at $\sim$ 500 nm) averaged over the central part of the continent (5S-10N, 13E-30E) compared to RegCM (0.49 at 500 nm). Moreover, the maximum of AOT observed by the different sensors is located slightly southward (the maximum is centred along the equator) compared to RegCM simulations. We note that similar observations (not shown here) of a local maximum of the fine mode AOT, linked to smoke aerosols, are also seen by POLDER (Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances) on the A-Train PARASOL spacecraft (see example in *Malavelle et al.* (2011), for the 2006 dry season).

The discrepancies between the amplitude and location of simulated and observed AOT in the eastern part of the continent could be due to different sources of errors :

- the k_{ext} value of smoke aerosols in RegCM is higher than values reported in the literature. It is thus possible that in parallel to satellite underestimation, RegCM overestimates AOT for smoke aerosols.
- the maximum of fire intensity occurs between 3 :00 PM and 05 :00 PM (*Giglio*, 2007), while the passing time of AQUA and TERRA is quite sooner during the day. Thus, satellite observations provide instantaneous information on the integrated and transported biomass burning aerosol. While for RegCM outputs, they provide AOT information for regular emissions all the day long that could cumulate wherever transport is inefficiently resolved over the domain . One should note also that averaged RegCM AOT is based on all the daily values including day and night. Therefore the maximum AOT values observed by the satellite are not collocated in time with simulated aerosols fields. As mentioned by *Sayer et al.* (2010) the sampling of satellite and models is very different and decisions about data selection and aggregation may cause regional differences in model AOT (of up to 0.1) on monthly and annual timescales. Moreover, we choose the simplest method (i.e. equal weight averaging of the daily satellite data) to aggregate daily satellite AOT into seasonal averages. *Levy et al.* (2009) showed that the different aggregation, weighting, and averaging-order choices could lead to very different regional and global average mean values (varying by 30% or more). These differences are due to complications of orbital geometry, regions of persistent cloudiness, and other factors, that greatly impact the satellite sampling with season and location. All these inconstancies may contribute to some extend to the differences noted between modelled and observed AOT fields.
- another possible explanation could be that satellites retrievals perform less accuratly over these BB source regions due to high AOD values screening most of the surface, or due to some albedo effect of the surface at this period of the year (bare soils). However, the MISR sensor which allows no assumption on the surface properties displays the same AOT pattern as in MODIS observations. Similar observations have been obtained using

the PARASOL sensor (not shown). In addition, it should be noted that *Chen et al.* (2008) and *Kahn et al.* (2010) indicate that in case of high MISR AOT ($>$ 0.5, at mid visible wavelengths), the lack of surface informations could create ambiguity resulting in an underestimation of MISR AOT. Besides, it has also been showed by *Ichoku et al.* (2003), that MODIS may underestimate AOT retrieval over Southern Africa when aerosol loading is high due to inadequate assumed value of SSA. *Chu et al.* (2002) report also that the uncertainty in aerosol model has a greater impact at high AOT values than uncertainties in surface reflectance assumptions.

3.2.2 AOT observed over ocean

MODIS and MISR AOT also shows maximum values over the Gulf of Guinea ($\sim$ 0.5-0.7 at 500 nm) during DJF (Figure 4.4). OMI AOT over ocean is also significant but lower than AOT retrieved by the two other sensors. Possible causes could be related to pixel cloud contamination (OMI resolution is rather low, i.e. 13×24 km^2 at nadir for the UV1 channel) in this region of high clouds occurrence. A second possible source of disagreement could be related to the increased uncertainties on AOT over ocean due the near-UV method. The satellites under-sampling over the Gulf of Guinea due to the high cloud cover may not emphasize the attributes of the true aerosol fields.

Our results indicate that the simulated RegCM AOT during that period are underestimated (with a maximum around 0.45 at 500 nm) compared to MODIS and MISR sensors. Some causes of disagreement could be related to both inaccurate model transport of aerosols from eastern part of the domain, together with possible underestimation of both dust and BB aerosol loads coming from the northern part of the continent and the western part of the Sahel, respectively. Indeed, *Malavelle et al.* (2011) show that the model underestimates dust aerosols burden in the lower troposphere under approximately latitude $15N$ during the dry season. *Santese et al.* (2010) also reported in RegCM simulations an underestimate of dust aerosol amounts at locations far from the sources, particularly in the lower troposphere.

Concerning biomass burning aerosols, bbAMMA inventories may fail some fire sources in the western Sahel. Indeed, *Chang and Song* (2009) reported that the L3JRC product (used to construct bbAMMA inventories) identify not as much burnt area than MODIS burnt area product for land covered with grass, shrub, or sparse vegetation cover which are typical vegetation of the Sahelian region. *Lehsten et al.* (2009) estimated that burnt areas were underestimated by approximately 48% and 35% for tree and shrub vegetation cover types in Africa, respectively. In addition, the L3JRC product may miss some small-sized burn scars, such as those in cultivated and managed areas. This underestimation is likely to have a signature in the bbAMMA emissions that possibly explains some of the underestimated AOT not only over the Gulf of Guinea but also at Djougou and Ilorin.

During JJA season, the AOT over ocean is in agreement in the Atlantic outflow dominated by dust aerosols. Over the golf of Guinea, biomass burning season in southern Africa takes place. RegCM AOT over this area is strongly overestimated due to the inadequate biomass burning optical properties in the model that were computed specifically from AMMA measurements standing for West African biomass burnings.

3.2.3 SSA

In this section, we consider the retrieval of aerosol SSA from OMI, MODIS Deep Blue and MISR sensors in order to evaluate the RegCM simulated SSA. As mentioned previously, it is crucial to constrain accurately SSA because it represents one of the major source of uncertainty in the aerosol direct radiative forcing computations (*McComiskey et al.*, 2008).

The Figure 4.5 is similar as Figure 4.4 but presents SSA and AE_{SSA} for RegCM and the three sensors previously mentioned. Note that all SSA values are reported at a wavelength in the range of 440-470 nm except OMI SSA reported at 500 nm. As mentioned by *Kalashnikova and Kahn* (2008), particle property sensitivity diminishes for midvisible AOT below about 0.15, and over bright surfaces in the MISR product. In that frame, the averaged SSA correspond to values flagged for AOT$>$ 0.2 at 440 nm. In Figure 4.6, we have also reported the averaged SSA over the subdomains "Sahel", "Sahara" and "Atlantic Outflow" represented on Figure 4.5(a).

The first main result obtained from Figure 4.5 is that the three sensors display very different estimates of SSA both in wintertime and summertime.

During DJF, OMI SSA shows a distinct aerosol feature confined to a latitudinal belt between $10N$ and $15N$ likely to correspond to the area of biomass burning, with SSA values as low as 0.88 (at 500 nm). The eastern part of the domain seems to have lower SSA values than the western part illustrating the possible mixing of dust and BB aerosols over western Sahel. Over the Gulf of Guinea, OMI SSA are about 0.954 (at 500 nm) while over Sahara, slightly more absorbing values are observed ($\sim$ 0.943 at 500 nm, Figure 4.6). We can also observe in OMI product higher SSA values (more scattering) over the Gulf of Guinea where mixed dust and absorbing BB aerosols are expected to be found. To some extend the SSA values observed over the gulf of Guinea can be interpreted as a mixture dominated by fine dust aerosols that are more scattering (high SSA $\sim$ 0.98-0.99 at 550 nm, *Osborne et al.* 2008) than the coarser dust aerosols (*McConnell et al.*, 2008) less efficiently advected toward long distances (*Maring et al.*, 2003).

In parallel, during DJF, MISR SSA show the highest value over the Sahara ($\sim$ 0.967 at 440 nm, Figure 4.6) and the lowest one ($\sim$ 0.91 at 440 nm, Figure 4.5) in the central Africa were most of the absorbing aerosols are expected. Over the entire Sahelian subdomain the average MISR SSA is 0.953 illustrating the mixing of dust aerosols and biomass burning aerosols. Over the gulf of guinea, the SSA values are intermediate ($\sim$ 0.94 at 440 nm). It is interesting to note that during JJA, SSA of biomass burning aerosols from the southern part of the continent are seen more absorbing ($\sim$ 0.890 at 440 nm, Figure 4.6) than in DJF. This illustrates the mixing of BB aerosols with dust aerosols during wintertime. We note that MISR SSA values in JJA (dust dominated mixing) show surprising contrasts in the transition area between land and ocean, with lower values over ocean.

The MODIS Deep Blue SSA retrievals does not display a large variability over the West African region. The MODIS algorithm is based on a few set of theoretical aerosols models determined from clustering analysis of aerosols optical properties (*Omar et al.*, 2005; *Levy et al.*, 2007). Each model is assigned with a predefined SSA value. The best model that is retained for fitting measured to look up radiances assigns its value of SSA to the retrievals. For the dust aerosols, Deep Blue retrievals assumes two type of dust aerosols, one with a whiter color and one with a redder color (*Hsu et al.*, 2004, 2006). Therefore, because Deep Blue algorithm only retrieves SSA values for dust scene, one can expect that the SSA averaged over such timescale doesn't represent a lot of variability due to number of dust aerosol models considered. Highest value of SSA are 0.944 and 0.946 (at 470 nm) during DJF and JJA respectively over the Sahel

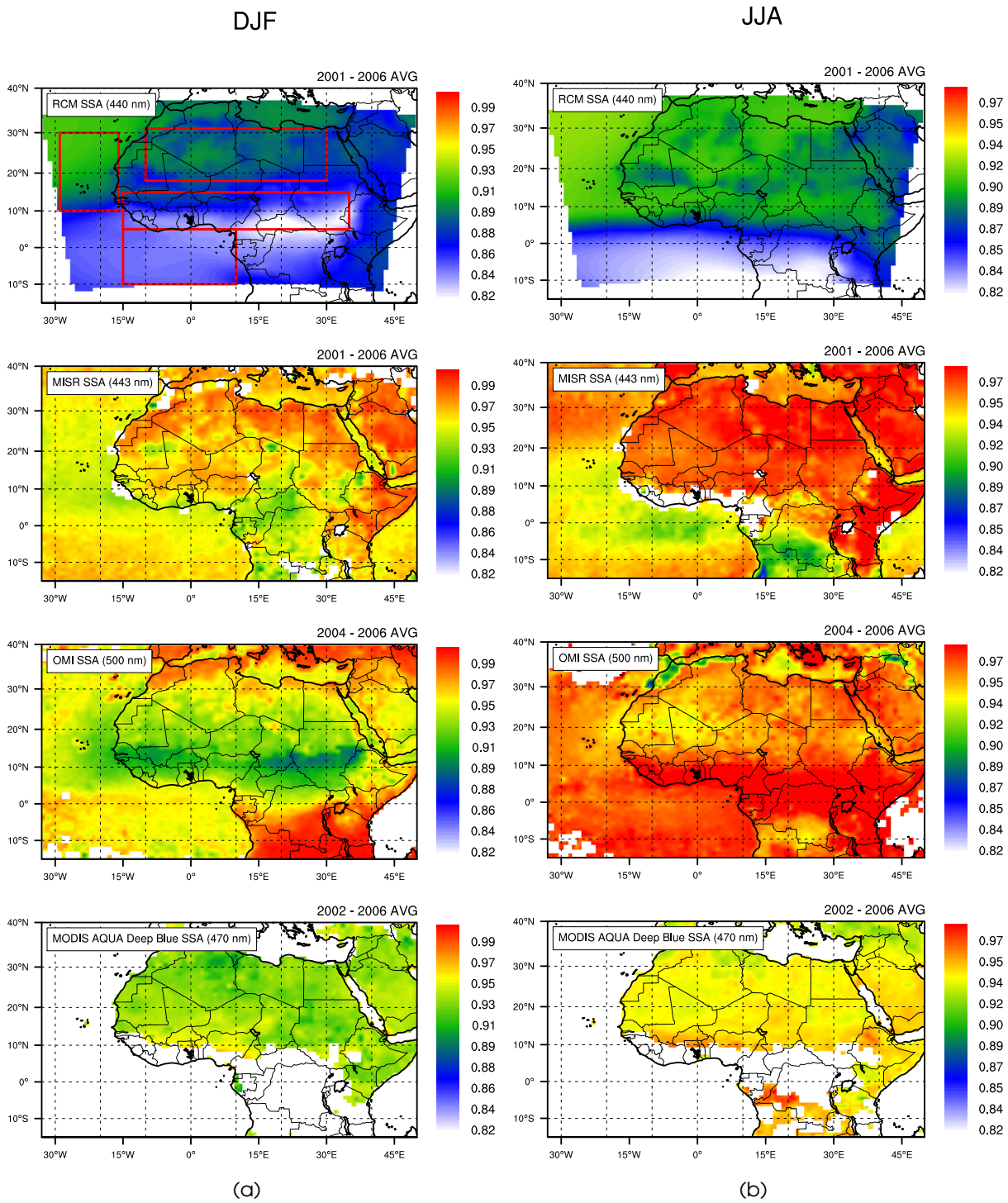


FIGURE 4.5 – *Similar as Figure 4.4 but for aerosol Single Scattering Albedo at 440 nm (500 nm for OMI SSA).*

(Figure 4.6) and 0.932 and 0.939 (at 470 nm) over the Sahara.

It is also worth mentioning that OMI, Deep Blue and MISR SSA during summertime tend to increase over Sahara. This could be explained by the accumulation of fine dust in the West African atmospheric background during that season

The RegCM simulated SSA represent much more absorbing aerosols than satellite estimates. Similarly, we observe in RegCM outputs a consistent north to south gradient of SSA over land during the dry season. The highest values are in the northern part (0.889 at 440 nm, Figure 4.6) of the domain dominated by dust aerosols, and the lowest values of SSA eastern Sahel (i.e. Central Africa) where biomass burning emissions are maximum ($\sim$ 0.83 at 440 nm, Figure 4.5). This gradient is also observed in both OMI and MISR.

We note from Figure 4.6 that retrieved SSA for dust aerosols regions are encompassed between 0.932 and 0.967 (at 470 nm) during the dry season over the Sahara subdomain illustrating that at least the retrievals observed a mixing of relatively absorbing (coarse dust) and more scattering (fine dust) dust aerosols. RegCM simulated SSA is 0.889 (at 440 nm) in this Sahara subdomain. In central Africa (i.e. Biomass Burning sources) the simulated SSA is far more absorbing than what is observed in OMI and MISR products ; it points out the fact that RegCM SSA could be too much absorbing for BB aerosols. Nevertheless, it has been constrained in order to obtain BB SSA consistent with DABEX observations of smoke aerosols (*Johnson et al.*, 2008b). It could point out also too strong emission of BB aerosols in comparison to dust emission and transport that occur in the RegCM model.

3.3 The spectral dependence of AOT and AAOT optical properties

In this section, we investigate how the spectral dependencies of AOT and AAOT are simulated compared to satellite products. Indeed Biomass Burning aerosols and dust aerosols have different spectral absorptive properties due to different size and composition (see e.g. *Derimian et al.*, 2008a; *Bergstrom et al.*, 2007; *Russell et al.*, 2010). In that frame, we discuss here the simulated angstrom exponent (Equation 4.1) of AOT and AAOT compared to satellite retrievals in order to better discriminate the aerosols sources and mixing.

3.3.1 Spectral dependence of AOT

We present in figure 4.7 the DJF AE_{AOT} from RegCM and the three satellite sensors.The DJF MISR AE_{AOT} displayed in Figure 4 clearly exhibits the lowest values in the Saharan desert pointing out the source of coarse dust aerosols. The Deep Blue MODIS AE_{AOT} over the Saharan region is comparable to MISR estimates but highlights the Bodélé source. In addition, OMI AE_{AOT} shows comparable values of AE_{AOT} over the desert but does not display any regional contrast. Over the Sahelian band, the MISR and OMI sensors display greater values of AE_{AOT} consistent with a higher contribution of fine particles to the aerosol mixing. We note also that MISR AE_{AOT} show higher values in the eastern part of the Sahelian belt ($\sim$ 1.1-1.2) than in the western part ($\sim$ 0.7-0.9), probably due to higher emissions of biomass burning aerosols. Over the Gulf of Guinea, MISR AE_{AOT} shows intermediate values ($\sim$ 0.6-0.7) between AE_{AOT} observed over the Sahara ($\sim$ 0-0.5) and those observed over the Sahel. In parallel, OMI AE_{AOT} values over the Gulf of Guinea ($\sim$ 0.5-0.6) are similar to those observed over Sahara but should be taken with caution as OMI AOT is less accurate over ocean.

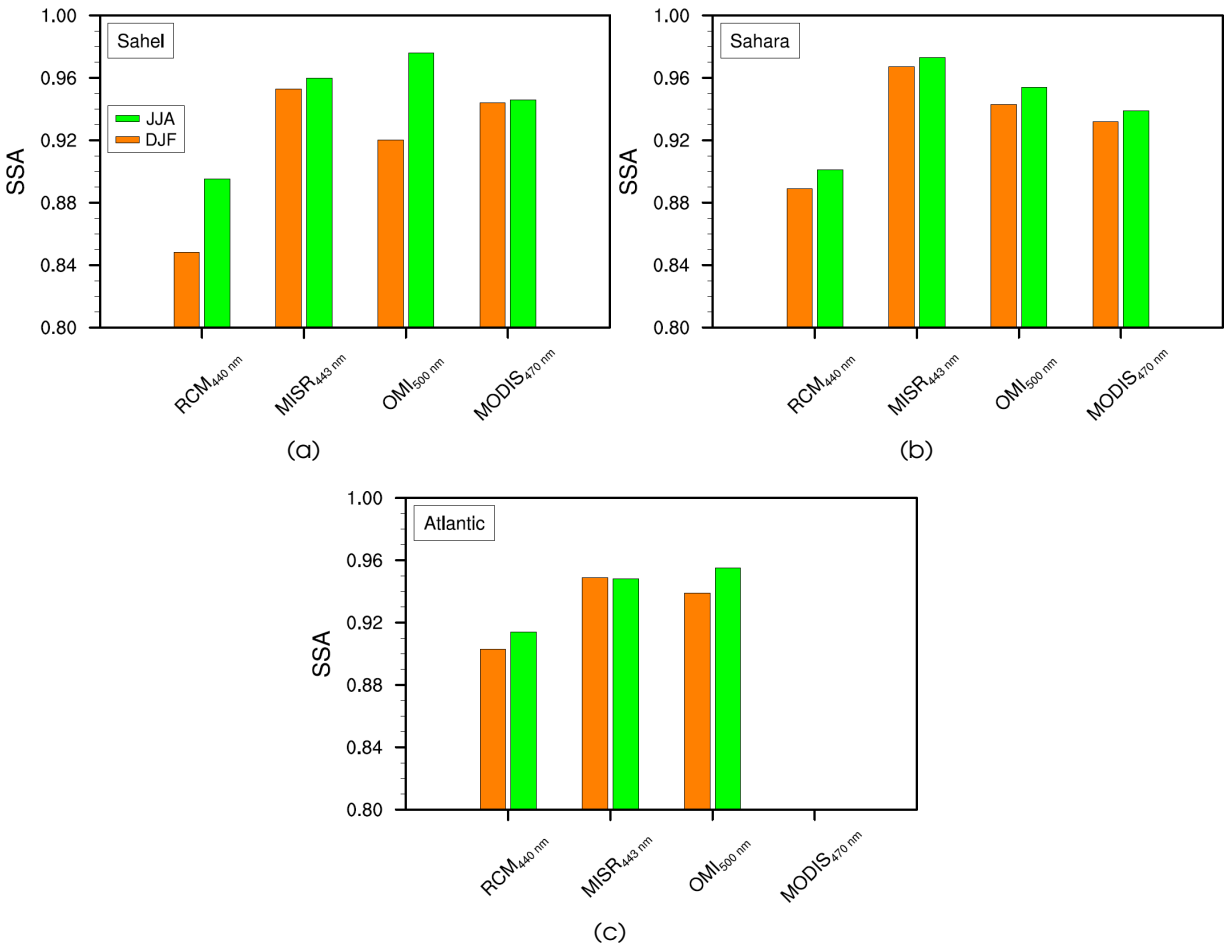


FIGURE 4.6 – *Averaged SSA at 440 nm (500 nm for OMI) over the subdomains represented on Figure 4.5(a) for DJF and JJA*

The RegCM AE_{AOT} clearly shows the same inconsistency as the one mentioned when compared with AERONET/PHOTONS ones. Indeed, the northern part of the domain is associated with negative value where dust aerosols dominate the mixing. Over the Sahel and Gulf of Guinea, RegCM AE_{AOT} increases in agreement with the contribution of biomass burning aerosols.

Figure 4.7 represents the averaged AE_{AOT} over the three subdomains represented on Figure 4.5. It is interesting to note that in JJA, when dust aerosols are the only major contributor to the total bulk aerosols in western Africa, the AE_{AOT} values for the three satellite products over the Sahel show higher values than in DJF whereas AE_{AOT} remains constant in the Atlantic outflow illustrating the surface influence on AOT retrievals.

3.3.2 Spectral variation of aerosol absorbing properties

The wavelength dependence of the absorption is a function of the size of the particle (as AE_{AOT}) and chemical composition of aerosols. Absorpting properties can be used to identify aerosols sources, differentiate black carbon to dusts and reduce ambiguities in aerosol composition or mixtures resulting from AE_{AOT} study only. It is shown that the exponent of absorption have a $1/\lambda$ dependence for spherical particles if the refractive indices are constant (*Bohren and Huffman*, 1983). Several studies (e.g. *Bergstrom et al.*, 2007; *Russell et al.*, 2010) have used these

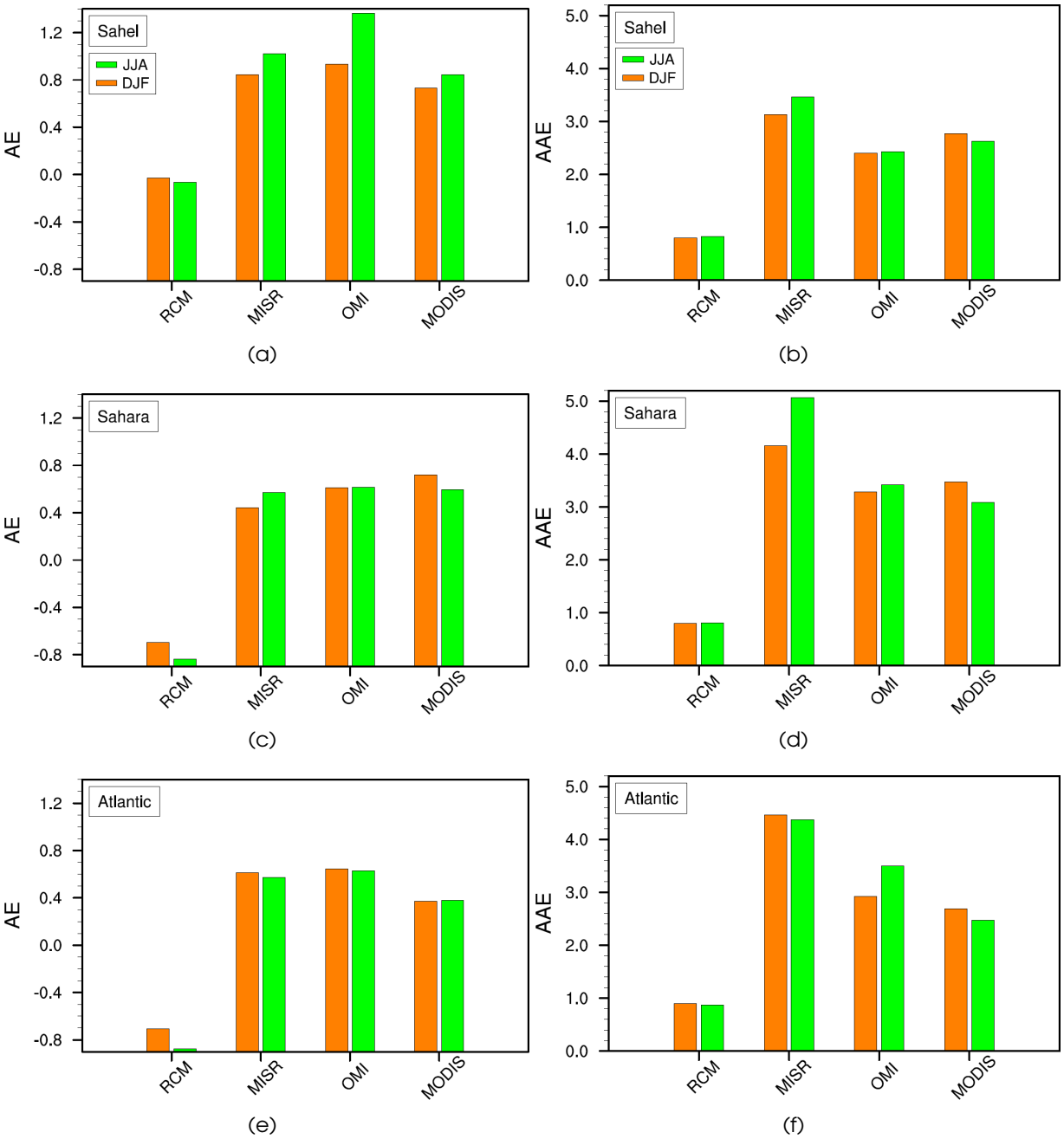


FIGURE 4.7 – *Averaged AOT Angstrom exponent (left side) and AOT Absorption Angstrom exponent over the subdomains represented on Figure 4.5(a) for DJF and JJA*

absorption angström exponent to retrieve useful informations on aerosol type.

In order to get additional informations to distinguish the aerosol mixture, we have computed the AE_{AAOT} over the three subdomains (Fig. 4.5) for DJF and JJA seasons on Figure 4.7 (right side).

The satellite observations show values of AE_{AAOT} ranging from 3 and up to 5 over the Sahara, slightly higher than the value of 2.34 for dust aerosols estimated by *Bergstrom et al.* (2007) based on the PRIDE campaign but comparable to the AE_{AAOT} estimated by *Russell et al.* (2010) over AERONET/PHOTONS dusty sites. Over the Sahel, the AE_{AAOT} for the three sensors, is reaching values encompassed between 2 and 3. During DJF, this should be consistent with the fact that biomass burning aerosols (with $AE_{AAOT} \sim$ 1.45-2) should contribute to the total aerosol absorption and tend to decrease the value of AE_{AAOT}. However, we note that during JJA, the AE_{AAOT} increases only in MISR estimates to reach similar values as over the Sahara and the Atlantic outflow dominated by dust aerosols.

Figure 4.8 shows the AE_{AOT} versus AE_{AAOT} for the averaged sub domains estimated by the three sensors. It seems that the Saharan averages (pure dust) show the lowest values of AE_{AOT} combined with the highest values of AE_{AAOT} whereas over the Sahel, and during the dry season (when Biomass Burning aerosols are present), the AE_{AOT} increases while AE_{AAOT} decreases.

We clearly see some differences between simulated AE_{AAOT} and satellite estimates. The RegCM simulated AE_{AAOT} is slightly lower than 1 (the theoretical value for pure Black Carbon) which exhibits strong weakness of the aerosols spectral properties in the RegCM model. In that sense, the current aerosol optical properties need to be better refined in order to assess their radiative forcing and climatic impact in future studies.

4 Summary and concluding remarks

The aim of this work is to evaluate aerosol optical properties simulated by the RegCM3 model for a long term (2000 - 2006) simulation over the West Africa region. Compared to the available literature, this modelling work includes smoke particles in the calculation. As absorbing properties of particles are clearly known to represent a critical parameter concerning the « aerosol-climate » interactions, we conducted comparisons with (1) classical local AERONET/PHOTONS inversions but also with (2) new original satellite (MODIS, OMI, MISR) products providing informations on aerosol absorbing properties. Hence, in addition to the AOT, we used the Absorbing Aerosol Optical Thickness (AAOT) and Single Scattering Albedo (SSA) variables to evaluate the simulated absorbing properties in RegCM3. Comparisons of the simulated spectral dependence of optical properties (i.e., which is not always reported in the literature) with surface and satellite observations are also reported.

Concerning AOT, our results display a relatively good agreement with local observations but some differences are underlined with satellite estimations, especially over Central Africa and Gulf of Guinea during summer time. Errors on biomass burning emissions, together with satellite retrievals could explain the difference obtained over Central Africa. Above the Gulf of Guinea, satellite estimations could indicate the presence of dust particles, which are not correctly estimated by the RegCM model.

We observed in RegCM outputs a consistent north to south gradient of SSA over land during

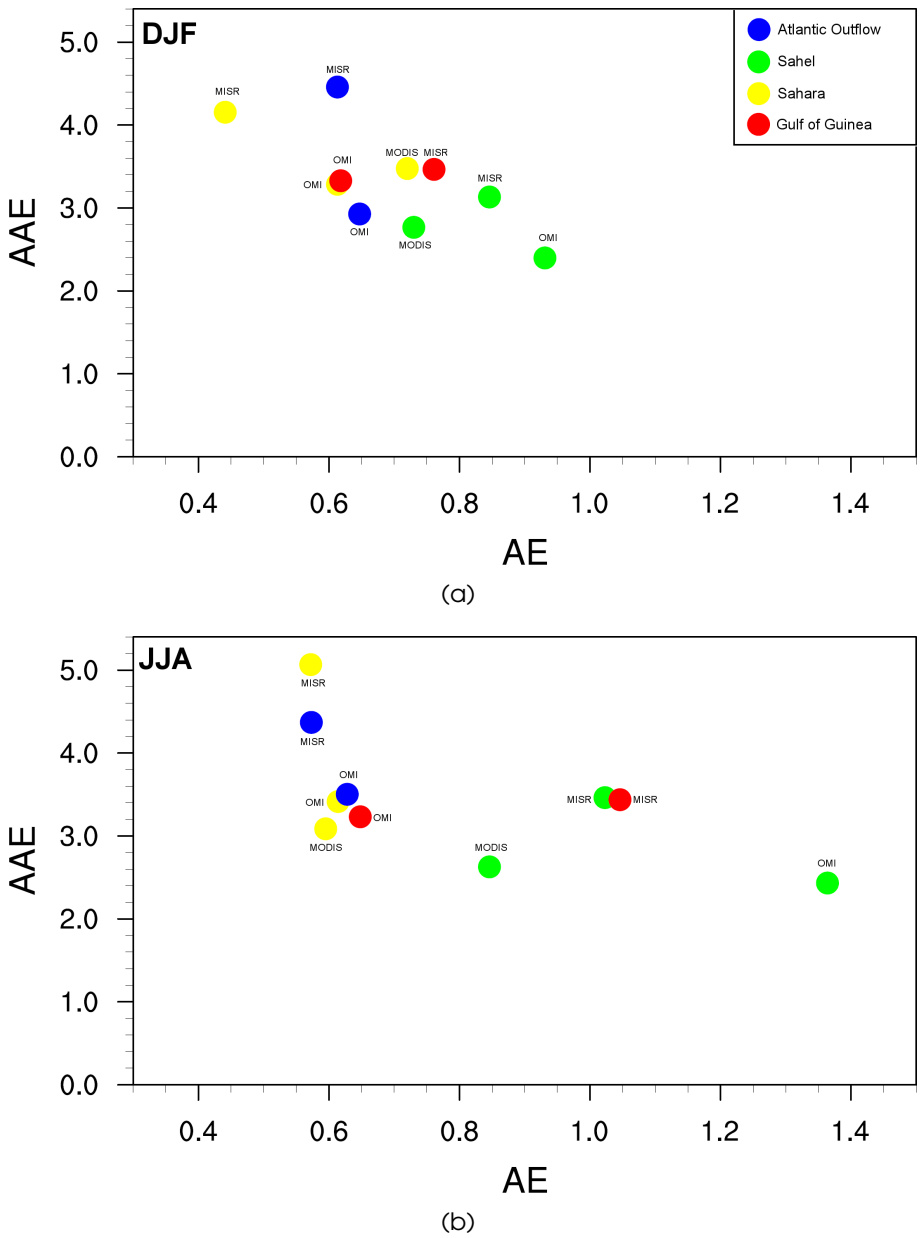


FIGURE 4.8 – *Scatterplot of Absorption AOT Angstrom exponent (AAE) versus AOT Angstrom exponent (AE) computed using equation 4.1 for (a) DJF and (b) JJA. The values represent the average over the subdomains represented on Figure 4.5(a)*

the dry season. The highest values are obtained in the northern part (0.89 at 440 nm) of the domain dominated by dust aerosols, and the lowest values of SSA eastern Sahel (i.e. Central Africa) where biomass burning emission are maximum ($\sim$ 0.83 at 440 nm). Although the North-South SSA gradient is also observed in both OMI and MISR sensors, the RegCM simulated SSA display much more absorbing aerosols than satellite estimates. It should be noted that our study reveals also large differences in satellite (OMI, MISR, MODIS deep blue) SSA retrievals over the West African region. Such differences do not allow for definitively conclude about the ability of RegCM to reproduce regional realistic SSA over this region.

Finally, our work highlights that the spectral dependence of aerosol optical properties is constrated over the domain, so that sources of aerosols and their influence in the atmospheric mixing can be tracked through satellite observations. This approach enabled us to exhibit

strong weakness of the aerosol spectral properties in RegCM. In that sense, the current aerosol optical properties need to be better refined in order become a powerful tool of comparison with latest original satellite retrievals.

Acknowledgments

On the basis of 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 Community's Sixth Framework Research Programme. AMMA has been endorsed by IGBP (IGAC, ILEAPS) and WCRP (GEWEX, CLIVAR). Detailed information on scientific coordination and funding is available on the AMMA International web site (http ://www.amma-international.org). The authors would like also to thank the respective PI's of AERONET/PHOTONS sites for the data collection. MISR data were obtained from the NASA Langley Research Center Atmospheric Science Data Center. OMI data used in this effort were acquired as part of the activities of NASA's Science Mission Directorate, and are archived and distributed by the Goddard Earth Sciences (GES) Data and Information Services Center (DISC). MODIS data were obtained from Goddard Space Flight Center (GSFC) thought Level 1 and Atmosphere Archive and Distribution System (LAADS).

4.3 Synthèse de l'article 2

Dans ce second article, nous avons évalué les propriétés optiques (AOT, SSA, coefficient d'Ångström de l'AOT et de l'AOT d'absorption) simulées par RegCM3 en Afrique de l'ouest pour une simulation à plus longue échéance (2001-2006). Les résultats de la simulation sont comparés avec les données locales du réseau AERONET/PHOTONS ainsi que les récents produits satellite (OMI, MISR, MODIS-Deep Blue) qui fournissent des informations sur la charge en aérosol intégrées sur le colonne atmosphérique (AOT) mais aussi sur les propriétés optiques des particules (SSA, coefficient d'Ångström de l'AOT et de l'AOT d'absorption). Les principaux résultats de cette étude sont les suivants :

- Concernant l'AOT, RegCM3 est en assez bon accord avec les mesures obtenues sur les stations AERONET/PHOTONS. En hiver, le modèle présente par contre des différences significatives avec les produits satellites au centre de l'Afrique (surestimation) et au dessus du Golfe de Guinée (sous-estimation). Ce résultat est similaire à ce qui a été discuté au cours du chapitre 3 indiquant soit des erreurs dans les inventaires d'émissions des feux de biomasse soit dans les inversions satellites.
- Les estimations satellites suggèrent que les aérosols désertiques contribuent pour une grande partie à l'AOT au dessus du golfe de Guinée en hiver ce que le modèle RegCM3 n'arrive pas à représenter correctement à l'heure actuelle.
- En été, le modèle présente aussi des désaccords avec les estimations satellites au dessus du golfe de Guinée. Ceci est relié aux émissions de feux de biomasse au sud du continent qui contribuent de manière trop importante à l'AOT pour cette sous région. Ceci suggère que les propriétés optiques en entrée du modèle que nous avons calculées spécifiquement pour représenter l'aérosol de combustion « ouest africain » ne sont pas adaptées pour les aérosols de combustion au sud de l'équateur.
- En hiver pendant la saison sèche, l'albédo de simple diffusion simulé présente sur les terres un gradient Nord-Sud cohérent avec les sources d'aérosols, avec les valeurs les plus grandes

($\sim$ 0.90 à 440 nm) au nord du domaine (où les aérosols désertiques dominent), et les valeurs les plus basses ($\sim$ 0.83 à 440 nm) à l'Est du Sahel (où les aérosols de feux de biomasse dominent).

- Un gradient similaire est constaté dans les produits OMI et MISR. En revanche, le modèle RegCM3 estime des valeurs caractéristiques d'aérosols plus absorbants que les produits satellites. Toutefois on note que les trois produits satellites présentent des estimations très différentes de ce paramètre rendant difficile de conclure sur la capacité de RegCM3 à représenter de façon réaliste l'albédo de simple diffusion à l'échelle régionale.
- Enfin, notre travail met en avant que la dépendance spectrale des propriétés optiques dans le visible (440, 500 et 675 nm) utilisées dans le modèle n'est pas satisfaisante dans l'état actuel. Cependant, les propriétés optiques à 440 et 675 nm ne constituent que des sorties diagnostiques du modèle et ne sont pas utilisées dans le code de transfert radiatif de RegCM3. En effet, seules les propriétés optiques à 500 nm sont considérées pour calculer l'impact radiatif des aérosols dans le spectre visible. De ce fait, ce défaut du modèle ne devrait pas avoir d'incidence majeure dans les simulations d'impact climatique. Néanmoins, les propriétés optiques doivent être révisées afin de présenter une bonne dépendance spectrale, utiles à la comparaison des résultats de simulations avec les observations.

4.4 Impacts des aérosols sur le climat régional

Dans cette section nous évaluons les impacts climatiques dus aux effets radiatifs directs et semi-directs des aérosols désertiques et des aérosols de feux de biomasse en Afrique de l'ouest pendant les saisons sèches pour la période de 2001 à 2006. L'évaluation des propriétés optiques simulées que nous avons discutée dans la section précédente met en avant certaines faiblesses du modèle. Ces incertitudes doivent être gardées en mémoire puisqu'elles peuvent affecter les simulations numériques présentées ci-dessous. Ces résultats doivent donc être considérés comme encore préliminaires, car certains développements (en cours) sont nécessaires afin de conclure définitivement sur les résultats obtenus.

4.4.1 Èvaluation du modèle RegCM3 sur l'Afrique de l'ouest

Afin d'évaluer les impacts radiatifs directs et semi-directs des aérosols, il est essentiel avant tout que le modèle reproduise de façon satisfaisante les caractéristiques principales de l'état de l'atmosphère. La section suivante discute de la validité du modèle par comparaison avec divers jeux de données d'observations.

4.4.1.1 Température de surface

La température de l'air en surface simulée est comparée aux observations CRU (*Climate Research Unit*) de l'université d'East Anglia (*Mitchell and Jones*, 2005). Ces données contiennent les observations au dessus des terres de température de surface, de précipitations et de fraction nuageuse regrillées à une résolution de 0.5 $\times$ 0.5. Durant l'hiver boréal (DJF), il apparaît que le modèle simule relativement bien la température de surface à l'échelle de la région (Fig. 4.9(a) simulation REF - CRU). En effet les biais typiques sur la température de l'air en surface des RCM à l'échelle saisonnière sont généralement compris entre $\pm$4C (*Giorgi et al.*, 1998; *Hudson and Jones*, 2002; *Tadross et al.*, 2006; *Sylla et al.*, 2009). RegCM3 tend néanmoins à surestimer la température au dessus du Niger-Tchad-République Centre Africaine et à les sous-estimer dans la zone équatoriale. Ces biais de température sont liés à la combinaison d'erreurs incluant

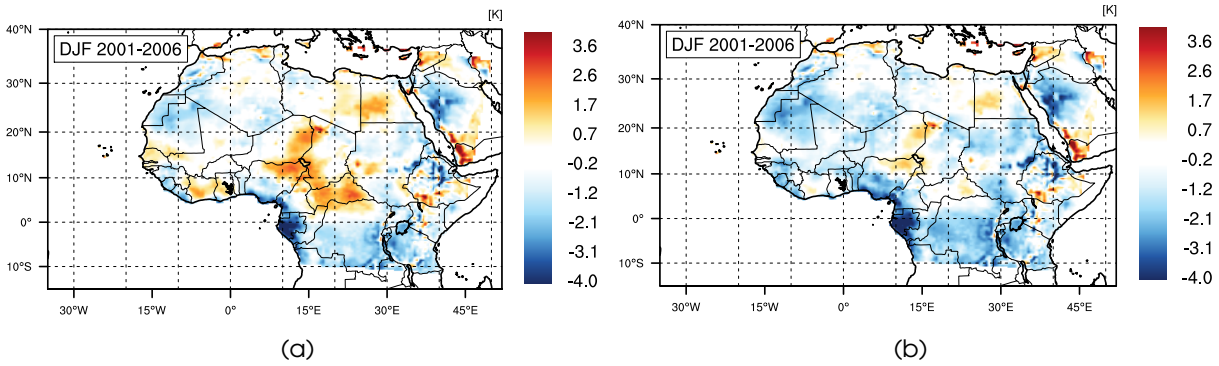


FIGURE 4.9 – *Différence de Température de surface (en K) moyennée sur DJF 2001-2006 entre (a) les observations CRU et le modèle RegCM3 sans prise en compte des aérosols et (b) les observations CRU et le modèle RegCM3 avec prise en compte des aérosols de feux de biomasse et désertiques. Les sorties RegCM3 sont regrillées à la résolution des données CRU.*

le couvert nuageux, l'équilibre radiatif, les précipitations, les propriétés de surfaces (e.g. albédo de surface), les flux d'énergie en surface et l'advection (e.g. *Christensen et al.*, 1997; *Giorgi et al.*, 1998). Puisque ces différents facteurs contribuent avec un degré variable dans les différentes sous régions du domaine, il est difficile de déterminer de façon non ambiguë les causes conduisant à ces biais.

La prise en compte du forçage radiatif direct des aérosols diminue de façon significative le biais positif au centre du domaine (Fig. 4.9) mais n'affecte pas sensiblement le biais négatif dans la zone équatoriale. La signification de ces résultats sera discutée par la suite.

4.4.1.2 Précipitations et circulation

Dans une approche climatique, une représentation précise des précipitations est essentielle. Ici, les précipitations simulées sont comparées à deux jeux de données : les données CMAP (*CPC Merged Analysis of Precipitation*) (*Xie and Arkin*, 1997) et les données du produit 3B43 de la mission TRMM (*Adler et al.*, 2000). Les données CMAP ont une résolution de 1.25×2.5 et sont construites en utilisant les précipitations estimées par cinq satellites (GPI,OPI,SSM/I scattering et MSU) assimilées au sein des ré-analyses NCEP-II. Le produit 3B43 TRMM est quant à lui construit en utilisant la combinaison des estimations effectuées par le satellite TRMM, corrigées par les données de deux réseaux de pluviomètres sol (CAMS et GPCC). Les données de TRMM ont une résolution de 0.25×0.25 et couvrent les régions comprises entre $50S$ et $50N$.

La figure 4.10 montre les champs de précipitations issus des deux jeux de données (Fig. 4.10(a)) et (Fig. 4.10(b)) et de RegCM3 pour l'expérience REF (Fig. 4.10(c)) pour les saisons sèches entre 2001 et 2006. On observe pour les observations un maximum commun de précipitations (entre $\sim$ 6-8$mm/jour$) au dessus des terres au voisinage de la latitude $10S$ et sur l'Atlantique tropicale au dessus de l'équateur en accord avec la position de l'ITCZ en cette période de l'année. Le modèle reproduit correctement la position du maximum de précipitations sur les terres mais a plus de difficultés sur l'océan. Ceci est illustré sur la figure 4.10(d) où sont représentés les biais entre l'expérience REF et les observations TRMM. On constate également que RegCM3 a tendance à surestimer les précipitations dans la zone de maximum de précipitations sur les terres ($\sim$+2-3$mm/jour$). Il est possible que la proximité de complexes topographiques en bord de domaine altère la qualité des vents reproduits par RegCM3 ce qui produit en retour trop de précipitations orographiques.

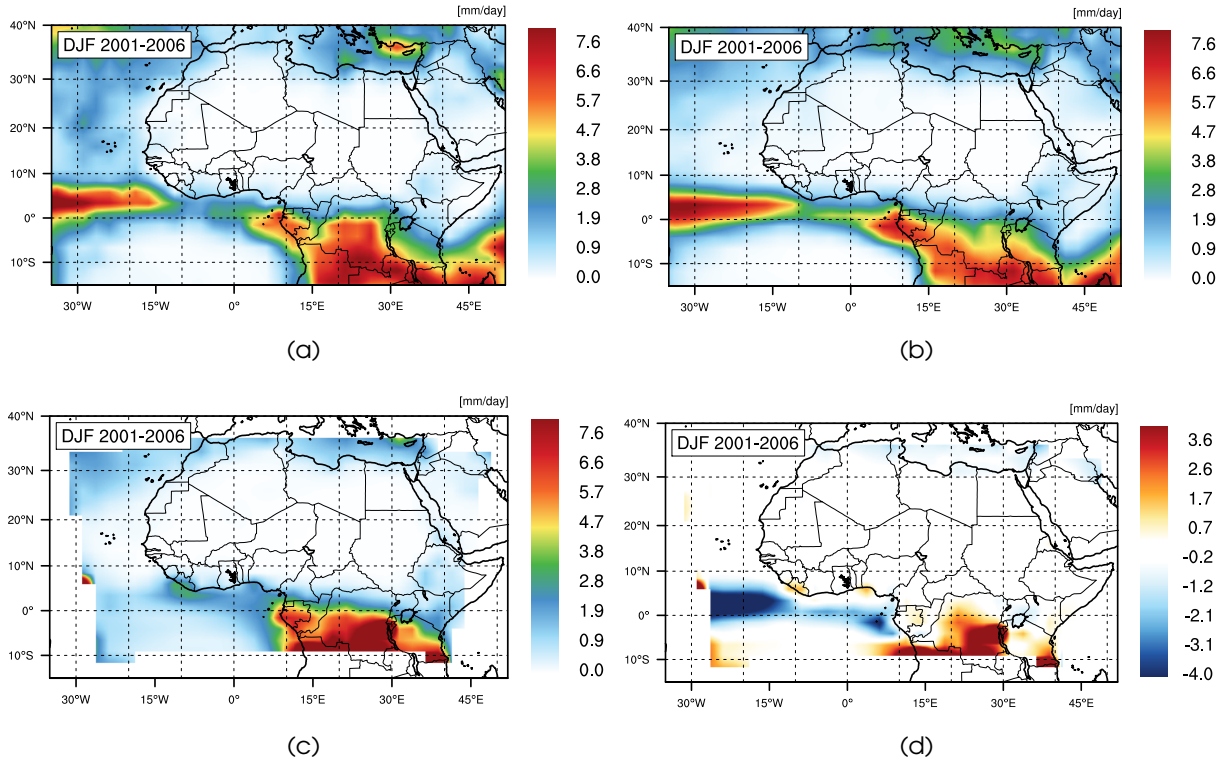


FIGURE 4.10 – *Champs de précipitation (en mm/jour) moyennés sur DJF 2001-2006 entre (a) CMAP (b) TRMM (c) RegCM3 (d) TRMM-RegCM. Les sorties RegCM3 et les données TRMM sont regrillées à la résolution des données CMAP*

Les champs de vents horizontaux proches de la surface (à 925 hPa) et dans la basse troposphère (à 700 hPa) issus des réanalyses ERA-Interim du centre européen et des expériences REF et BBDUST sont représentés sur la figure 4.11. La position des grandes circulations atmosphériques est bien représentée dans les simulations RegCM. En revanche, on constate une sous estimation des alizés en surface dans RegCM3 comparé aux réanalyses ERA-Interim. Ces biais expliquent très certainement le biais sec de précipitations observé sur l'Atlantique (Fig. 4.10(d)) dû à un manque de transport d'humidité du sud du domaine vers l'équateur. Au niveau du centre du continent, on constate également une trop grande convergence des vents de surface pouvant en partie expliquer le biais humide de précipitations dans cette zone.

Au niveau de la basse troposphère (700 hPa), on observe que la position du jet d'est africain proche de l'équateur est correctement simulée par RegCM3 en comparaison aux réanalyses ERA-Interim. En revanche, RegCM3 surestime l'intensité du jet dans l'expérience REF (Fig. 4.10(d)), en particulier au dessus du golfe de Guinée. Cette surestimation est diminuée dans l'expérience BBDUST (Fig. 4.10(f)), ce qui semble indiquer une meilleure représentation de la dynamique à ce niveau atmosphérique lorsque les effets radiatifs des aérosols sont pris en considération.

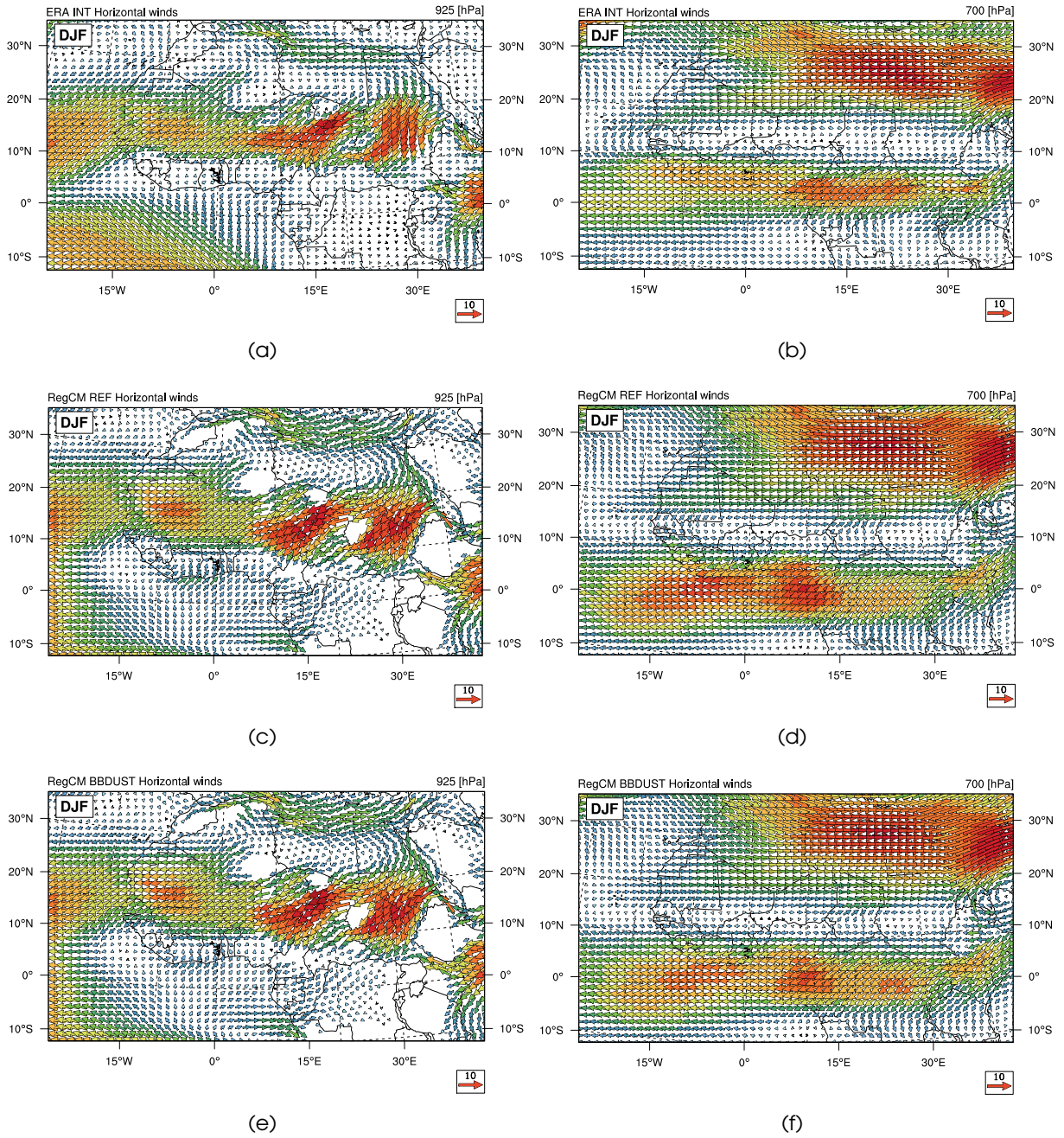


FIGURE 4.11 – *Champs de vents moyennés sur DJF (2001-2006) à* 925 *hPa (a,c,e) et* 700 *hPa (b,d,f) issus des réanalyses ERA-Interim (a,b) de la simulation REF (c,d) et de la simulation BBDUST (e,f)*

Aerosol DRF 24H avg (W/m^2)			
	Sahel	Golfe de Guinée	Sahara
TOA	-5.23	-5.73	-1.31
ATM	+19.32	+13.88	+8.37
SRF	-24.55	-19.61	-9.68
Aerosol NDRF 24H avg ($W/m^2/AOT_{500\ nm}$)			
TOA	-12.1	-20.4	-5.1
ATM	+44.7	+49.4	+32.5
SRF	-56.8	-70.0	-37.6

TABLE 4.1 – *Forçage radiatif direct (DRF) et efficacité du forçage radiatif direct (NDRF) pour les saisons sèches 2001-2006 dans l'expérience BBDUST moyennés sur les sous domaine Sahel, Golfe de Guinée et Sahara représentés sur la figure 4.12*

4.4.2 Forçage radiatif direct (SW et LW) des aérosols

4.4.2.1 Forçage radiatif direct en surface

Le forçage radiatif direct en surface (visible + infrarouge) est estimé en ciel clair pour les expériences DUST et BBDUST (Fig. 4.12). Dans les deux expériences DUST et BBDUST, on constate un forçage radiatif direct négatif en surface dû à la réduction de rayonnement solaire disponible résultant de l'absorption et la diffusion par les particules d'aérosols. L'inclusion des aérosols de feux de biomasse modifie fortement l'intensité du forçage radiatif direct en surface. Dans les zones sources (Fig. 4.12(f)), on constate de fortes valeurs du forçage en surface pouvant atteindre $-50\ W/m^2$ en moyenne journalière pendant la saison sèche. En moyenne sur la bande Sahélienne (Tab. 4.1), le forçage en surface est estimé à $-24.55\ W/m^2$ principalement dû à la contribution des aérosols de feux. Ces valeurs sont comparables aux biais typiques (+20-40 W/m^2) dans les tropiques constatés dans les simulations de GCM incluant des climatologies annuelles d'aérosols (*Wild*, 1999). L'inclusion d'inventaires de feux capables de correctement représenter la variabilité des émissions à l'échelle saisonnière semble donc améliorer le bilan radiatif pour notre zone d'étude. La valeur simulée au dessus du Sahel est en très bon accord avec le DRF [2] en surface de $-21.8\ W/m^2$ calculé par*Johnson et al.* (2008b) pendant la période de la campagne DABEX (entre mi janvier et mi février 2006).

Puisque l'intensité du forçage radiatif dépend de la charge en aérosol, nous avons également calculé l'efficacité du forçage radiatif direct (NDRF) (Tab. 4.1) afin d'obtenir un point de comparaison avec d'autres observations. Ainsi, au dessus du Sahel, l'efficacité du forçage radiatif direct en surface est estimé à $-56.8\ W/m^2/AOT_{550\ nm}$. Cette valeur est cohérente avec les estimations faites par *Mallet et al.* (2008), $-58.02\ W/m^2/AOT_{550\ nm}$, à Djougou pendant la SOP-0 AMMA. *Johnson et al.* (2009) estiment un NDRF en surface légèrement plus fort de $-69.9\ W/m^2/AOT_{550\ nm}$ à Niamey le 19 Janvier 2006 tandis que *Raut and Chazette* (2008) calculent un NDRF en surface de $-47.11\ W/m^2/AOT_{550\ nm}$. *Pinker et al.* (2010) rapportent une valeur de $-52.61\ W/m^2/AOT_{550\ nm}$ sur le site d'Ilorin. Le NDRF en surface simulé dans notre étude est en bon accord avec les valeurs publiées dans la littérature. Dans la mesure où les aérosols désertiques et les aérosols de feux n'ont pas les mêmes efficacités de forçage radiatif, cela donne un certain crédit dans la capacité du modèle à estimer la contribution relative des aérosols désertiques et des aérosols de feux dans l'extinction du rayonnement.

2. pour rappel : DRF = forçage radiatif direct, cf Eq. 1.13

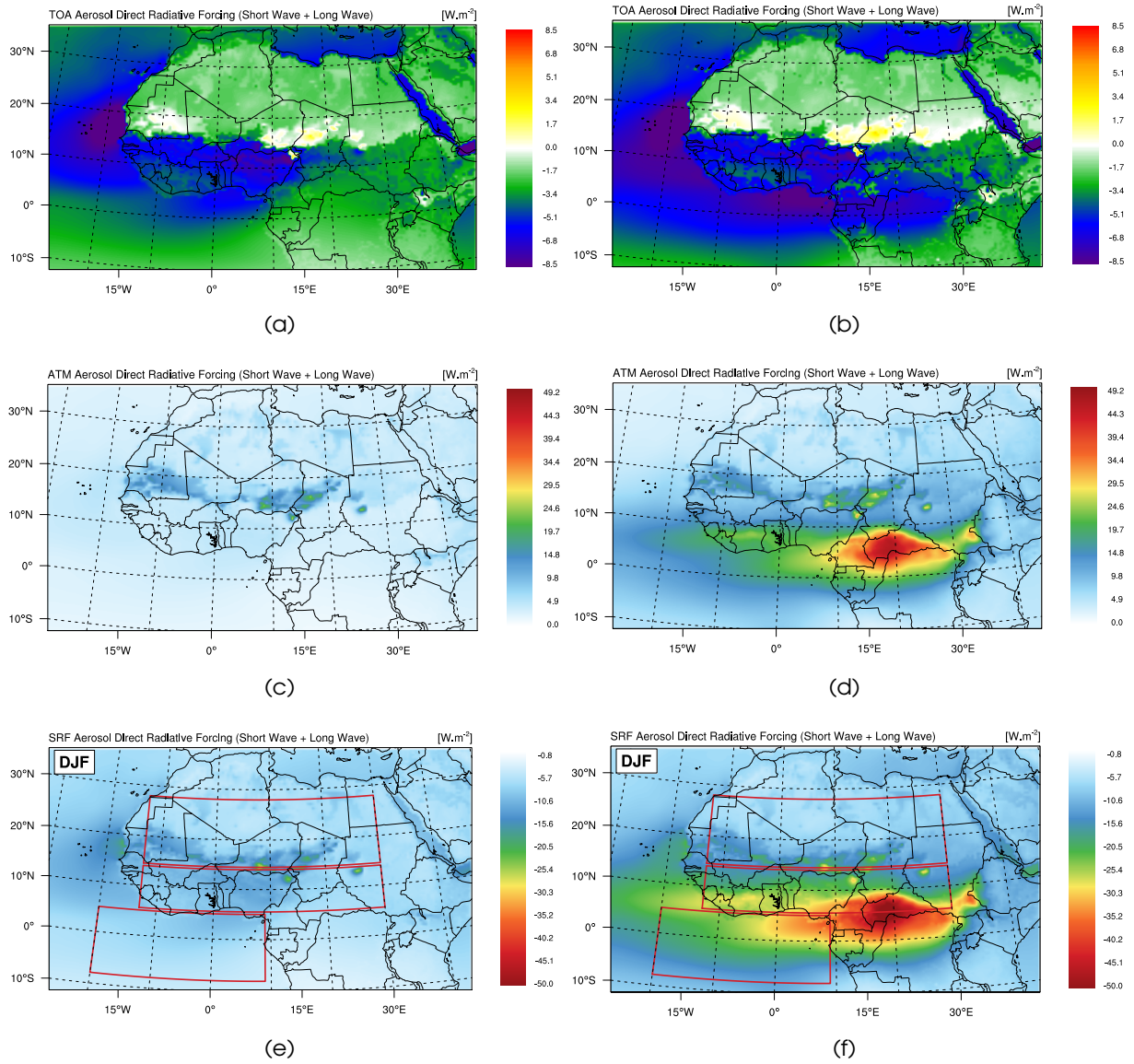


FIGURE 4.12 – *Forçage radiatif direct (W/m^2) en ciel clair pour les saisons sèches 2001-2006, (a,b) au sommet de l'atmosphère (c,d) dans l'atmosphère (e,f) à la surface, pour les expériences DUST (a,c,e) et BBDUST (b,d,f)*

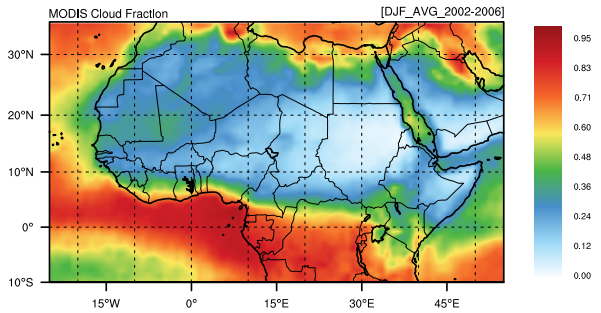


FIGURE 4.13 – *Fraction nuageuse estimée en saison sèche (DJF) par le radiomètre MODIS entre 2002 et 2006*

4.4.2.2 Forçage radiatif direct au sommet de l'atmosphère

Le forçage radiatif au sommet de l'atmosphère indique si un refroidissement ou un réchauffement du système terre-atmosphère se produit. Il dépend fortement des propriétés de la surface et de celles des particules d'aérosols (*Russell et al.*, 2002). Ainsi, on constate (Fig. 4.12) que le forçage radiatif au sommet de l'atmosphère est majoritairement négatif sur l'ensemble du domaine dans les expériences DUST et BBDUST. Il peut néanmoins passer à des valeurs positives au dessus des surfaces très réfléchissantes comme c'est le cas au dessus du Sahara (vers 16N-18N, Fig. 4.12). À contrario, les valeurs les plus négatives (entre -5 W/m^2 et -8 W/m^2) sont simulées au dessus des surfaces les plus sombres dans l'export au dessus de l'Atlantique et du Golfe de Guinée et des terres recouvertes de végétation (respectivement, -5.23 W/m^2 et -5.73 W/m^2 dans les « boîtes » Sahel et Golfe de Guinée (Tab. 4.1). Ce forçage radiatif direct au sommet de l'atmosphère au niveau des zones océaniques est plus faible (d'un facteur deux environ) que les valeurs reportées par *Johnson et al.* (2008b) et *Myhre et al.* (2008). Au niveau des surfaces les plus réfléchissantes, le forçage radiatif direct au sommet de l'atmosphère est le plus faible (-1.31 W/m^2 sur la « boîte » Sahara, Tab. 4.1).

Cependant, l'étude de *Myhre et al.* (2008) nous informe que le forçage radiatif au sommet de l'atmosphère peut passer d'une valeur négative quand il est calculé pour les mailles de ciel clair, à une valeur positive quand il est calculé pour le ciel complet dans les zones où le couvert nuageux est non négligeable (cf. section 2.3.1). La figure 4.13 montre en effet que le couvert nuageux est très important au dessus du golfe de Guinée pendant la saison sèche. Néanmoins, le diagnostique du forçage radiatif en ciel complet n'est pas encore disponible dans RegCM3 mais il apparaît intéressant de le considérer dans le futur, du fait notamment de la grande capacité absorbante des aérosols de feux de biomasse sur cette zone.

4.4.2.3 Forçage radiatif direct atmosphérique

La figure 4.12 représente le forçage radiatif atmosphérique direct en ciel clair attribuable aux aérosols (i.e., le forçage radiatif direct au sommet de l'atmosphère moins le forçage radiatif direct en surface, eq :1.13). Les valeurs positives indiquent une absorption de l'énergie radiative par l'atmosphère. Du fait des propriétés absorbantes des aérosols de feux de biomasse (SSA$\sim$ 0.81 à 550 nm), il apparaît clairement que le chauffage diabatique atmosphérique est beaucoup plus fort dans l'expérience BBDUST que dans l'expérience DUST. Un forçage particulièrement fort de +19.32 W/m^2 (Tab. 4.1) est simulé au niveau du Sahel (Tab. 4.1). Cette valeur au dessus de la « boîte » Sahel est en bon accord avec la valeur de +19.80 W/m^2 estimée par *Raut and Chazette* (2008) pendant la SOP-0 AMMA à Niamey et celle de +15.0 W/m^2 estimée par *Johnson et al.* (2008b) pendant DABEX également à Niamey (AOT $\sim$ 0.45 à 550 nm pour les deux études). En

terme d'efficacité de forçage radiatif direct atmosphérique, la valeur de +44.7 $W/m^2/AOT_{500nm}$ observée au niveau de la « boîte » Sahel est en bon accord avec les estimations locales faites pendant les campagnes AMMA-SOP0/DABEX à Djougou (+40.6 $W/m^2/AOT_{440nm}$ *Mallet et al.* 2008), à Niamey (+33.4 $W/m^2/AOT_{500nm}$ *Johnson et al.* 2008b et +44.0 $W/m^2/AOT_{500nm}$ *Raut and Chazette* 2008) et Mbour (+47.77 $W/m^2/AOT_{440nm}$ *Derimian et al.* 2008a). Au niveau du Sahara, le forçage radiatif direct atmosphérique est le plus faible (+8.37 W/m^2, Tab. 4.1) du fait d'une présence moins importante d'aérosols absorbants de feux de biomasse qu'au sud du domaine. De tels changements dans le bilan radiatif atmosphérique ont très certainement un impact non négligeable sur la dynamique de l'atmosphère. Ces impacts sont présentés dans la section qui suit.

4.4.3 Impacts du forçage radiatif direct et semi-direct sur le climat régional

4.4.3.1 Flux de chaleur sensible et latente

L'important forçage radiatif en surface réduit l'énergie radiative disponible en diminuant le flux solaire descendant. Ceci conduit à des perturbations du bilan énergétique de la surface. La figure 4.14 indique les changements de flux de chaleur sensible induits dans les expériences DUST et BBDUST par les aérosols. Le signal sur le flux de chaleur sensible suit logiquement le signal de température de surface. Les plus fortes diminutions dans l'expérience DUST, de l'ordre de -15 W/m^2, sont observées au dessus du Sahara. En moyenne sur cette zone du domaine, les réductions de flux de chaleur sensible sont estimées à -5.52 W/m^2 (Tab. 4.2). Il est intéressant d'observer une légère augmentation du flux de chaleur sensible dans cette expérience au voisinage de l'équateur entre 10E et 30E (+0.47 W/m^2 Tab. 4.2). Ceci illustre un impact à longue distance du forçage radiatif direct des aérosols désertiques pourtant majoritairement présents au nord du continent. Dans l'expérience BBDUST, la réduction du flux de chaleur sensible est plus prononcée et plus particulièrement dans les zones sources atteignant des valeurs comprises entre -20 et -30 W/m^2. Au dessus du Sahel, le flux de chaleur sensible est ainsi réduit de -16.59 W/m^2 (environ -7% par rapport à l'expérience REF) alors que la réduction dans le cas de l'expérience DUST n'est que de -5.37 W/m^2 (environ -3.9% par rapport à l'expérience REF) (Tab. 4.2). On constate qu'au dessus du Golfe de Guinée (Tab. 4.2), le flux de chaleur sensible n'évolue pas significativement. Ceci est principalement relié au fait que la température océanique ne varie pas dynamiquement avec le forçage radiatif direct des aérosols en surface.

Contrairement au flux de chaleur sensible, la réponse du flux de chaleur latente est plus complexe (Fig. 4.14). Le flux de chaleur latente n'est pas significativement modifié au dessus du Sahara (+0.05 W/m^2 et +0.02 W/m^2 dans les expériences DUST et BBDUST, respectivement, Tab. 4.2) du fait du peu d'humidité disponible dans les sols. Une légère augmentation au dessus des côtes est observable à l'exception de la côte Guinéenne où il est réduit (Fig. 4.14). Sur l'ensemble du domaine, le flux de chaleur latente est majoritairement diminué dans l'expérience DUST. Ici encore, il est intéressant d'observer que les plus fortes diminutions se produisent au centre du continent (-2.59 W/m^2, Tab. 4.2), loin des sources d'aérosols désertiques.

Dans le cas de l'expérience BBDUST, l'impact sur les flux de chaleur latente est plus fort. Des diminutions importantes apparaissent clairement le long des côtes Guinéennes et dans une moindre mesure au dessus de l'océan Atlantique tropical et du golfe de Guinée (-1.47 W/m^2, Tab. 4.2). En revanche, l'anomalie de flux de chaleur latente passe d'une valeur positive dans le centre du continent dans l'expérience BBDUST (+0.4 W/m^2, Tab. 4.2) là où le maximum d'anomalie était négatif dans l'expérience DUST.

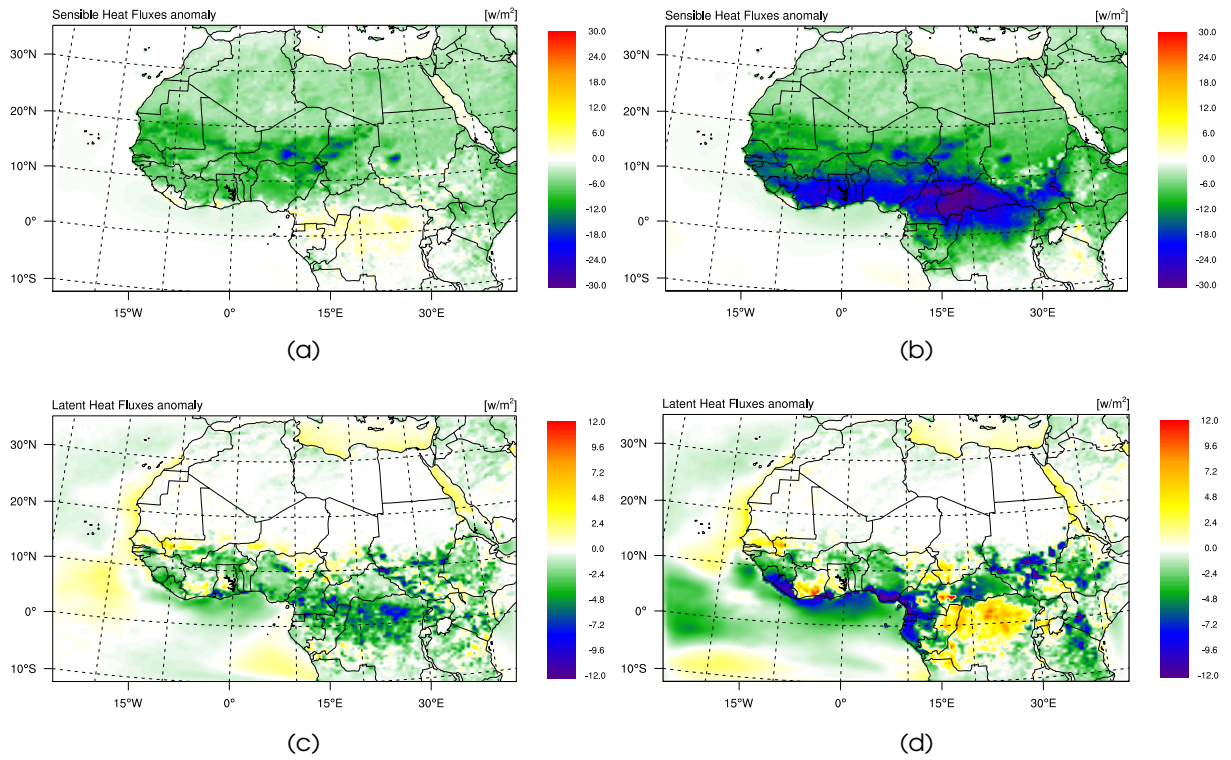


FIGURE 4.14 – *Différences moyennées sur DJF (2001-2006) des flux de chaleur sensible (a,b) et latente (c,d) entre l'expérience DUST et l'expérience REF (a,c) et entre l'expérience BBDUST aérosols et l'expérience REF (b,d)*

4.4.3.2 Changement des températures en surface

Le forçage radiatif en surface conduit à une diminution de la température de l'air en surface comme on peut le noter sur la Figure 4.9. Cette réponse résulte directement de l'absorption et de la rétrodiffusion du rayonnement solaire incident qui n'atteint pas la surface. Dans le cas de l'expérience BBDUST, la prise en compte de ces aérosols semble donc améliorer le biais positif de température au dessus du Niger-Tchad-République Centre Africaine, et donc influencer les processus de surface. La figure 4.15 illustre la contribution des aérosols de feux de biomasse en plus des aérosols désertiques dans la diminution de ce biais. On constate (Fig. 4.15(a)) que l'impact des aérosols désertiques sur la température de surface se restreint essentiellement au Sahara et sur le nord du Sahel avec des diminutions d'environ -0.6C dans l'expérience DUST. L'ajout des aérosols de feux de biomasse dans l'expérience BBDUST renforce la diminution de température au dessus du Sahel avec une différence d'environ -1.2C par rapport à l'expérience REF et pou-

Différences de flux de chaleur sensible (W/m^2)				
	Sahel	Golfe de Guinée	Sahara	Centre Afrique
DUST	-5.37	-0.27	-5.52	+0.47
BBDUST	-16.59	-0.43	-6.65	-12.36
Différences de flux de chaleur latente (W/m^2)				
DUST	-1.54	-0.31	+0.05	-2.59
BBDUST	-2.12	-1.47	+0.02	+0.4

TABLE 4.2 – *Différences de flux de chaleur sensible et latente pour les saisons sèches (DJF) 2001-2006 entre l'expérience DUST et l'expérience REF et entre l'expérience BBDUST et l'expérience REF moyennés sur les sous domaine Sahel, Golfe de Guinée et Sahara (représentés sur la figure 4.12) et le sous domaine Centre Afrique (représenté sur la figure 4.16).*

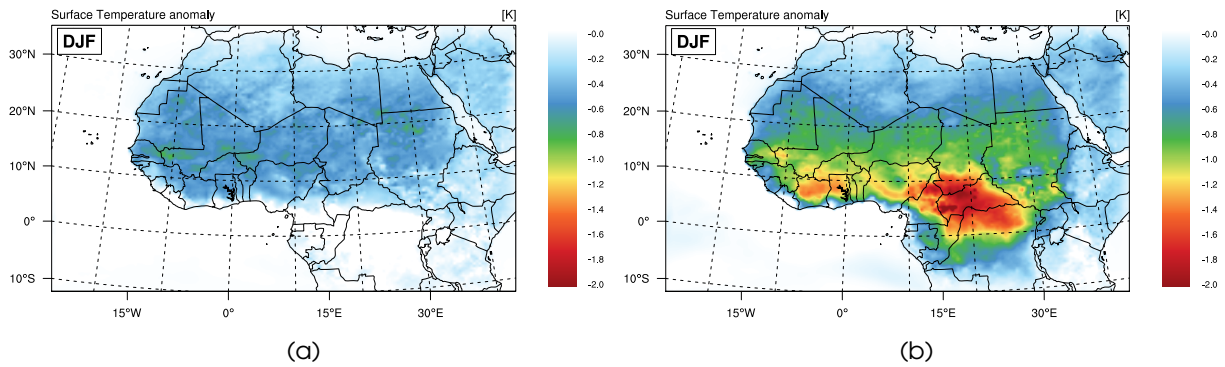


FIGURE 4.15 – *Différences moyennées pendant les saisons sèches 2001-2006 de la température de l'air en surface (à 2 mètre) entre (a) l'expérience DUST et l'expérience REF et (b) entre l'expérience BBDUST et l'expérience REF*

vant atteindre près de -2.0C au centre du continent entre l'équateur et approximativement 10N.

À ce point, une remarque importante concernant les zones océaniques doit être faite. En effet, l'océan joue un rôle déterminant sur le climat régional. Bien qu'un forçage radiatif direct en surface important soit simulé (par exemple, -19.61 $W/m2$ dans le golfe de Guinée pour l'expérience BBDUST, Tab. 4.1), les variations de la température de l'air en surface sont quasi-nulles dans les expériences DUST et BBDUST. Ceci est relié au fait que la température de la surface océanique (SST) est prescrite dans RegCM3. Ainsi, la SST n'évolue pas dynamiquement avec le forçage radiatif induit par les aérosols dans ces expériences. L'utilisation d'un modèle régional d'océan couplé avec RegCM3 permettrait d'évaluer la réponse de la SST plus précisément mais cela n'est pas encore possible avec la version actuelle du modèle. Cette question reste en suspens et mérite d'être plus approfondie dans de futures études.

4.4.3.3 Champs de précipitations

Les résultats présentés ci-dessus suggèrent que les localisations respectives des sources d'aérosols de feux de biomasse et désertiques induisent des modifications opposées sur la dynamique régionale. Ceci se constate en effet sur les différences de champs de précipitations (Fig. 4.16). Dans l'expérience DUST, les précipitations sont presque uniquement réduites. Les plus fortes réductions sont localisées le long de la côte Guinéenne (-0.20 *mm/jour*, Tab. 4.3, soit une diminution d'environ 10.6% par rapport à l'expérience REF) et au Centre du continent Africain (-0.26 *mm/jour*, Tab. 4.3, soit une diminution d'environ 5.8% par rapport à l'expérience REF).

Lorsque les effets radiatifs des aérosols de feux de biomasse sont pris en compte, les réductions de précipitations sont accrues le long de la cote Guinéenne. Les diminutions de précipitations sur les côtes dans les expériences DUST et BBDUST sont cohérentes avec les résultats de *Huang et al.* (2009a,b,c,d) basés sur des observations satellitaires. Dans ces expériences, on constate que les réductions de précipitations sont principalement pilotées par la diminution des précipitations stratiformes (non montrée). En revanche, on constate que les précipitations augmentent au dessus du Golfe de Guinée dans l'expérience BBDUST. Au dessus des terres, l'expérience BBDUST montre une réponse au forçage radiatif direct des aérosols opposée à celle de l'expérience DUST. Dans ce cas, les anomalies de précipitations passent de valeurs négatives (-5.8 *mm/jour* expérience DUST, Tab. 4.3) à des valeurs légèrement positives (+0.09 *mm/jour* expérience BBDUST, Tab. 4.3). Cette augmentation est quant à elle principale-

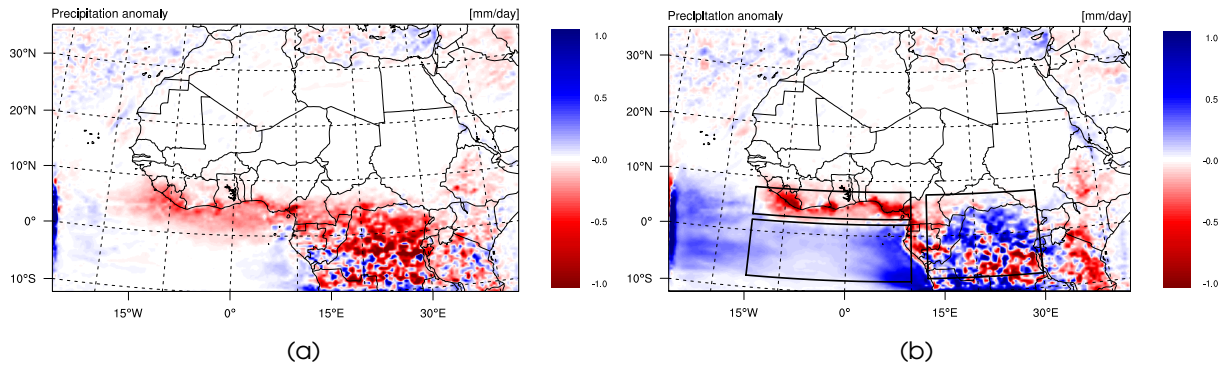


FIGURE 4.16 – *Différences moyennées sur DJF (2001-2006) de précipitations au sol (en mm/jour) entre l'expérience DUST et l'expérience REF (a) et entre l'expérience BBDUST et l'expérience REF (b)*

ment pilotée par une augmentation des précipitations convectives du modèle (Fig. 4.18).

Cette réponse complexe des champs de précipitations au forçage radiatif direct des aérosols semble résulter d'effets en compétition. Pour mieux comprendre la réponse du modèle à ces forçages, nous avons représenté sur les figures 4.17 et 4.18 la coupe méridionale moyennée entre les longitudes 12E et 30E du contenu en eau nuageuse sur laquelle sont également superposées les différences relatives de vitesse verticale (contour jaune et vert) entre les deux expériences et l'expérience REF.

On constate dans le cas de l'expérience DUST que les réductions de précipitations entre 8S et 8N sont associées à une diminution du couvert nuageux en basse couche. Par conséquent, les précipitations stratiformes sont diminuées expliquant la diminution de précipitations observée dans cette zone. L'augmentation des mouvements verticaux en basse couche entre l'équateur et 5N contraste avec la diminution entre 5N et 10N. Ceci pourrait illustrer une propagation plus vers le sud du flux d'harmattan permettant une élévation plus efficace de la couche d'air présente sur les terres entre l'équateur et 5N, plus chaude et plus sèche en cette période de l'année. Ainsi moins d'humidité en provenance de l'océan arrive sur les terres expliquant la réduction des précipitations stratiformes dans le modèle. Cette hypothèse est cohérente avec le refroidissement du Sahara dû aux aérosols désertiques. Le gradient de température est accru favorisant l'avancée vers le sud du front d'harmattan. Ceci illustre un impact des changements de la circulation atmosphérique induits par les effets radiatifs des aérosols désertiques.

Dans le cas de l'expérience BBDUST, les aérosols de feux de biomasse sont présents en quan-

Différences de précipitation (*mm/jour*)			
	Côtes Guinéennes	Golfe de Guinée	Centre Afrique
DUST	-0.20	-0.01	-0.26
BBDUST	-0.24	+0.17	+0.09
Changement relatif de précipitation (%)			
	Côtes Guinéennes	Golfe de Guinée	Centre Afrique
DUST	-10.6	-0.8	-5.8
BBDUST	-12.6	+12.1	+1.9

TABLE 4.3 – *Différences du taux de précipitation (en mm/jour) pour les saisons sèches (DJF) 2001-2006 entre l'expérience DUST et l'expérience REF et entre l'expérience BBDUST et l'expérience REF moyennés sur les sous domaine Côtes Guinéennes, Golfe de Guinée et Centre Afrique (représentés sur la figure 4.16).*

tité importante au dessus de la zone 5S et 10N. Il en résulte une stabilisation des basses couches inhibant les mouvements convectifs en bas de l'atmosphère. Au niveau de la couche d'aérosol, l'atmosphère est chauffée diabatiquement du fait de l'important forçage radiatif atmosphérique. L'atmosphère est plus instable dans la moyenne et haute troposphère conduisant à des mouvements verticaux renforcés (Fig. 4.18). Ainsi, la convection semble favorisée et le contenu en eau augmente en moyenne et haute troposphère. La combinaison de ces deux effets antagonistes conduit ici à une augmentation des précipitations au sol. Ce mécanisme est cohérent avec l'hypothèse d'*elevated heat pump* formulée par *Lau et al.* (2006, 2009).

Afin de comprendre l'impact du forçage radiatif direct et semi-direct des aérosols sur la circulation atmosphérique, nous avons représenté sur les figure 4.19 la position moyenne du FIT (définie ici comme la zone où le vent méridional à 925 hPa s'annule).

La figure 4.19 montre que la position du FIT, comme nous l'avons définie est très proche dans les trois expériences. Néanmoins, on peut remarquer au dessus du Sahel que dans le cas des expériences DUST et BBDUST, celle-ci est légèrement plus au sud que dans l'expérience REF. Cela est cohérent avec un renforcement du flux d'Harmattan pouvant se justifier par la diminution de la température de l'air en surface au dessus du Sahara.

4.5 Conclusion du chapitre

Ce chapitre a présenté les résultats de simulations à plus longue échéance (2001-2006) effectuées avec le modèle RegCM3 au dessus de l'Afrique de l'ouest. Nous nous sommes intéressés ici à comprendre si la prise en compte des effets radiatifs (direct et semi-direct) des aérosols de feux de biomasse en supplément des effets radiatifs des aérosols désertiques pouvait induire des impacts climatiques supplémentaires. Nous nous sommes restreints à l'étude de la saison sèche (décembre janvier février), période pendant laquelle les deux espèces sont présentes dans l'atmosphère.

À l'issue du chapitre 3, nous avions constaté pour la saison sèche 2006, un désaccord entre le modèle et différentes observations satellitales au dessus du golfe de Guinée et du centre de l'Afrique sur la charge atmosphérique en aérosol simulée (AOT). Dans un second temps et avant d'étudier la réponse climatique au forçage radiatif direct et semi-direct des aérosols, nous avons utilisé les informations issues de nouveaux produits satellites (OMI,MISR,MODIS-Deep Blue) qui fournissent, en plus de l'estimation classique de l'AOT, un détail sur les propriétés d'absroption des aérosols (SSA, coefficient d'Ångström de l'AOT et de l'AOT d'absorption).

Cette étude a constitué la première partie de ce chapitre. A l'issue de cette comparaison, il apparaît que le modèle représente de façon assez satisfaisante l'AOT quand il est comparé aux stations au sol du réseau AERONET/PHOTONS mais que la surestimation (respectivement sous-estimation) au dessus du centre de l'Afrique (golfe de Guinée) persiste pendant la saison sèche dans ces simulations longue durée. En parallèle, l'analyse des champs d'albédo de simple diffusion montre que le modèle représente des valeurs de SSA cohérentes ($\sim$ 0.83 à 440 nm à l'Est du Sahel où les aérosols de feux de biomasse dominent et $\sim$ 0.90 à 440 nm au nord du domaine où les aérosols désertiques dominent) avec les valeurs observées *in-situ* au cours des récentes campagnes de terrains (DABEX, DODO, ... cf. chapitre 2). Le gradient nord/sud du SSA est cohérent avec les produits OMI et MISR. En revanche, les trois produits satellites considérés présentent des estimations très différentes de ce paramètre rendant difficile de conclure sur la capacité de RegCM3 à représenter de façon réaliste l'albédo de simple diffusion à l'échelle

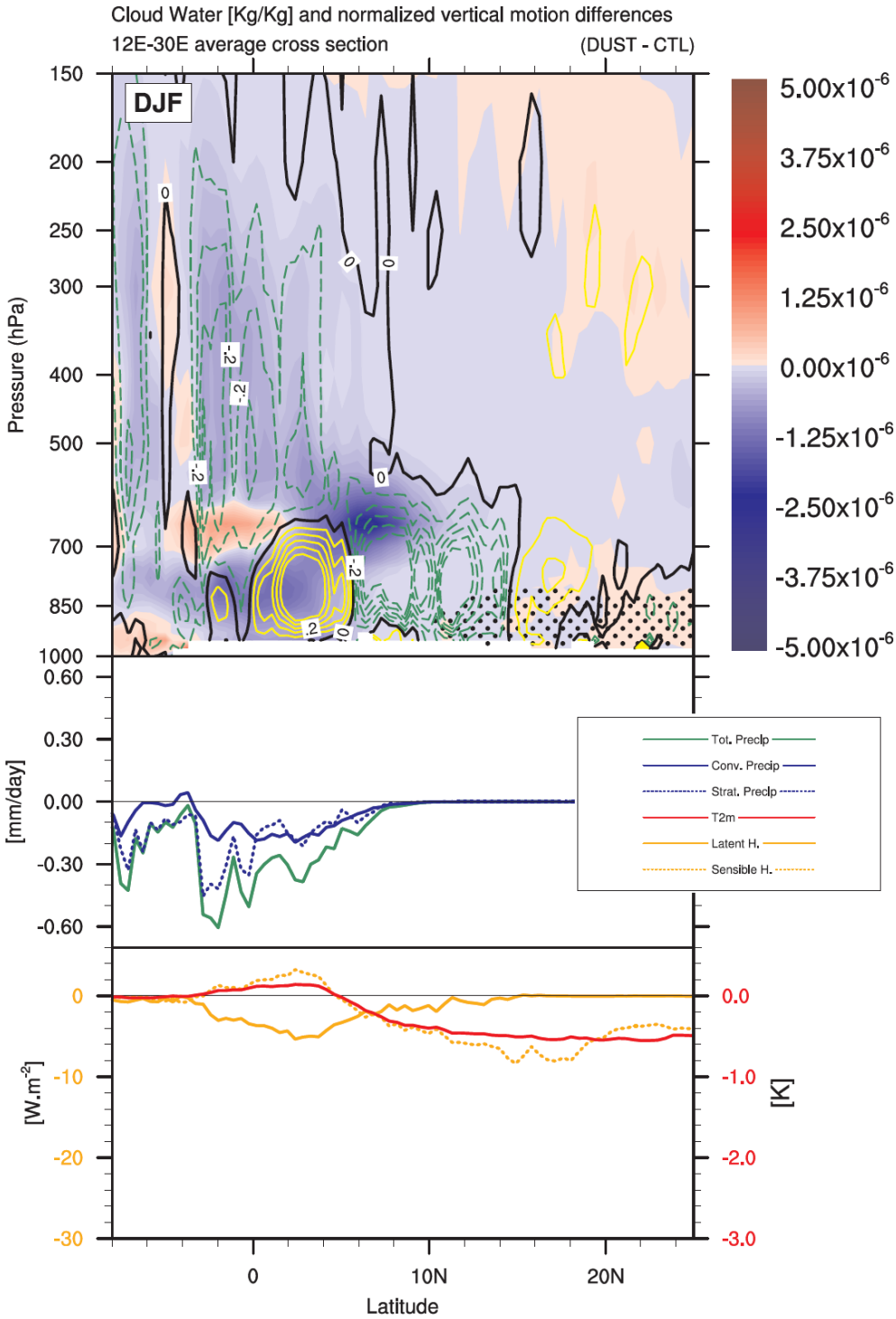


FIGURE 4.17 – *Différences de contenu en eau nuageuse simulé entre l'expérience DUST et l'expérience REF représentées en rouge et en bleu. Les changements relatifs de la vitesse verticale sont représentés par les contour en traits tiretés verts (différence* < 0*, i.e. diminution des mouvements verticaux) et jaunes (différence* > 0*, i.e. augmentation des mouvements verticaux) espacés de 10%. Les points noirs représentent les zones pour lesquelles la valeur de l'extinction en aérosols est supérieure à* $0.005\ km^{-1}$

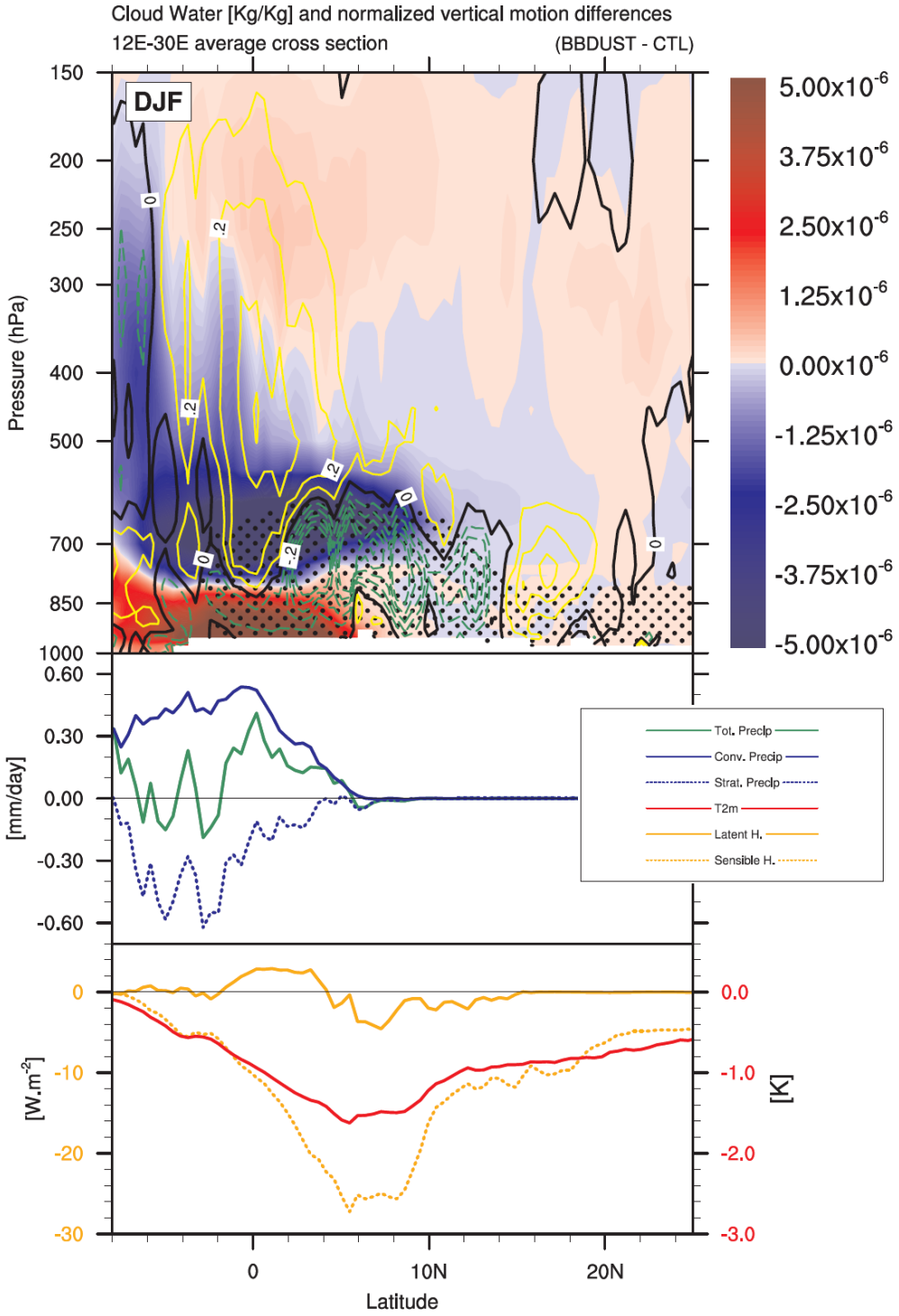


FIGURE 4.18 – *Légende similaire à la figure 4.17 mais pour l'expérience BBDUST*

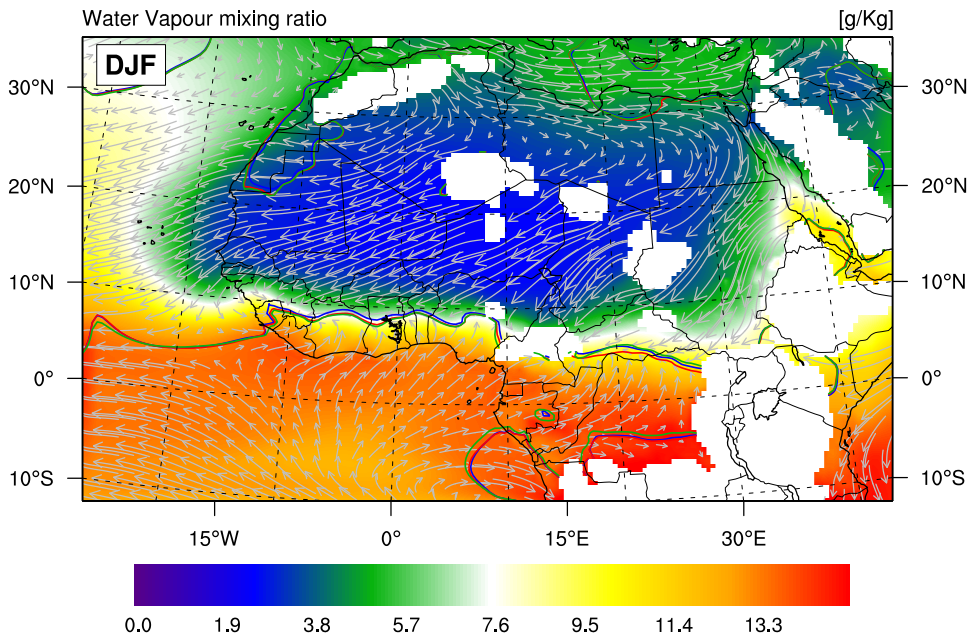


FIGURE 4.19 – *Contenu en vapeur d'eau et champ de vent à 925 hPa issus de l'expérience REF pour DJF entre 2001 et 2006. Les lignes en bleu, rouge et vert correspondent respectivement à position où le vent méridien devient nul dans les expériences REF, DUST et BBDUST*

régionale.

L'analyse de la dépendance spectrale de l'AOT et de l'AOT d'absorption, grâce à de nouveaux produits satellites, met quant à elle en avant que les propriétés optiques dans le visible (440, 500 et 675 nm) utilisées dans le modèle ne sont pas satisfaisantes actuellement. Cependant, puisque les propriétés optiques à 440 et 675 nm ne constituent que des diagnostiques et que seules les propriétés à 500 nm sont considérées (dans le spectre visible du transfert radiatif de RegCM3), ces erreurs n'affectent pas les calculs d'impact climatique. De ce fait, nous avons tout de même pu nous intéresser à l'étude de l'impact climatique des aérosols de feux de biomasse et des aérosols désertiques dans la seconde partie de ce chapitre.

Pour cela, trois expériences ont été menées : une première expérience servant d'expérience de contrôle (expérience REF) dans laquelle aucun aérosol n'est considéré. Les deux expériences suivantes intègrent respectivement les impacts des aérosols désertiques (expérience DUST) et les impacts des aérosols de feux de biomasse et des aérosols désertiques (BBDUST).

Le résultat majeur qui ressort de cette étude est un impact opposé sur les précipitations dans l'expérience DUST et l'expérience BBDUST dû à leurs effets radiatifs direct et semi-direct. En effet, dans l'expérience DUST, les précipitations sont réduites sur la majorité du domaine avec une diminution maximale au centre du continent. Ceci illustre un impact à longue distance dû aux aérosols désertiques qui modifient la circulation atmosphérique au dessus de la région. Dans l'expérience BBDUST, les précipitations sont réduites au dessus de la côte Guinéenne en bon accord avec les observations issues des travaux de *Huang et al.* (2009a,b,c,d). Au centre du continent en revanche, là où les aérosols absorbants issus des feux de biomasse sont majoritairement présents, les précipitations sont augmentées. Ici, l'augmentation des précipitations semble reliée à une augmentation de l'activité convective dans cette sous région. Nous avons identifié un mécanisme d'*elevated heat pump* similaire aux études de *Solmon et al.* (2008) et *Lau et al.* (2006, 2009). Toutefois et comme mentionné précédemment, plusieurs améliorations et tests de

sensibilité doivent être réalisés avant de conclure sur l'impact climatique des aérosols de feux de biomasse durant la saison sèche.

Conclusion générale et perspectives

L'objectif de ce travail de thèse a consisté à étudier dans le cadre du programme AMMA-SOP0 en Afrique de l'ouest, le forçage radiatif direct et semi-direct ainsi que les impacts climatiques associés dus aux aérosols de feux de biomasse en complément des aérosols désertiques. Ce forçage radiatif direct est le résultat de l'interaction des particules d'aérosols avec le rayonnement visible et tellurique par absorption et diffusion. Pour cela une approche numérique, à l'aide du modèle de climat régional RegCM3, a été choisie en lien avec les observations in-situ obtenues lors de la campagne expérimentale DABEX/AMMA-SOP0 et les mesures satellitaires (PARASOL, MODIS, OMI et MISR).

Principaux résultats

La première étape de ce travail a consisté à prendre en compte les spécificités des aérosols de feux de biomasse en Afrique de l'Ouest. Pour cela, certains schémas dans RegCM3 ont été améliorés (les propriétés optiques adaptées à ce type d'aérosols) et les inventaires d'émission AMMA-BB (*Liousse et al.*, 2010) récemment développés dans l'équipe EDI du Laboratoire d'Aérologie ont été utilisés et adaptés aux résolutions spatiale et temporelle du modèle. Dans un premier temps, les propriétés optiques associées ont été calculées à partir d'un code de Mie et de schémas conceptuels empiriques (distribution en taille, indice de réfraction, densité) des aérosols basés sur les mesures effectuées à Djougou (Bénin) pendant l'expérience AMMA-SOP-0 (*Pont et al.*, 2009). Cette étape était essentielle car un résultat important de la campagne AMMA-SOP0 du point de vue des aérosols, est la valeur relativement faible de l'albédo de simple diffusion obtenue pour les aérosols de feux ($\sim$ 0.81 à 550 nm, *Johnson et al.* 2008b). Les premières simulations ont été effectuées pour la saison sèche 2006 dans cette configuration et évaluées de façon intégrée et résolue à l'aide d'observations satellites (MODIS, PARASOL, MISR) ainsi que de données issues des campagnes d'observations menées dans la région (e.g. AMMA, DABEX) et du réseau d'observations AERONET/PHOTONS.

Le premier travail de cette thèse présenté sous la forme d'une publication nous a permis d'estimer le forçage radiatif direct dû au mélange d'aérosols de feux de biomasse et d'aérosols désertiques pendant la saison sèche 2006 (chapitre 3). Le forçage radiatif direct des aérosols a été estimé au sommet de l'atmosphère (TOA), dans l'atmosphère (ATM) et en surface (SRF). Le forçage radiatif direct TOA est très sensible à l'albédo de simple diffusion des aérosols ainsi qu'à l'albédo de la surface. Au dessus des surfaces sombres (océans, terres recouvertes de végétation), le forçage radiatif direct TOA (visible + infrarouge) moyenné entre décembre et février 2006 est compris entre -5.25 W/m^2 et -4.0 W/m^2. Au dessus des surfaces les plus réfléchissantes (les zones désertiques) celui-ci peut devenir positif localement (i.e. réchauffement du système terre atmosphère). Sur le Sahara, le forçage radiatif direct TOA est ainsi proche de zéro avec une valeur moyenne estimée à -0.15 W/m^2. La grande divergence entre le forçage radiatif direct TOA et le forçage radiatif direct SRF indique que l'absorption du rayonnement visible par les aérosols est importante au sein de l'atmosphère. Cela se traduit par un forçage radiatif

direct atmosphérique compris entre +11.47 et +24.40 W/m^2 au dessus du Sahara et du Sahel respectivement, indiquant un réchauffement diabatique important de l'atmosphère. Un aspect original de ces travaux réside dans le calcul et l'évaluation des taux d'échauffement radiatif SW de l'atmosphère résolus sur la verticale, directement imputables aux aérosols de feux de biomasse et désertiques (collaboration Met Office, Ben Johnson). Ainsi, nous avons estimé un taux d'échauffement moyen entre décembre et février compris entre +1.0 $K/jour$ et +1.2 $K/jour$ à 12H UTC dans la couche d'aérosol de feux de biomasse (entre 2 et 5 km environ) au voisinage de Niamey. À l'échelle régionale, le taux d'échauffement radiatif est typiquement compris entre +0.2 et +0.6 $K/jour$ en moyenne journalière dans la couche d'aérosol de feux de biomasse. Ces résultats suggèrent que les aérosols de feux de biomasse modifient de manière importante le bilan radiatif en cette saison et qu'ils sont donc potentiellement capables de modifier la thermodynamique de l'atmosphère ouest africaine et par extension, le climat de la région. Ceci fait l'objet du chapitre 4.

La simulation effectuée pour la saison sèche de 2006 a montré également que l'épaisseur optique à 500 nm simulée par RegCM est en bon accord avec les observations du réseau AERONET/PHOTONS mais présente des écarts significatifs avec les observations satellites au dessus du centre de l'Afrique et au dessus du golfe de Guinée. En effet, le maximum d'AOT simulé par RegCM3 est localisé au centre de l'Afrique, là où les inventaires de feux de biomasses sont maximaux, tandis que les estimations satellites présentent leur maximum d'AOT au niveau du golfe de Guinée. A ce jour, aucune explication satisfaisante n'a pu permettre d'expliquer ces biais. Deux hypothèses sont principalement avancées pour expliquer ces désaccords :

Premièrement, les inventaires utilisés fournissent une estimation trop forte des émissions dans la zone centrale du continent ou bien alors, le modèle ne transporte pas correctement les aérosols émis depuis cette zone en direction de l'Atlantique équatorial. De plus, il est possible qu'une part de la sous estimation de l'AOT au dessus du golfe de Guinée puisse être liée aux émissions par les méga-cités africaines (e.g. Lagos) où l'industrie pétrolière est mal ou non prise en compte dans les inventaires anthropiques. Pour vérifier cette dernière affirmation, il serait intéressant d'effectuer de nouvelles simulations en intégrant les nouveaux inventaires d'émission anthropiques développés spécifiquement pour le continent africain issus des travaux de thèse de *Assamoi* (2011). La deuxième hypothèse concerne les produits satellites considérés. Compte tenu de la fréquence d'échantillonnage (au maximum une observation en un même point par jour), on peut se demander si les moyennes calculées à partir de ces observations représentent correctement la réalité des champs d'aérosols. En effet, les produits satellites produisent des observations pour des pixels de ciel clair uniquement. Compte tenu du fort couvert nuageux présent en cette saison au dessus du golfe de Guinée, on peut se demander si le maximum d'observations ne correspondrait pas à des situations synoptiques particulières permettant de dégager l'atmosphère (e.g. fort Harmattan chargé essentiellement en aérosols désertiques).

Dans le chapitre 4, notre étude se concentre sur l'impact climatique des aérosols de feux de biomasse. Comme cela a été présenté au cours de ce manuscrit, le signe du forçage radiatif direct des aérosols (positif ou négatif) ainsi que ses rétroactions associées sont extrêmement sensibles aux propriétés d'absorption de la population de particules. Des erreurs d'estimation importantes peuvent apparaître si l'albédo de simple diffusion est mal contraint dans le code de transfert radiatif même si la charge en particules (AOT) est correctement simulée par le modèle. Dans cette problématique, il nous est apparu important de nous concentrer sur la restitution de ce paramètre dans nos simulations climatiques. Depuis peu, certains produits satellites novateurs ont commencé à fournir des informations sur les propriétés absorbantes des aérosols en plus des estimations de l'épaisseur optique (OMI *Jethva and Torres* 2011 ; PARASOL *Dubovik et al.* 2011 ; MODIS-Deep Blue *Hsu et al.* 2004 ; MISR *Kahn et al.* 2010). Ainsi, afin de mieux comprendre

la répartition très variable du mélange d'aérosols dans la région, nous avons complété notre approche de modélisation avec ces données originales et peu évaluées actuellement.

Cet aspect est discuté en détail sous la forme d'une publication en cours de soumission à *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*. L'analyse des champs d'albédo de simple diffusion montre que le modèle représente des valeurs de SSA cohérentes ($\sim$ 0.83 à 440 nm à l'Est du Sahel où les aérosols de feux de biomasse dominent et $\sim$ 0.90 à 440 nm au nord du domaine où les aérosols désertiques dominent) avec les valeurs observées *in-situ* au cours des récentes campagnes de terrains (e.g. DABEX, DODO, cf. chapitre 2). A l'échelle locale (sites du réseau AERONET/PHOTONS : Ilorin, Banizoumbou, Cap Vert, Agoufou, Djougou), les albédos de simple diffusion simulés à 440 et 675 nm sont en bon accord et l'écart avec les mesures photométriques est généralement inférieur à $\pm$0.02 à l'exception du site de Cap Vert pendant la saison sèche où l'albédo de simple diffusion est surestimé (0.902 à 440 nm pour RegCM3 et 0.858 à 440 nm pour les inversions). Ceci illustre vraisemblablement la faiblesse du modèle à advecter les aérosols les plus absorbants (i.e. les aérosols de feux) sur de longues distances. A l'échelle régionale, les simulations RegCM3 présentent un gradient nord/sud de l'albédo de simple diffusion cohérent avec les estimations des produits OMI et MISR. En revanche, les trois produits satellites considérés présentent des estimations très différentes de ce paramètre rendant difficile d'apporter une conclusion sur la capacité de RegCM3 à représenter de façon réaliste l'albédo de simple diffusion à l'échelle régionale.

De plus, cette étude nous a aussi appris que la dépendance spectrale de l'AOT et de l'AOT d'absorption n'est pas satisfaisante dans la version actuelle du modèle RegCM3. Les propriétés optiques des traceurs BC, OC et DUST (pour les longueurs d'onde 440, 500 et 675 nm) devront être révisées afin de présenter une bonne dépendance spectrale et de disposer ainsi de meilleurs outils diagnostiques, utiles à la comparaison des résultats de simulations avec les observations. D'autre part, la littérature récente (cf. section 1.2.3) indique que les aérosols de feux de biomasse sont formés d'une fraction significative de carbone organique particulièrement absorbant aux courtes longueurs d'ondes du spectre solaire (*brown carbon*). Une représentation de l'aérosol de feux de biomasse suivant trois traceurs (BC, OC, OC_{brown}) avec des propriétés optiques idoines nous semble plus appropriée et permettrait de mieux prendre en compte le forçage radiatif dans ce régime spectral qui pourrait aussi avoir des impacts non négligeables sur les processus photochimiques.

Pour finir, nous avons étudié la réponse climatique aux forçages radiatifs induite par les aérosols de feux de biomasse et les aérosols désertiques en se focalisant sur le cycle de l'eau en saison sèche. Nous avons tout d'abord estimé le forçage radiatif direct TOA, ATM et SRF pendant la saison sèche entre 2001 et 2006 pour deux jeux d'expériences ; l'expérience DUST où seuls les aérosols désertiques sont considérés et l'expérience BBDUST où sont considérés les aérosols désertiques et les aérosols de feux de biomasse. Concernant le forçage radiatif direct TOA, les valeurs estimées sont principalement négatives sur l'ensemble du domaine de simulation. Les valeurs les plus fortes (entre -5 W/m^2 et -8 W/m^2) sont simulées au dessus des surfaces les plus sombres au niveau des zones océaniques et des zones de terre recouvertes par de la végétation. Au dessus du Sahel et du Golfe de Guinée respectivement, le forçage radiatif direct TOA est respectivement estimé à -5.23 W/m^2 et -5.73 W/m^2 dans l'expérience BBDUST. Enfin, au niveau des surfaces les plus réfléchissantes, le forçage radiatif direct au sommet de l'atmosphère est le plus faible (-1.31 W/m^2 au dessus du Sahara dans l'expérience BBDUST). Nos résultats indiquent également que le forçage radiatif direct SRF est en revanche très différent entre l'expérience DUST et l'expérience BBDUST. L'inclusion des aérosols de feux de biomasse modifie fortement l'intensité du forçage radiatif direct en surface. Au centre de l'Afrique, on constate alors de fortes valeurs du forçage en surface pouvant atteindre -50 W/m^2

en moyenne journalière pendant la saison sèche. Sur la bande Sahélienne, le forçage en surface est estimé à $-24.55\ W/m^2$ dans la simulation BBDUST principalement dû à la contribution des aérosols de feux qui absorbent une fraction significative du rayonnement solaire incident.

L'important forçage radiatif en surface réduit l'énergie radiative disponible au sol en diminuant le flux solaire descendant. Ceci conduit à des perturbations du bilan énergétique de la surface que nous avons quantifiées en terme de différences de flux de chaleur sensible et latente. Au dessus du Sahara, les réductions de flux de chaleur sensibles sont proches dans les expériences DUST et BBDUST (respectivement -5.52 W/m^2 et -6.65 W/m^2). Au niveau du Sahel en revanche, l'inclusion des aérosols de feux de biomasse diminue plus fortement le flux de chaleur sensible en surface avec une valeur estimée à -16.59 W/m^2 dans l'expérience BBDUST contre une valeur de -5.37 W/m^2 dans l'expérience DUST. La réponse du flux de chaleur latente est plus complexe. Sur l'ensemble du domaine, le flux de chaleur latente est majoritairement diminué dans l'expérience DUST. On observe que les plus fortes diminutions se produisent au centre du continent (-2.59 W/m^2), loin des sources d'aérosols désertiques suggérant un impact dû à des changements atmosphériques induits à distance au travers des effets radiatifs direct locaux des aérosols désertiques. Dans l'expérience BBDUST, des diminutions importantes du flux de chaleur latente apparaissent clairement le long des côtes Guinéennes et dans une moindre mesure, au dessus de l'océan Atlantique tropical et au dessus du golfe de Guinée (-1.47 W/m^2). En revanche, l'anomalie de flux de chaleur latente au centre du continent passe d'une valeur positive dans l'expérience BBDUST (+0.4 W/m^2) là où le maximum d'anomalie était négatif dans l'expérience DUST. Ces résultats semblent indiquer qu'à l'échelle régionale, la réponse des flux en surface au forçage radiatif direct des aérosols dépend à la fois fortement de la localisation des sources d'aérosols et des espèces considérées.

Ceci se confirme au travers de la réponse des champs de précipitations simulées due aux effets radiatifs direct et semi-direct respectifs des aérosols, qui change de signe entre les expériences DUST et BBDUST. Dans l'expérience DUST les précipitations sont réduites sur la majorité du domaine avec une diminution maximum au centre du continent. Ceci illustre un impact à longue distance dû aux aérosols désertiques qui modifient la circulation atmosphérique au dessus de la région. Dans l'expérience BBDUST les précipitations sont réduites au dessus de la côte Guinéenne en bon accord avec les observations comme cela a été noté dans les travaux de *Huang et al.* (2009a,b,c,d). Au centre du continent en revanche, là où les aérosols absorbants issus des feux de biomasse sont majoritairement présents, les précipitations sont augmentées. Cette augmentation des précipitations semble reliée à une augmentation de l'activité convective au dessus de 500 hPa dans cette sous-région. Nous avons identifié ici un mécanisme d'*elevated heat pump* (cf. section 2.3.2) similaire aux études de *Solmon et al.* (2008) et *Lau et al.* (2006, 2009). Dans cette situation, les aérosols de feux de biomasse induisent une stabilisation des basses couches inhibant les mouvements convectifs en bas de l'atmosphère. L'humidité s'accumule en basse couche et diminue en basse troposphère. Au niveau de la couche d'aérosol, l'atmosphère est chauffée diabatiquement du fait de l'important forçage radiatif atmosphérique. L'atmosphère est plus instable dans la moyenne et haute troposphère conduisant à des mouvements verticaux renforcés. Ainsi la convection est favorisée et le contenu en eau augmente en moyenne et haute troposphère. La combinaison de ces deux effets antagonistes conduit ici à une augmentation des précipitations au sol.

Cette étude suggère que les aérosols de feux de biomasse peuvent modifier de manière sensible le climat d'Afrique de l'ouest durant la saison sèche et notamment le cycle de l'eau.

Perspectives envisagées

A l'issu de ces travaux, de nombreuses questions restent en suspens et ouvrent la voie à plusieurs axes de travail pouvant servir à compléter, voir élargir cette étude. Nous présentons ici des perspectives possibles en distinguant (i) les perspectives dîtes scientifiques, envisageables à court et moyen terme en conservant la configuration actuelle du modèle, (ii) les perspectives liées à l'utilisation de données d'observation, envisageables dans un futur proche également, et (iii) les perspectives à plus long terme, dites techniques, qui nécessiteront des développements des schémas numériques du modèle RegCM pour pouvoir être envisagées.

(i) perspectives scientifiques : Le modèle RegCM dans la configuration établie pour cette étude pourrait être utilisé afin de tester les résultats exposés dans un futur plus ou moins proche sans nécessiter de développement majeur et permettre ainsi de répondre partiellement à plusieurs questions scientifiques laissées en suspens.

Dans la première partie de cette étude (chap. 3) nous avons mis en avant des désaccords significatifs au niveau des terres, entre les résultats de modélisation et les mesures spatiales en terme d'AOT, plus particulièrement au niveau des zones sources de feux de biomasse. Nous n'avons pas été capables de conclure définitivement sur les raisons menant à ces différences. Il est évident que la réponse du modèle au forçage radiatif direct des aérosols, notamment les impacts sur le cycle hydrologique discutés au cours du chapitre 4, dépend intimement de la quantité d'aérosols simulée dans cette zone. Cela suggère plusieurs perspectives de travail :

- Puisque les AOTs simulées par RegCM3 au centre du continent sont plus importantes que celles observées par les capteurs satellitaires tels que MODIS, MISR ou bien encore OMI, il s'agira d'évaluer la réponse du modèle RegCM3 pour des scénarios dans lesquels les émissions sont réduites. Cela nous permettra de mieux appréhender l'amplitude du forçage radiatif associé aux aérosols de combustion mais également leurs impacts sur le cycle hydrologique. Ces tests de sensibilité pourraient être effectués assez simplement en réduisant par exemple l'intensité des émissions associées aux inventaires.
- Plusieurs autres hypothèses concernant la physique du modèle ont été discutées au cours du chapitre 3 et suggèrent des améliorations possibles du modèle dans le futur. Par exemple, un processus physique important du point de vue des aérosols pouvant avoir une influence sur la charge atmosphérique en particules, est le dépôt (sec et humide). Le dépôt sec en particulier, est décrit au premier ordre (pour les aérosols de feux de biomasse) et est représenté par une vitesse moyenne qui reste constante au cours de la simulation. Ce puits pour les aérosols ne prend donc pas en compte la dynamique des particules (vieillissement chimique, influences météorologiques, rugosité de surface). Les valeurs de vitesses de dépôt sec retenues (une pour les zones terrestres et une pour les zones océaniques) restent donc une source d'incertitudes. Une perspective possible à court terme serait d'évaluer l'influence de ce paramètre sur les champs d'aérosols simulés en effectuant des tests de sensibilité sur les vitesses de dépôt sec.
- Le chapitre 4 présente une étude du forçage radiatif associé aux aérosols africains et les impacts sur le climat régional pendant la saison sèche. Un résultat important concerne les impacts sur le cycle hydrologique, en particulier au niveau des précipitations convectives. Un mécanisme d'*elevated heat pump* est identifié. Ce dernier dépend fortement du pouvoir absorbant des aérosols. Dans notre étude, l'albédo de simple diffusion des aérosols de feux de biomasse a été fixé à une valeur relativement basse (0.81 à 550 nm) justifiée par les observations in situ menées lors des campagnes AMMA/DABEX (*Johnson et al.*, 2008a). Cependant notre étude sur l'albédo de simple diffusion à l'aide des produits satellites (chap.

4) ne nous a pas permis d'apporter une conclusion définitive sur la capacité de RegCM3 à représenter de façon réaliste ce paramètre à l'échelle régionale. Ainsi, il apparaît nécessaire de réaliser des expériences de sensibilité dans lesquelles l'albédo de simple diffusion de l'aérosol de combustion varie d'au moins ±5% afin de prendre en compte la gamme de valeurs rapportées dans la littérature. Cela nous permettra d'évaluer la sensibilité de la réponse du cycle de l'eau aux propriétés absorbantes de ces particules.

- Le signal observé sur les précipitations convectives dans les simulations BBDUST n'a été testé qu'avec un seul schéma de convection (Grell avec l'hypothèse de fermeture de Fritsch-Chappell, cf. chap. 2). Il apparaît alors important d'effectuer en parallèle des simulations « climatiques » similaires aux simulations du chapitre 4 en considérant les autres schémas convectifs disponibles dans RegCM3 afin de vérifier si le résultat obtenu est robuste et non schéma-dépendant.

Les résultats exposés semblent indiquer que l'aérosol de feux de biomasse peut avoir une influence sur le climat ouest africain en saison sèche. Cela ouvre la voie à plusieurs hypothèses qu'il serait également possible d'étudier dans un second temps. Ainsi il serait intéressant d'étendre l'étude à de plus grandes échelles spatiales et temporelles :

- Pour des raisons de coût numérique, nous avons centré notre étude sur le nord du continent africain. Or, l'étude de *Lau et al.* (2009) qui décrit le mécanisme d'*elevated heat pump* dans un modèle global montre qu'une circulation anormale méridienne est induite sous l'action du forçage radiatif des aérosols désertiques. Cette circulation favorise la convergence d'humidité sur le Sahara/Sahel ce qui contribue à favoriser ultérieurement les précipitations sur les terres pendant l'été. Mais une circulation anormale zonale est également observée. Le choix du domaine dans nos simulations ne permet évidemment pas de représenter cette seconde circulation. Ainsi il paraît nécessaire d'élargir le domaine dans des études futures.
- Il serait également intéressant d'étudier l'impact climatique des aérosols de feux de biomasse à plus long terme. Dans l'étude de *Yoshioka et al.* (2007), les auteurs font l'hypothèse que les aérosols de feux de biomasse pourraient tout comme les aérosols désertiques avoir un impact sur le maintien des conditions de sécheresse dans le Sahel. Les émissions d'aérosols de feux, essentiellement d'origine anthropique, ont significativement augmenté au cours des dernières décennies (du fait de l'accroissement de la population dans cette région), tout comme les émissions d'aérosols désertiques pendant les périodes de sécheresse (*Zeng*, 2003; *Mukhopadhyay and Kreycik*, 2008). Ainsi, l'étude du climat ouest africain sur de plus longues périodes (e.g. d'avant la période de sécheresse fin des années 1960 à aujourd'hui) en prenant en compte les aérosols de feux de biomasse et les aérosols désertiques est une question qui mérite plus d'attention.
- De plus, au cours de ces travaux, nous avons focalisé notre analyse sur la période de la saison sèche puisqu'elle correspond à la période où les aérosols de feux de biomasse sont principalement émis au nord de l'équateur. Cependant, il serait intéressant là aussi de prolonger les simulations sur de plus longues durées. En effet la température et le contenu en eau au sommet de la surface (les dix premiers centimètres environ) s'équilibrent relativement vite avec le climat présent (en quelques semaines) mais pour la surface racinaire (environ 1 mètre de profondeur) le temps de mise en équilibre peut être de plusieurs saisons tandis que pour les couches plus profondes il peut être de plusieurs années (*Giorgi and Mearns*, 1999). De ce fait, les simulations « climatiques » que nous avons réalisées ne sont pas assez longues pour réellement perturber la surface dans ses couches les plus profondes. Une prise en compte des effets radiatifs des aérosols de feux de biomasse sur des échelles de temps bien plus longues pourrait avoir des impacts sur les contenus en eau du sol. Ainsi

on peut s'interroger à propos d'une éventuelle signature climatique des effets des aérosols de feux de biomasse et chercher à savoir si celle-ci se propage pendant les autres saisons, en particulier durant la saison des pluies en été.

(ii) utilisations de données : L'étude à échelle régionale discutée au cours du chapitre 4 a mis en avant les grandes incertitudes des produits satellite actuels dans leur estimation du SSA (MODIS-Deep Blue, OMI-OMAERuv, MISR). Cependant de nouveaux algorithmes récemment développés semblent prometteurs et capable de présenter des valeurs en bien meilleur accord avec les observations du réseau AERONET (PARASOL, *Dubovik et al.* 2011, OMI, *Jethva and Torres* 2011). Ainsi, il sera intéressant d'utiliser ces produits lorsqu'ils seront disponibles afin de les comparer avec propriétés optiques simulées.

L'étude du chapitre 3 semble également faire ressortir certaines faiblesses du modèle RegCM3 quant au transport des aérosols à longue distance. Ainsi, une hypothèse supplémentaire pouvant justifier le désaccord entre AOT observées et simulées sur les terres pourrait être reliée à ces défauts. Pour approfondir cela, il serait intéressant d'étudier le transport des aérosols depuis leurs zones sources vers les zones océaniques. Une approche possible pourrait consister à considérer les données du LIDAR CALIOP (*Winker and Hunt*, 2007) embarqué sur la plateforme satellitaire CALIPSO. Bien que la fauchée du LIDAR ne permette qu'une couverture géographique très restreinte, le nombre important de mesures disponibles (instrument opérationnel depuis juin 2006) pourrait être utilisé pour obtenir une climatologie de la répartition horizontale et verticale des aérosols en Afrique de l'ouest. Ces données présentent d'autant plus d'intérêt qu'elles complètent le manque d'information liée à l'absence de photomètre dans certaines zones, notamment au centre du continent.

(iii) perspectives techniques : Enfin, notre étude suggère des développements envisageable à plus long terme qui pourraient également permettre de compléter notre compréhension de de l'impact radiatif de l'aérosol ouest africain sur le climat régional.

Ces travaux de thèse portaient essentiellement sur le rôle de l'aérosol de feux de biomasse en complément de l'aérosol désertique dans le forçage radiatif des aérosols en Afrique de l'ouest. Ces travaux complètent les études menées par *Konare et al.* (2008) et *Solmon et al.* (2008), focalisées elles sur l'aérosol désertique. Ainsi, la représentation de l'aérosol désertique dans le modèle RegCM3 a été conservée à l'identique pour garder une cohérence avec ces études. Néanmoins nous avons identifié certains points concernant l'aérosol désertique pouvant être améliorés par le futur :

- Les diagnostiques optiques que nous avons ajoutés pour notre étude ont fait ressortir une incohérence pour le coefficient d'extinction (k_{ext}) du mode fin des aérosols désertiques (chap. 4), montrant une dépendance spectrale incorrecte. Ces diagnostiques devront être recalculés en prenant en compte les informations obtenues lors des récentes campagnes de terrains.
- L'émission des aérosols désertiques lors des processus de *sandblasting* (cf. anexxe A) réparti les aérosols émis suivant la distribution granulométrique proposée par *Alfaro and Gomes* (2001). Les récentes observations menées dans la région montrent que cette distribution n'est pas adaptée (cf. chap 2). Certains travaux ont proposé une réévaluation de la distribution en taille pour représenter la granulométrie de l'aérosol désertique à l'émission en Afrique de l'ouest (*Crumeyrolle et al.*, 2010). Le modèle RegCM pourrait bénéficier de

telles améliorations. En effet, la granulométrie conditionne fortement le transport et les propriétés optiques de l'aérosol désertique (cf. chap. 2). Pour cela, un nouveau modèle de production des aérosols désertiques basé sur une formulation théorique de la distribution en taille d'après les travaux de *Kok* (2010) est en cours de développement dans RegCM4.

- La distribution granulométrique des sols conditionne également les processus de soulèvement des poussières désertiques. Les travaux de *Laurent et al.* (2008) fournissent une cartographie des distributions granulométriques des sols dans les zones sources. Ces données pourraient être intégrées au modèle RegCM pour améliorer la localisation des zones d'émissions.
- Au cours du chapitre 2, nous avons montré que les propriétés optiques des aérosols désertiques dépendent également très fortement de la composition chimique. Cette dernière dépend quant à elle de la composition chimique des sols des zones sources. Etant donné le rôle crucial de l'absorption dans les études d'impact radiatif des aérosols, couplé au fait que de fortes charges d'aérosols désertiques sont présentent tout au long de l'année dans la région, une description plus précise des propriétés absorbantes des aérosols désertiques permettrait de raffiner l'étude de leur influence sur le climat régional. Pour cela, une description de la composition chimique à l'émission à laquelle des propriétés optiques en accord avec la composition chimique serait nécessaire. Ces travaux pourraient s'inspirer de l'approche de *Laurent et al.* (2008) qui décrit la granulométrie des zones sources.
- La question du forçage radiatif infra-rouge des aérosols désertiques n'a seulement été abordée dans ce manuscrit qu'au cours du chapitre introductif. Néanmoins, la possibilité d'intégrer dans RegCM3 un nouveau code de transfert radiatif incluant la diffusion du rayonnement infrarouge a été initialement envisagée. Des essais effectués en juin 2009 avec le code de transfert radiatif GAME développé au Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA) à Lille ont montré que le coût numérique est trop élevé pour représenter explicitement ces effets dans un modèle de climat. Par conséquent, la paramétrisation actuelle (*Solmon et al.*, 2008) de ce forçage ne considère que l'effet d'absorption/re-émission et néglige les processus de diffusion. Afin d'évaluer la validité de cette paramétrisation, nous avons cherché à quantifier la contribution de la diffusion dans l'infra-rouge par les aérosols désertiques sur le cas d'études de mars 2006. Pour cela, les données de flux radiatifs mesurés au sol à Niamey par l'ARM[3] Mobile Facility et les flux mesurés au sommet de l'atmosphère par l'instrument GERB[4] à bord du satellite géostationnaire METEOSAT ont été comparés avec les simulations effectuées avec le code de transfert radiatif GAME (coll. LOA, Philippe Dubuisson) qui prend en compte ou non la diffusion dans l'infra-rouge par les aérosols désertiques. Cependant du fait de la trop grande incertitude sur les paramètres d'entrée, aucune relation claire sur l'effet de la diffusion n'a pu être établie. La validation de la paramétrisation actuelle présente dans RegCM3 nécessite donc d'être poursuivie.

Une des critiques majeures que l'on peut faire sur l'approche que propose les RCM concerne l'obligation de considérer des températures de surface océanique prescrites. De nombreuses études ont en effet montré que la variabilité de la mousson africaine est intimement liée à la variabilité de la température de l'océan atlantique tropical (e.g. *Janicot et al.*, 2008). En particulier, le développement de la langue d'eau froide pendant le printemps dans le golfe de Guinée semble jouer un rôle sur le déclenchement de la mousson pendant l'été (*Caniaux et al.*, 2011). On peut se demander alors si le forçage radiatif direct des aérosols peut exercer un rôle sur la température de surface océanique et l'évaporation. Pour cela, le modèle RegCM4 devrait permettre d'étudier ces questions puisque le couplage avec le modèle régional océanique ROMS est en cours de finalisation (*Ratnam et al.*, 2008). Une alternative moins couteuse pour évaluer au

3. Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Climate Research Facility
4. Geotationary Earth Radiation Budget (GERB) broad-band Earth radiation budget instrument

premier ordre l'impact potentiel sur le cycle hydrologique des variations de la SST en réponse au forçage radiatif des aérosols, pourrait consister à utiliser une approche employée dans certains GCMs dans laquelle la SST est corrigée d'un facteur dépendant de l'AOT censé représenter la diminution de rayonnement SW en surface (e.g. *Tummon et al.* 2010).

Pour répondre à la problématique de la circulation zonale dans le mécanisme d'*elevated heat pump* citée plus haut, une approche possible serait de considérer la version « tropicale » du modèle RegCM (en cours de développement). Dans cette version, le modèle n'est forcé qu'au nord et au sud du domaine. Celui-ci est donc laissé libre de développer sa propre circulation zonale. Cette approche, bien que coûteuse numériquement reste plus simple techniquement que l'approche « *two way nesting* », dans laquelle la solution du RCM est prise en compte dans les champs de grande échelle du coupleur. Elle présente l'intérêt de pouvoir propager les impacts régionaux qui s'opèrent en Afrique vers les autres régions tropicales du globe.

Pour pallier aux incertitudes liées à la représentation du dépôt sec, un développement possible, pourrait consister à tirer parti des observations issues du réseau IDAF afin de mieux caractériser les processus de dépôt, et cela de manière spécifique à l'aérosol africain. Ces travaux sont actuellement en cours pour l'étude des espèces gazeuses (*Adon et al.*, 2010) et en cours d'intégration dans RegCM4.

Le dépôt humide, bien que moins prépondérant pendant la saison sèche, peut également avoir un rôle important sur le retrait des aérosols de l'atmosphère. Différents schéma de convections sont présents dans RegCM et peuvent influencer sur l'efficacité du dépôt humide mais également le transport vertical. Nous avons testé les schémas pour comprendre leur influence sur l'AOT simulée. Nous n'avons pas observé de différences significatives. Néanmoins, toute comme le dépôt sec, le dépôt associé aux processus humides restent décrit simplement dans RegCM. En particulier, l'absence d'un schéma d'activation des aérosols en gouttelettes nuageuses constitue une absence de puits pour les aérosols et pourrait éventuellement expliquer en partie la surestimation de l'AOT près des zones sources d'aérosols de feux. En effet les aérosols de feux de biomasse présentent une bonne hygroscopicité, faisant d'eux des noyaux de condensation nuageux efficaces. De la même manière, des études suggèrent que les aérosols désertiques peuvent avoir un rôle significatif dans les processus d'interaction aérosol-nuage (e.g. *Karydis et al.*, 2011). Ces considérations dépassent largement le cadre de cette étude mais suggèrent des développements numériques intéressants à apporter dans le futur au modèle RegCM (couplage du module d'aérosol avec un schéma de microphysique nuageuse) et ouvriraient le champ à des études plus complètes incluant à la fois les effets direct, semi-direct et indirect des aérosols africains sur le climat régional.

Bibliographie

Abel, S. J., J. M. Haywood, E. J. Highwood, J. Li, and P. R. Buseck (2003), Evolution of biomass burning aerosol properties from an agricultural fire in southern africa, *Geophysical Research Letters*, *30*, 4 PP. 61

Ackerman, A. S., O. B. Toon, D. E. Stevens, A. J. Heymsfield, V. Ramanathan, and E. J. Welton (2000), Reduction of tropical cloudiness by soot, *Science*, *288*(5468), 1042 –1047. 23, 34, 35, 36

Ackerman, A. S., M. P. Kirkpatrick, D. E. Stevens, and O. B. Toown (2004), The impact of humidity above stratiform clouds on indirect aerosol climate forcing, *Nature*, *432*, 1014–1017. 38

Ackerman, S. A., and H. Chung (1992), Radiative effects of airborne dust on regional energy budgets at the top of the atmosphere, *Journal of Applied Meteorology*, *31*(2), 223–233. 34

Ackerman, T. P., and O. B. Toon (1981), Absorption of visible radiation in atmosphere containing mixtures of absorbing and nonabsorbing particles, *Applied Optics*, *20*(20), 3661–3667. 24

Adler, R. F., G. J. Huffman, D. T. Bolvin, S. Curtis, and E. J. Nelkin (2000), Tropical rainfall distributions determined using TRMM combined with other satellite and rain gauge information, *Journal of Applied Meteorology*, *39*(12), 2007–2023. 138

Adon, M., et al. (2010), Long term measurements of sulfur dioxide, nitrogen dioxide, ammonia, nitric acid and ozone in africa using passive samplers, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*(15), 7467–7487. 161

Afiesimama, E. A., J. S. Pal, B. J. Abiodun, W. J. Gutowski, and A. Adedoyin (2006), Simulation of west african monsoon using the RegCM3. part i : Model validation and interannual variability, *Theoretical and Applied Climatology*, *86*(1), 23–37. 82

Ahn, C., O. Torres, and P. K. Bhartia (2008), Comparison of Ozone Monitoring Instrument UV aerosol products with Aqua/Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer and Multiangle Imaging Spectroradiometer observations in 2006, *Journal of Geophysical Research*, *113*(D16). 124

Albrecht, B. A. (1989), Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness, *Science*, *245*(4923), 1227–1230. 38

Alexander, D. T. L., P. A. Crozier, and J. R. Anderson (2008), Brown carbon spheres in east asian outflow and their optical properties, *Science*, *321*(5890), 833 –836. 20, 21

Alfaro, S. C., and L. Gomes (2001), Modelling mineral aerosol production by wind erosion : Emission intensities and aerosol size distributions in source areas, *Geophysical Research Letter*, *106(D16)*, 991–994. 50, 51, 52, 83, 111, 119, 159

Alfaro, S. C., S. Lafon, J. L. Rajot, P. Formenti, A. Gaudichet, and M. Maillé (2004), Iron oxides and light absorption by pure desert dust : An experimental study, *Journal of Geophysical Research*, *109*. 20, 57

Andreae, M. O. (1991), *Biomass burning : Its history, use and distribution and its impact on environmental quality and global climate*, pp. 3–21, MIT Press, Cambridge, Mass. 10, 11, 44

Andreae, M. O., and P. J. Crutzen (1997), Atmospheric aerosols : Biogechemical sources and role in atmospheric chemistry, *Science*, *276*, 1052–1058. 10, 20

Andreae, M. O., and A. Gelencsér (2006), Black carbon or brown carbon ? the nature of light-absorbing carbonaceous aerosols, *Atmos. Chem. Phys.*, *6*(10), 3131–3148. 20, 60

Andreae, M. O., et al. (1998), Airborne studies of aerosol emissions from savanna fires in southern africa : 2. aerosol chemical composition, *Journal of Geophysical Research*, *103*(D24), 128. 59

Ansmann, A., A. Petzold, K. Kandler, I. Tegen, M. Wendisch, D. MÃ¼ller, B. Weinzierl, T. MÃ¼ller, and J. Heintzenberg (2011), Saharan mineral dust experiments SAMUM-1 and SAMUM-2 : what have we learned ?, *Tellus B*, *63*(4), 403–429. 43

Anthes, R. A. (1977), A cumulus parameterization scheme utilizing a One-Dimensional cloud model, *Monthly Weather Review*, *105*(3), 270–286. 79, 82

Arimoto, R. (2001), Eolian dust and climate : relationships to sources, tropospheric chemistry, transport and deposition, *Earth-Science Reviews*, *54*(1-3), 29–42. 30

Arola, A., G. Schuster, G. Myhre, S. Kazadzis, S. Dey, and S. N. Tripathi (2011), Inferring absorbing organic carbon content from AERONET data, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *11*(1), 215–225. 20

Arya, S. P. S. (1975), A drag partition theory for determining the Large-Scale roughness parameter and wind stress on the arctic pack ice, *Journal of Geophysical Research*, *80*(24), PP. 3447–3454. 189

Assamoi, E.-M. (2011), Emissions anthropiques d'aérosols carbonés en afrique en 2005 et en 2030 : élaboration d'inventaires et évaluation, Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier - Toulouse III. 154

Atwater, M. A. (1970), Planetary albedo changes due to aerosols, *Science*, *170*(3953), 64 –66. 30

Avellaneda, N. M., N. Serra, P. J. Minnett, and D. Stammer (2010), Response of the eastern subtropical atlantic SST to saharan dust : A modeling and observational study, *Journal of Geophysical Research*, *115*(C8). 34

Bagnold, R. (1941), *The physics of blown sand and desert dunes*, Methuen. 190

Balkanski, Y., M. Schulz, T. Claquin, and S. Guibert (2007), Reevaluation of mineral aerosol radiative forcings suggests a better agreement with satellite and AERONET data, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *7*(1), 81–95. 24, 57, 58, 71

Barnard, J. C., R. Volkamer, and E. I. Kassianov (2008), Estimation of the mass absorption cross section of the organic carbon component of aerosols in the mexico city metropolitan area, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *8*(22), 6665–6679. 26

Bellouin, N., O. Boucher, M. Vesperini, and D. Tanré (2004), Estimating the direct aerosol radiative perturbation : Impact of ocean surface representation and aerosol non-sphericity, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *130*(601), 2217–2232. 26

Bergstrom, R. W., P. B. Russell, and P. Hignett (2002), Wavelength dependence of the absorption of black carbon particles : Predictions and results from the TARFOX experiment and implications for the aerosol single scattering albedo, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *59*(3), 567–577. 30

Bergstrom, R. W., P. Pilewskie, B. Schmid, and P. B. Russell (2003), Estimates of the spectral aerosol single scattering albedo and aerosol radiative effects during SAFARI 2000, *Journal of Geophysical Research*. 61

Bergstrom, R. W., P. Pilewskie, P. B. Russell, J. Redemann, T. C. Bond, P. K. Quinn, and B. Sierau (2007), Spectral absorption properties of atmospheric aerosols, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *7*(23), 5937–5943. 28, 131, 132, 134

Bevan, S. L., P. R. J. North, W. M. F. Grey, S. O. Los, and S. E. Plummer (2009), Impact of atmospheric aerosol from biomass burning on amazon dry-season drought, *Journal of Geophysical Research*, *114*(D9). 72

Bharmal, N. A., A. Slingo, G. J. Robinson, and J. J. Settle (2009), Simulation of surface and top of atmosphere thermal fluxes and radiances from the radiative atmospheric divergence using the ARM mobile facility, GERB data, and AMMA stations experiment, *Journal of Geophysical Research*, *114*, 19 PP. 32, 34

Bohren, C. F., and D. R. Huffman (1983), *Absorption and Scattering of Light by Small Particles*, John Wiley, Hoboken. 22, 30, 132

Bond, T. C. (2001), Spectral dependence of visible light absorption by carbonaceous particles emitted from coal combustion, *Geophysical Research Letter*, *28*(21), PAGES 4075–4078. 20, 28

Bond, T. C., and R. W. Bergstrom (2006), Light absorption by carbonaceous particles : An investigative review, *Aerosol Science and Technology*, *40*(1), 27. 20, 24, 85

Bond, T. C., T. L. Anderson, and D. Campbell (1999), Calibration and intercomparison of filter-based measurements of visible light absorption by aerosols, *Aerosol Science and Technology*, *30*, 18. 24, 25

Bond, T. C., G. Habib, and R. W. Bergstrom (2006), Limitations in the enhancement of visible light absorption due to mixing state, *Journal of Geophysical Research*, *111*(D20). 14

Bony, S., et al. (2006), How well do we understand and evaluate climate change feedback processes ?, *Journal of Climate*, *19*, 3445–3482. 39

Bou Karam, D. (2008), Mécanismes de soulèvement d'aérosols désertiques en afrique de l'ouest, Ph.D. thesis, Université Paris 6. 44, 46, 191

Bou Karam, D., C. Flamant, P. Tulet, J. Chaboureau, A. Dabas, and M. C. Todd (2009), Estimate of Sahelian dust emissions in the intertropical discontinuity region of the West African Monsoon, *Journal of Geophysical Research*, *114*(D13). 46

Briegleb, B. P. (1992), Delta-Eddington approximation for solar radiation in the NCAR community climate model, *Journal of Geophysical Research*, *97*(D7), PAGES 7603–7612. 80

Brioude, J., et al. (2009), Effect of biomass burning on marine stratocumulus clouds off the california coast, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *9*(22), 8841–8856. 36, 37

Broecker, W. S. (1975), Climatic change : Are we on the brink of a pronounced global warming ?, *Science*, *189*(4201), 460 –463. 1

Cachier, H., and J. Ducret (1991), Influence of biomass burning on equatorial african rains, *Nature*, *352*(6332), 228–230. 13, 39

Cachier, H., C. Liousse, P. Buat-Menard, and A. Gaudichet (1995), Particulate content of savanna fire emissions, *Journal of Atmospheric Chemistry*, *22*(1-2), 123–148. 59

Cachier, H., R. Harrison, and R. van Grieken (1998), Carbonaceous combustion aerosols, in *Atmospheric Particles*, Wiley, Chichester, New York. 83

Callot, Y., B. Marticorena, and G. Bergametti (2000), Geomorphologie approach for modelling the surface features of arid environments in a model of dust emissions : Application to the sahara desert, *Geodinamica Acta*, *13*, 245–270. 190

Caniaux, G., H. Giordani, J. Redelsperger, F. Guichard, E. Key, and M. Wade (2011), Coupling between the atlantic cold tongue and the west african monsoon in boreal spring and summer, *Journal of Geophysical Research*, *116*, 17 PP. 160

Caquineau, S., A. Gaudichet, L. Gomes, and M. Legrand (2002), Mineralogy of saharan dust transported over northwestern tropical atlantic ocean in relation to source regions, *Journal of Geophysical Research*, *107*, 12 PP. 34, 191

Carlson, T. N., and J. M. Prospero (1972), The Large-Scale movement of saharan air outbreaks over the northern equatorial atlantic. 46

Carslaw, K. S., O. Boucher, D. V. Spracklen, G. W. Mann, J. G. L. Rae, S. Woodward, and M. Kulmala (2010), A review of natural aerosol interactions and feedbacks within the earth system, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*(4), 1701–1737. 29, 34

Cattral, C., K. L. Carder, and H. R. Gordon (2003), Columnar aerosol single-scattering albedo and phase function retrieved from sky radiance over the ocean : Measurements of saharan dust, *Journal of Geophysical Research*, *108*. 63

Cavalieri, O., et al. (2010), Variability of aerosol vertical distribution in the sahel, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*(24), 12,005–12,023. 46

Cavazos, C., M. C. Todd, and K. Schepanski (2009), Numerical model simulation of the saharan dust event of 6-11 march 2006 using the regional climate model version 3 (regcm3), *Journal of Geophysical Research*, *114*. 117

Chaboureau, J.-P., P. Tulet, and C. Mari (2007), Diurnal cycle of dust and cirrus over west africa as seen from meteosat second generation satellite and a regional forecast model, *Geophysical Research Letter*, *34*. 68

Chakrabarty, R. K., et al. (2010), Brown carbon in tar balls from smoldering biomass combustion, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, *10*(3), 6279–6300. 20, 21, 85

Chameides, W. L., et al. (1999), Case study of the effects of atmospheric aerosols and regional haze on agriculture : An opportunity to enhance crop yields in china through emission controls ?, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *96*(24), 13,626 –13,633. 34

Chang, D., and Y. Song (2009), Comparison of L3JRC and MODIS global burned area products from 2000 to 2007, *Journal of Geophysical Research*, *114*(D16). 44, 127, 128

Charlson, R. J., J. E. Lovelock, M. O. Andreae, and S. G. Warren (1987), Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate, *Nature*, *326*(6114), 655–661. 11

Charney, J. G., W. J. Quirk, S. H. Clow, and J. Kornfiled (1977), A comparative study of the effects of albedo change on drought in semiarid regions, *J. Atmos. Sci.*, *34*, 1366–1385. 2, 68

Chen, G., et al. (2011), Observations of saharan dust microphysical and optical properties from the eastern atlantic during NAMMA airborne

field campaign, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *11*(2), 723–740. 50, 52, 64

Chen, T.-C., S.-Y. Wang, and A. J. Clark (2008), North atlantic hurricanes contributed by african easterly waves north and south of the african easterly jet, *J. Climate*, *21*, 6767–6776. 128

Chen, Y., and T. C. Bond (2010), Light absorption by organic carbon from wood combustion, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*(4), 1773–1787. 20, 21

Chepil, W. S. (1951), Properties of soil which influence wind erosion : Iv. sate or dry aggregate structure, *Soil Sci.*, *72*, 387–401. 190

Chomette, O., M. Legrand, and M. Marticorena (1999), Determination of the wind speed threshold for the emission of desert dust using satellite remote sensing in the thermal infrared, *Journal of Geophysical Research*, *104*, 31,207–31,215. 190

Chou, C., P. Formenti, M. Maille, P. Ausset, G. Helas, M. Harrison, and S. Osborne (2008), Size distribution, shape, and composition of mineral dust aerosols collected during the african monsoon multidisciplinary analysis special observation period 0 : Dust and Biomass-Burning experiment field campaign in niger, january 2006, *Journal of Geophysical Research*, *113*, 17 PP. 12, 15, 19, 49, 54

Chow, J. C., J. G. Watson, H. Kuhns, V. Etyemezian, D. H. Lowenthal, D. Crow, S. D. Kohl, J. P. Engelbrecht, and M. C. Green (2004), Source profiles for industrial, mobile, and area sources in the big bend regional aerosol visibility and observational study, *Chemosphere*, *54*(2), 185 – 208. 14

Christensen, J. H., B. Machenhauer, R. G. Jones, C. Schär, P. M. Ruti, M. Castro, and G. Visconti (1997), Validation of present-day regional climate simulations over europe : LAM simulations with observed boundary conditions, *Climate Dynamics*, *13*(7-8), 489–506. 79, 138

Christensen, O. B., J. H. Christensen, B. Machenhauer, and M. Botzet (1998), Very High-Resolution regional climate simulations over Scandinavia-Present climate, *Journal of Climate*, *11*(12), 3204–3229. 79

Chu, D. A., Y. J. Kaufman, C. Ichoku, L. A. Remer, D. Tanré, and B. N. Holben (2002), Validation of MODIS aerosol optical depth retrieval over land, *Geophysical Research Letter*, *29*. 128

Chu, D. A., Y. J. Kaufman, G. Zibordi, J. D. Chern, J. Mao, C. Li, and B. N. Holben (2003), Global monitoring of air pollution over land from the earth observing System-Terra moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS), *Journal of Geophysical Research*, *108*, 18 PP. 43

Chỳlek, P., and J. A. Coakley (1974), Aerosols and climate, *Science*, *183*(4120), 75 –77. 31

Chỳlek, P., V. Srivastava, R. G. Pinninck, and R. T. Wang (1988), Scattering of electromagnetic waves by composite spherical particles : experiment and effective medium approximations, *Applied Optics*, *27*(12), 2396–2404. 20

Chỳlek, P., V. Srivastava, R. G. Pinnick, and R. T. Wang (1988), Scattering of electromagnetic waves by composite spherical particles : experiment and effective medium approximations, *Applied Optics*, *27*(12), 2396–2404. 22, 59

Clain, M. (1995), Etude de la composante organique de l'aérosol atmosphérique, Ph.D. thesis, Université de Chambéry. 11

Claquin, T., M. Schulz, Y. Balkanski, and O. Boucher (1998), Uncertainties in assessing radiative forcing by mineral dust, *Tellus B*, *50*(5), 491–505. 29

Claquin, T., M. Schulz, and Y. J. Balkanski (1999), Modeling the mineralogy of atmospheric dust sources, *Journal of Geophysical Research*, *104*(D18), PP. 22,243–22,256. 34, 57

Coakley, J. A., R. D. Cess, and F. B. Yurevich (1983), The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiation budget : A parameterization for climate models, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *40*(1), 116–138. 30

Collins, W. D., P. J. Rasch, B. E. Eaton, D. W. Fillmore, J. T. Kiehl, C. T. Beck, and C. S. Zender (2002), Simulation of aerosol distributions and radiative forcing for INDOEX : regional climate impacts, *Journal of Geophysical Research*, *107*, 20 PP. 30, 31

Cook, J., and E. J. Highwood (2004), Climate response to tropospheric absorbing aerosols in an intermediate general-circulation model, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *130*(596), 175–191. 35

Cooke, W. F., C. Liousse, H. Cachier, and J. Feichter (1999), Construction of a 1°x 1° fossil fuel emission data set for carbonaceous aerosol and implementation and radiative impact in the ECHAM4 model, *Journal of Geophysical Research*, *104*(D18), 162. 24, 83, 118

Cornforth, R., C. D. Thorncroft, and B. J. Hoskins (2009), The impact of moist processes on the African easterly jet–African easterly wave system, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *135*, 894–913. 39

Crumeyrolle, S. (2008), Impact des systèmes convectifs sur les propriétés hygroscopiques des aérosols : Analyse de deux cas d'étude durant la campagne amma, Ph.D. thesis, Université Toulouse III, Paul Sabatier. 13, 190

Crumeyrolle, S., P. Tulet, L. Garcia-Carreras, L. Gomes, C. Flamant, D. J. Parker, A. Matsuki, A. Schwarzenboeck, and P. Formenti (2010), Transport of dust particles from the bodele region to the monsoon layer. amma case study of the 9-14 june 2006 period, *Atmospheric Chemistry and Physics*. 50, 51, 52, 110, 118, 159

Dall'Osto, M., et al. (2010), Aerosol properties associated with air masses arriving into the North East Atlantic during the 2008 Mace Head EUCAARI intensive observing period : an overview, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*(17), 8413–8435. 118

d'Almeida, G. A., P. Koepke, and E. P. Shettle (1991), *Atmospheric Aerosols Global Climatology and Radiative Characteristics*, A. Deepak Pub. 24, 26, 57

Davidi, A., I. Koren, and L. Remer (2009), Direct measurements of the effect of biomass burning over the amazon on the atmospheric temperature profile, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, *9*(3), 12,007–12,025. 34

Davis, N., J. Bowden, F. Semazzi, L. Xie, and B. Onol (2009), Customization of RegCM3 regional climate model for eastern africa and a tropical indian ocean domain, *Journal of Climate*, *22*(13), 3595–3616. 82

Deardorff, J. W. (1978), Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation, *Journal of Geophysical Research*, *83*(C4), PP. 1889–1903. 81

DeLeeuw, G., E. L. Andreas, M. D. Anguelova, C. W. Fairall, E. R. Lewis, C. O'Dowd, M. Schulz, and S. E. Schwartz (2011), Production flux of sea spray aerosol, *Reviews of Geophysics*, *49*, 39 PP., doi :201110.1029/2010RG000349. 10

Delmas, R., G. Mégie, and V. Peuch (2005), *Physique et chimie de l'atmosphère*, Echelles. 9

DeMott, P. J., K. Sassen, M. R. Poellot, D. Baumgardner, D. C. Rogers, S. D. Brooks, A. J. Prenni, and S. M. Kreidenweis (2003), African dust aerosols as atmospheric ice nuclei, *Geophysical Research Letter*, *30*, 4 PP. 39

Derimian, Y., A. Karnieli, Y. J. Kaufman, M. O. Andreae, T. W. Andreae, O. Dubovik, W. Maenhaut, and I. Koren (2008a), The role of iron and black carbon in aerosol light absorption, *Atmos. Chem. Phys.*, *8*(13), 3623–3637. 28, 30, 131, 144

Derimian, Y., et al. (2008b), Radiative properties of aerosol mixture observed during the dry season 2006 over M'Bour, senegal (African Monsoon Multidisciplinary Analysis campaign), *Journal of Geophysical Research*, *113*. 47

Dickinson, R., R. Errico, F. Giorgi, and G. Bates (1989), A regional climate model for the western united states, *Climatic Change*, *15*(3). 77, 79, 81

Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, and P. J. Kennedy (1993), Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model, *Tech. Rep. NCAR/TN-387+ STR*, NCAR Boulder, Colorado. 79

Dinar, E., A. A. Riziq, C. Spindler, C. Erlick, G. Kiss, and Y. Rudich (2008), The complex refractive index of atmospheric and model humic-like substances (HULIS) retrieved by a cavity ring down aerosol spectrometer (CRD-AS), *Faraday Discussions*, *137*, 279–295. 20, 21, 24, 85

Diner, D., et al. (1998), Multi-angle imaging spectroradiometer (MISR) instrument description and experiment overview, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *36*(4), 1072–1087. 122

Dubovik, O., B. N. Holben, Y. J. Kaufman, M. Yamasoe, A. Smirnov, D. Tanré, and I. Slutsker (1998), Single-scattering albedo of smoke retrieved from the sky radiance and solar transmittance measured from ground, *Journal of Geophysical Research*, *103*(D24), PP. 31,903–31,923. 61

Dubovik, O., A. Smirnov, B. N. Holben, M. D. King, Y. J. Kaufmann, T. F. Eck, and I. Slutsker (2000), Accuracy assessments of aerosol properties retrieved from aerosol robotic network (aeronet) sun and sky radiance measurements, *Journal of Geophysical Research*, *105*, 9791–9806. 24, 59, 121

Dubovik, O., B. Holben, T. F. Eck, A. Smirnov, Y. J. Kaufman, M. D. King, D. Tanré, and I. Slutsker (2002), Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in

worldwide locations, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *59*(3), 590–608. 24, 29, 57, 58, 63, 121

Dubovik, O., M. Herman, A. Holdak, T. Lapyonok, D. Tanré, J. L. Deuzé, F. Ducos, A. Sinyuk, and A. Lopatin (2011), Statistically optimized inversion algorithm for enhanced retrieval of aerosol properties from spectral multi-angle polarimetric satellite observations, *Atmospheric Measurement Techniques*, *4*(5), 975–1018. 24, 25, 64, 115, 119, 154, 159

Duce, R. A. (1995), *Sources, distributions, and fluxes of mineral aerosols and ther relationship to climate, in Aerosol Forcing of Climate*, r. j. charlson, j. heintsenberg ed., 43–72 pp., John Wiley, New-York. 190

Dufresne, J., C. Gautier, P. Ricchiazzi, and Y. Fouquart (2002), Longwave scattering effects of mineral aerosols, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *59*(12), 1959–1966. 31, 32

Eck, T. F., et al. (2010), Climatological aspects of the optical properties of fine/coarse mode aerosol mixtures, *Journal of Geophysical Research*, *115*, 20 PP. 24, 61

Emanuel, K. A. (1991), A scheme for representing cumulus convection in Large-Scale models, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *48*(21), 2313–2329. 80, 82

Engelstaedter, S., and R. Washinston (2007), Atmospheric controls on the annual cycle of north african dust, *J. Geophys. Res.*, *112*. 44, 191

Engelstaedter, S., I. Tegen, and R. Washington (2006), North african dust emissions and transport, *Earth-Science Reviews*, *79*(1-2), 73–100. 44, 191

Esselborn, M., M. Wirth, A. Fix, P. Mahnke, and G. Ehret (2009), Saharan dust and biomass burning aerosol characterization : airborne high spectral resolution lidar observations over the cape verde islands during samum 2008, in *International Laser Radar Conference (ILRC24)*. 47, 48

Fécan, F., B. Marticorena, and G. Bergametti (1999), Parametrization of the increase of the eolian erosion thershold wind friction velocity due to soil moisture for semi arid areas, *Ann. Geophys.*, *17*, 149–157. 189, 190

Feingold, G., H. Jiang, and J. Harrington (2005), On smoke suppression of clouds in amazonia, *Geophysical Research Letters*, *32*. 34, 36

Feng, Q., P. Yang, G. W. Kattawar, C. N. Hsu, S. Tsay, and I. Laszlo (2009), Effects of particle nonsphericity and radiation polarization on retrieving dust properties from MODIS observations, *Journal of Aerosol Science*, *40*(9), 776–789. 20

Flamant, C., J.-P. Chaboureau, D. J. Parker, C. M. Taylor, J.-P. Cammas, O. Bock, P. Timouk, and 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, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *133*, 1–28. 47

Folland, C. K., T. N. Palmer, and D. E. Parker (1986), Sahel rainfall and worldwide sea temperature 1901–1985, *Nature*, *320*, 602–607. 1, 2, 68

Foltz, G. R., and M. J. McPhaden (2008), Impact of saharan dust on tropical north atlantic sst*, *J. Climate*, *21*, 4168–4184. 34

Fontaine, B., and S. Janicot (1996), Sea surface temperature fields associated with West African rainfall anomaly types, *J. Climate*, *9*, 2935–2940. 1

Formenti, P., W. Elbert, W. Maenhaut, J. Haywood, and M. O. Andreae (2003a), Chemical composition of mineral dust during the saharan dust experiment (shade) airborne campaign in the cape verde region, september 2000, *Journal of Geophysical Research*, *108*, 8576. 13

Formenti, P., W. Elbert, W. Maenhaut, J. Haywood, S. Osborne, and M. O. Andreae (2003b), Inorganic and carbonaceous aerosols during the southern african regional science initiative (SAFARI 2000) experiment : Chemical characteristics, physical properties, and emission data for smoke from african biomass burning, *Journal of Geophysical Research*, *108*, 16 PP. 25

Formenti, P., et al. (2008), Regional variability of the composition of mineral dust from western africa : Results from the AMMA SOP0/DABEX and DODO field campaigns, *Journal of Geophysical Research*, *113*. 47, 49

Formenti, P., J. L. Rajot, K. Desboeufs, F. SaÃ¯d, N. Grand, S. Chevaillier, and C. Schmechtig (2011), Airborne observations of mineral dust over western africa in the summer monsoon season : spatial and vertical variability of physico-chemical and optical properties, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *11*(13), 6387–6410. 50, 65

Forster, P., et 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*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 21, 29

Fouquart, Y., B. Bonnel, G. Brogniez, J. C. Buriez, L. Smith, J. J. Morcrette, and A. Cerf (1987), Observations of saharan aerosols : Results of ECLATS field experiment. part II : broadband radiative characteristics of the aerosols and vertical radiative flux divergence, *J. Appl. Meteor. Climatol.* 57

Fraser, R. S., and Y. J. Kaufman (1985), The relative importance of aerosol scattering and absorption in remote sensing, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 30, 31

Fritsch, J. M., and C. F. Chappell (1980), Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. part i : Convective parameterization, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *37*(8), 1722–1733. 82

Fuller, K. A., W. C. Malm, and S. M. Kreidenweis (1999), Effects of mixing on extinction by carbonaceous particles, *Journal of Geophysical Research*, *104*(D13), PP. 15,941–15,954. 14, 20

Generoso, S., I. Bey, M. Labonne, and F. Bréon (2008), Aerosol vertical distribution in dust outflow over the atlantic : Comparisons between GEOS-Chem and Cloud-Aerosol lidar and infrared pathfinder satellite observation (CALIPSO), *Journal of Geophysical Research*, *113*(D24). 47

Giannini, A., R. Saravanan, and P. Chang (2003), Oceanic forcing of sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales, *Science*, *302*(5647), 1027 –1030. 2, 68

Giglio, L. (2007), Characterization of the tropical diurnal fire cycle using VIRS and MODIS observations, *Remote Sensing of Environment*, *108*(4), 407–421. 44, 127

Gilette, D. (1979), *Environmental factors affecting dust emission by wind erosion, in Saharan dust*, c. morales ed., 71-94 pp., John Wiley, New-York. 190

Gillette, D., and P. A. Goodwin (1974), Microscale transport of Sand-Sized soil aggregates eroded by wind, *Journal of Geophysical Research*, *79*(27), PP. 4080–4084. 190

Gillette, D. A., J. Adams, D. R. Muhs, and R. Khil (1982), Threshold friction velocities and rupture moduli for crusted desert soil particles into the air, *J. Geophys. Res.*, *87*, 9003–9015. 190

Ginoux, P., M. Chin, I. Tegen, J. Prospero, B. Holben, O. Dubovik, and S. J. Lin (2001), Global simulation of dust in the atmosphere : Model description and assessment, *Journal of Geophysical Research*, *106*, 20,255–20,273. 46

Ginoux, P., D. Garbuzov, and N. C. Hsu (2010), Identification of anthropogenic and natural dust sources using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Deep Blue level 2 data, *Journal of Geophysical Research*, *115*(D5). 11, 43, 46

Giorgi, F. (1990), Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model, *Journal of Climate*, *3*(9), 941–963. 77, 79, 81

Giorgi, F. (2006), Regional climate modeling : Status and perspectives, *Journal de Physique IV (Proceedings)*, *139*, 18. 78

Giorgi, F., and X. Bi (2000), A study of internal variability of a regional climate model, *Journal of Geophysical Research*, *105*(D24), 521. 79

Giorgi, F., and M. R. Marinucci (1996), A investigation of the sensitivity of simulated precipitation to model resolution and its implications for climate studies, *Monthly Weather Review*, *124*(1), 148–166. 79

Giorgi, F., and L. O. Mearns (1999), Introduction to special section : Regional climate modeling revisited, *Journal of Geophysical Research*, *104*(D6), 6335–6352. 78, 79, 119, 158

Giorgi, F., M. R. Marinucci, G. T. Bates, and G. D. Canio (1993), Development of a Second-Generation regional climate model (RegCM2). part II : convective processes and assimilation of lateral boundary conditions, *Monthly Weather Review*, *121*(10), 2814–2832. 79, 80

Giorgi, F., L. O. Mearns, C. Shields, and L. McDaniel (1998), Regional nested model simulations of present day and 2× co2 climate over the central plains of the u.s., *Climate Change*, *40*(3-4). 137, 138

Giorgi, F., X. Bi, and Y. Qian (2003), Indirect vs. direct effects of anthropogenic sulfate on the climate of east asia as simulated with a regional coupled climate-chemistry/aerosol model, *Climate Change*, *58*(3), 345–376(32). 80, 81

Gomes, L., G. Bergametti, G. Coudé-Gaussen, and P. Rognon (1990), Submicron desert dusts : A sandblasting process, *Journal of Geophysical Research*, *95*(D9), PP. 13,927–13,935. 190

Goudie, A. S., and N. J. Middleton (2001), Saharan dust storms : nature and consequences, *Earth-Science Reviews*, *56,1*, 179(26)–204(26). 10

Greeley, R., and J. D. Iversen (1985), Wind as a geological process, *Cambrigde Planetary Science Series, Cambridge University Press*, p. 333. 189

Grell, G. A. (1993), Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations, *Mon. Weather Rev.*, *121*, 764–787. 79

Grell, G. A., D. R. Dudhia, and D. R. Stauffer (1993), A description of the fifth-generation penn state/NCAR mesoscale model version 5 (MM5), *Tech. Rep. NCAR/TN-398+IA*, NCAR Boulder, Colorado. 80, 82

Grini, A., P. Tulet, and L. Gomes (2006), Dusty weather forecast using the mesonh atmospheric model, *Journal of Geophysical Research*, *111*. 117

Guyon, P., B. Graham, J. Beck, O. Boucher, E. Gerasopoulos, O. L. Mayol-Bracero, G. C. Roberts, P. Artaxo, and M. O. Andreae (2003), Physical properties and concentration of aerosol particles over the amazon tropical forest during background and biomass burning conditions, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *3*(4), 951–967. 25

Halenka, T., M. Belda, J. Kvasnicak, and J. Miksocsky (2011), Convective parametrization tests in simulations by regcm for africa CORDEX domain, EGU, Vienna. 82

Hand, J. L., and W. C. Malm (2007), Review of aerosol mass scattering efficiencies from ground-based measurements since 1990, *Journal of Geophysical Research*, *112*, 24 PP. 25

Hansell, R. A., S. C. Tsay, Q. Ji, N. C. Hsu, M. J. Jeong, S. H. Wang, J. S. Reid, K. N. Liou, and S. C. Ou (2010), An assessment of the surface longwave direct radiative effect of airborne saharan dust during the NAMMA field campaign, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *67*(4), 1048–1065. 34

Hansen, A., H. Rosen, and T. Novakov (1984), The aethalometer – an instrument for the real-time measurement of optical absorption by aerosol particles, *Science of The Total Environment*, *36*, 191–196. 24

Hansen, J., M. Sato, and R. Ruedy (1997), Radiative forcing and climate response, *Journal of Geophysical Research*, *102*(D6), PP. 6831–6864. 24, 34, 35

Hao, W. M., D. E. Ward, G. Olbu, and S. P. Baker (1996), Emissions of CO2, CO, and hydrocarbons from fires in diverse african savanna ecosystems, *Journal of Geophysical Research*, *101*(D19), 584. 10

Haywood, J., and O. Boucher (2000), Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols : A review, *Reviews of Geophysics*, *38*(4), PP. 513–543. 29

Haywood, J., et al. (2003a), 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*(D18). 19, 23, 24, 50, 53, 55, 58, 62, 64, 65

Haywood, J., R. Allan, I. Culverwell, T. Slingo, S. Milton, J. Edwards, and N. Clerbaux (2005), Can desert dust explain the outgoing longwave radiation anomaly over the Sahara during July 2003 ?, *Journal of Geophysical Research*, *110*. 32, 34, 68

Haywood, J. M., P. N. Francis, M. D. Glew, and J. P. Taylor (), 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), 430. 63

Haywood, J. M., P. N. Francis, M. D. Glew, and J. P. Taylor (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), 430. 64, 65

Haywood, J. M., S. R. Osborne, P. N. Francis, A. Keil, P. Formenti, M. O. Andreae, and P. H. Kaye (2003b), The mean physical and optical properties of regional haze dominated by biomass burning aerosol measured from the C-130 aircraft during SAFARI 2000, *Journal of Geophysical Research*, *108*. 31, 54, 59, 61, 120

Haywood, J. M., et al. (2008), Overview of the Dust and Biomass-burning Experiment and African Monsoon Multidisciplinary Analysis Special Observing Period-0, *Journal of Geophysical Research*, *113*. 3, 43, 47, 48, 66, 86, 111, 118

Haywood, J. M., et al. (2011), Motivation, rationale and key results from the GERBILS saharan dust measurement campaign, *Quarterly*

Journal of the Royal Meteorological Society, *137*(658), 1106–1116. 43

Heese, B., and M. Wiegner (2008), Vertical aerosol profiles from raman polarization lidar observations during the dry season AMMA field campaign, *Journal of Geophysical Research*, *113*, 12 PP. 47

Heinold, B., J. Helmert, O. Hellmuth, R. Wolke, A. Ansmann, B. Marticorena, B. Laurent, and I. Tegen (2007), Regional modeling of Saharan dust events using LM-MUSCAT : Model description and case studies, *Journal of Geophysical Research*, *112*. 118

Heinold, B., I. Tegen, K. Schepanski, and O. Hellmuth (2008), Dust radiative feedback on saharan boundary layer dynamics and dust mobilization, *Geophysical Research Letter*, *35*(20). 34

Heintzenberg, J., R. J. Charlson, A. D. Clarke, C. Liousse, V. Ramaswamy, K. P. Shine, M. Wendish, and G. Helas (1997), Measurements and modelling of aerosol single scattering albedo : Progress, problems and prospects,, *Beitr. Phys. Atmos.*, *70*. 24, 31

Hess, M., P. Koepke, and I. Schult (1998), Optical properties of aerosols and clouds : The software package OPAC, *Bulletin of the American Meteorological Society*, *79*(5), 831–844. 24, 32, 57, 62

Highwood, E. J., J. M. Haywood, M. D. Silverstone, S. M. Newman, and J. P. Taylor (2003), Radiative properties and direct radiative effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during SHADE : 1. Terrestrial spectrum, *J. Geophys. Res.*, *108*(D18). 34

Hill, A. A., and S. Dobbie (2008), The impact of aerosols on non-precipitating marine stratocumulus. II : the semi-direct effect, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *134*(634), 1155–1165. 34, 36

Hiranuma, N., S. D. Brooks, J. Gramann, and B. W. Auvermann (2011), The unique properties of agricultural aerosols measured at a cattle feeding operation, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, *11*(5), 14,417–14,453. 11

Hoffer, A., A. Gelencser, P. Guyon, G. Kiss, O. Schmid, G. P. Frank, P. Artaxo, and M. O. Andreae (2006), Optical properties of humic-like substances (HULIS) in biomass-burning aerosols, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *6*(11), 3563–3570. 20, 21

Holben, B., T. Eck, I. Slutsker, D. Tanré, J. Buis, and A. Setzer (1998), Aeronet - a federated instrument network and data archive for aerosol characterization, *Remote Sensing of Environment*, *66*, 1–16. 59, 60, 62, 121, 191

Holtslag, A. A. M., E. I. F. de Bruijin, and H. L. Pan (1990), A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting, *Mon. Weather Rev.*, *118*, 1561–1575. 79, 81

Hoyningen-Huene, W. V., T. Dinter, A. A. Kokhanovsky, J. P. Burrows, M. Wendisch, E. Bierwirth, D. MÃ¼Ller, and M. Diouri (2009), Measurements of desert dust optical characteristics at porte au sahara during SAMUM, *Tellus B*, *61*(1), 206–215. 20

Hsie, E., and R. A. Anthes (1984), Simulations of frontogenesis in a moist atmosphere using alternative parameterizations of condensation and precipitation, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *41*(18), 2701–2716. 79, 80

Hsu, N., S. Tsay, M. King, and J. Herman (2004), Aerosol properties over bright-reflecting source regions, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *42*(3), 557–569. 24, 64, 115, 122, 129, 154

Hsu, N., S. Tsay, M. King, and J. Herman (2006), Deep Blue retrievals of asian aerosol properties during ACE-Asia, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *44*(11), 3180–3195. 122, 124, 129

Hsu, N. C., J. R. Herman, and C. Weaver (2000), Determination of radiative forcing of saharan dust using combined TOMS and ERBE data, *Journal of Geophysical Research*, *105*(D16), PP. 20,649–20,661. 34

Huang, J., C. Zhang, and J. M. Prospero (2009a), Large-scale effect of aerosols on precipitation in the West African monsoon region, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *135*, 581–594. 35, 68, 71, 72, 118, 146, 151, 156

Huang, J., C. Zhang, and J. M. Prospero (2009b), African aerosol and large-scale precipitation variability over west africa, *Environmental Research Letters*, *4*(1), 015,006. 71, 72, 118, 146, 151, 156

Huang, J., A. Adams, C. Wang, and C. Zhang (2009c), Black carbon and west african monsoon precipitation : observations and simulations, *Annales Geophysicae*, *27*(11), 4171–4181. 71, 72, 146, 151, 156

Huang, J., C. Zhang, and J. M. Prospero (2009d), Aerosol-Induced Large-Scale variability in precipitation over the tropical atlantic, *Journal of Climate*, *22*(19), 4970–4988. 71, 72, 146, 151, 156

Huang, J., C. Zhang, and J. M. Prospero (2010), African dust outbreaks : A satellite perspective of temporal and spatial variability over the tropical atlantic ocean, *Journal of Geophysical Research*, *115*(D5). 45

Hudson, D., and R. Jones (2002), Regional climate model simulations of present-day and future climates of southern africa, *Tech. Rep. Hadley Center technical note 39*, Hadley Centre for Climate Prediction and Research. Met. Office. 137

Ichoku, C., L. A. Remer, Y. J. Kaufman, R. Levy, D. A. Chu, D. Tanré, and B. N. Holben (2003), MODIS observation of aerosols and estimation of aerosol radiative forcing over southern africa during SAFARI 2000, *Journal of Geophysical Research*, *108*, 13 PP. 23, 128

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2001), *Climate Change 2001 : The scientific basis, Contribution of working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press. 10

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2007), *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press. 1

Ishizuka, M., M. Mikami, Y. Yamada, F. Yeng, and W. Gao (2005), An observational study of soil moisture effects on wind erosion at a gobi site in the taklimankan desert, *J. Geophys. Res.*, *11O*, D18S03. 189

Iversen, J., and B. R. White (1982), Saltation threshold on earth, mars and venus, *Sedimentology*, *29*, 111–119. 189, 190

Jacobson, M. Z. (1999), Isolating nitrated and aromatic aerosols and nitrated aromatic gases as sources of ultraviolet light absorption, *Journal of Geophysical Research*, *104*(D3), PP. 3527–3542. 20

Jacobson, M. Z. (2002), Control of fossil-fuel particulate black carbon and organic matter, possibly the most effective method of slowing global warming, *Journal of Geophysical Research*, *107*(D19), 4410. 35

Jaenicke, R. (1993), *Tropospheric Aerosols, in Aerosol-Cloud-Climate Interactions*, 1–27 pp., Academic Press, San Diego. 15

Janicot, S., et al. (2008), Large-scale overview of the summer monsoon over West Africa during the AMMA field experiment in 2006, *Ann. Geophys.*, *26*, 2569–2595. 160

Jeong, M.-J., S.-C. Tsay, Q. Ji, C. Hsu, R. A. Hansell, and J. Lee (2008), Ground-based measurements of airborne saharan dust in marine environment during the namma field experiment, *Geophysical Research Letter*, *35*, L20,805. 64

Jethva, H., and O. Torres (2011), Satellite-based evidence of wavelength-dependent aerosol absorption in biomass burning smoke inferred from ozone monitoring instrument, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, *11*(3), 7291–7319. 21, 64, 115, 123, 154, 159

Jiang, H., and G. Feingold (2006), Effect of aerosol on warm convective clouds : Aerosol-cloud-surface flux feedbacks in a new coupled large eddy model, *Journal of Geophysical Research*, *111*. 34

Johnson, B., B. Heese, S. McFarlane, P. Chazette, A. Jones, and N. Bellouin (2008a), Vertical distribution and radiative effects of mineral dust and biomass burning aerosol over west africa during DABEX, *Journal of Geophysical Research*, *113*. 3, 47, 49, 66, 157

Johnson, B., S. Osborne, J. Haywood, and M. Harrison (2008b), Aircraft measurements of biomass burning aerosol over west africa during dabex, *Journal of Geophysical Research*, *113*. 25, 54, 55, 59, 60, 61, 64, 65, 72, 84, 85, 86, 118, 120, 131, 141, 143, 144, 153

Johnson, B. T. (2005), The semidirect aerosol effect : Comparison of a single-column model with large eddy simulation for marine stratocumulus, *American Meteorological Society*, *18*. 39

Johnson, B. T., and S. R. Osborne (2011), Physical and optical properties of mineral dust aerosol measured by aircraft during the gerbils campaign, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*(658), 1117–1130. 53, 63, 64, 65

Johnson, B. T., K. P. Shine, and P. M. Forster (2004), The semi-direct aerosol effect : Impact of absorbing aerosols on marine stratocumulus, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *130*, 1407–1422. 31, 34, 36, 37

Johnson, B. T., S. Christopher, J. M. Haywood, S. R. Osborne, S. McFarlane, C. Hsu, C. Salustro, and R. Kahn (2009), Measurements of aerosol properties from aircraft, satellite and ground-based remote sensing : a case-study from the dust and biomass-burning experiment (DABEX), *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *135*(641), 922–934. 66, 141

Johnson, D. W., et al. (2000), Observations of the evolution of the aerosol, cloud and boundary-layer characteristics during the 1st ace-2 lagrangian experiment, *Tellus B*, *52(2)*, 348–374. 31

Jones, C., N. Mahowald, and C. Luo (2004), Observational evidence of african desert dust intensification of easterly waves, *Geophysical Research Letter*, *31*. 39

Jones, R. G., J. M. Murphy, and M. Noguer (1995), Simulation of climate change over europe using a nested regional-climate model. i : Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *121*(526), 1413–1449. 79

Junge, C. E. (1963), *Air Chemistry and Radioactivity*, 382 pp. 15

Junker, C., and C. Liousse (2008), A global emission inventory of carbonaceous aerosol from historic records of fossil fuel and biofuel consumption for the period 1860-1997, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *8*(5), 1195–1207. 118, 120

Kahn, R. A., B. J. Gaitley, M. J. Garay, D. J. Diner, T. F. Eck, A. Smirnov, and B. N. Holben (2010), Multiangle Imaging SpectroRadiometer global aerosol product assessment by comparison with the Aerosol Robotic Network, *Journal of Geophysical Research*, *115*. 24, 64, 115, 124, 128, 154

Kalashnikova, O. V., and R. A. Kahn (2008), Mineral dust plume evolution over the atlantic from MISR and MODIS aerosol retrievals, *Journal of Geophysical Research*, *113*. 129

Kalashnikova, O. V., R. Kahn, I. N. Sokolik, and W. Li (2005), Ability of multiangle remote sensing observations to identify and distinguish mineral dust types : Optical models and retrievals of optically thick plumes, *Journal of Geophysical Research*, *110*, 16 PP. 24

Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woolen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter (2002), NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2), *Bulletin of the American Meteorological Society*, *83*, 1631–1643. 191

Kandler, K., et al. (2009), Size distribution, mass concentration, chemical and mineralogical composition and derived optical parameters of the boundary layer aerosol at tinfou, morocco, during SAMUM 2006, *Tellus B*, *61*(1), 32–50. 12, 54, 57, 58

Kandler, K., et al. (2011), Electron microscopy of particles collected at praia, cape verde, during the saharan mineral dust experiment : particle chemistry, shape, mixing state and complex refractive index, *Tellus B*, *63*(4), 475–496. 58

Kanji, Z. A., and J. P. D. Abbatt (2006), Laboratory studies of ice formation via deposition mode nucleation onto mineral dust and n-hexane soot samples, *Journal of Geophysical Research*, *111*. 39

Karydis, V. A., P. Kumar, D. Barahona, I. N. Sokolik, and A. Nenes (2011), On the effect of dust particles on global cloud condensation nuclei and cloud droplet number, *Journal of Geophysical Research*, *116*(D23). 161

Kaufman, Y. J., D. Tanré, L. A. Remer, E. F. Vermote, A. Chu, and B. N. Holben (1997), Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer, *Journal of Geophysical Research*, *102*(D14), PP. 17,051–17,067. 122

Kaufman, Y. J., D. Tanré, O. Dubovik, A. Karnieli, and L. A. Remer (2001), Absorption of sunlight by dust as inferred from satellite and ground-based remote sensing, *Geophysical Research Letter*, *28*(8), PP. 1479–1482. 24, 62

Kaufman, Y. J., D. Tanré, and O. Boucher (2002), A satellite view of aerosols in the climate system, *Nature*, *419*(6903), 215–223. 25

Kaufman, Y. J., I. Koren, L. A. Remer, D. Tanré, P. Ginoux, and S. Fan (2005), Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the atlantic ocean, *Journal of Geophysical Research*, *110*, 16 PP. 43

Keil, A., and J. M. Haywood (2003), Solar radiative forcing by biomass burning aerosol particles during SAFARI 2000 : A case study based on measured aerosol and cloud properties, *Journal of Geophysical Research*, *108*, 10 PP. 31

Kiehl, J., J. J. Hack, G. B. Bonan, B. A. Boville, D. L. Williamson, and P. J. Rasch (1998), The national center for atmospheric research community climate model : CCM3, *Journal of Climate*, *11*(6), 1131–1149. 80

Kiehl, J. T., T. L. Schneider, P. J. Rasch, M. C. Barth, and J. Wong (2000), Radiative forcing due to sulfate aerosols from simulations with the national center for atmospheric research community climate model, version 3, *Journal of Geophysical Research*, *105*(D1). 24, 26

Kim, K., W. K. Lau, Y. C. Sud, and G. K. Walker (2010), Influence of aerosol-radiative forcings on the diurnal and seasonal cycles of rainfall over west africa and eastern atlantic ocean using GCM simulations, *Climate Dynamics*, *35*(1), 115–126. 71

Kim, S., P. Chazette, F. Dulac, J. Sanak, B. Johnson, and S. Yoon (2009), Vertical structure of aerosols and water vapor over west africa during the african monsoon dry season, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *9*(20), 8017–8038. 47

Kinne, S., et al. (2003), Monthly averages of aerosol properties : A global comparison among models, satellite data, and AERONET ground data, *Journal of Geophysical Research*, *108*, 42 PP. 29

Kinne, S., et al. (2006), An AeroCom initial assessment - optical properties in aerosol component modules of global models, *Atmos. Chem. Phys.*, *6*(7), 1815–1834. 62

Kirchstetter, T. W., T. Novakov, and P. V. Hobbs (2004), Evidence that the spectral dependence of light absorption by aerosols is affected by organic carbon, *Journal of Geophysical Research*, *109*, 12 PP. 20, 21, 30, 60, 85

Klaver, A., et al. (2011), Physico-chemical and optical properties of sahelian and saharan mineral dust : in situ measurements during the gerbils campaign, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*(658), 1193–1210. 57, 58

Klüser, L., and T. Holzer-Popp (2010), Relationships between mineral dust and cloud properties in the West African Sahel, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*(14), 6901–6915. 71, 118

Koch, D., and A. D. D. Genio (2010), Black carbon semi-direct effects on cloud cover : review and synthesis, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*(16), 7685–7696. 36

Kocha, C. (2011), Interactions entre poussières désertiques et convection profonde en afrique de l'ouest : Observations et modélisation à échelle convective, Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, France. 35, 68

Kok, J. F. (2010), A scaling theory for the size distribution of emitted dust aerosols suggests climate models underestimate the size of the global dust cycle, *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 80, 160

Konare, A., A. S. Zakey, F. Solmon, F. Giorgi, S. Rauscher, S. Ibrah, and X. Bi (2008), A regional climate modeling study of the effect of desert dust on the West African monsoon, *Journal of Geophysical Research*, *113*. 3, 35, 68, 69, 72, 73, 86, 118, 159

Koren, I., Y. J. Kaufman, L. A. Remer, and J. V. Martins (2004), Measurement of the effect of amazon smoke on inhibition of cloud formation, *Science*, *303*(5662), 1342 –1345. 23, 34, 35

Koren, I., Y. J. Kaufman, R. Washington, M. C. Todd, Y. Rudich, J. V. Martins, and D. Rosenfeld (2006), The bodélé depression : a single spot in the sahara that provides most of the mineral dust to the amazon forest, *Environmental Research Letters*, *1*(1), 014,005. 43

Koren, I., J. V. Martins, L. A. Remer, and H. Afargan (2008), Smoke invigoration versus inhibition of clouds over the amazon, *Science*, *321*. 37

Krekov, G. (1993), *Aerosols effects on climate*, University of Arizona, Tuscon. 20, 24

Lacis, A., and M. Mishchenko (1995), *Climate forcing, climate sensitivity, and climate response : a radiative modeling perspective on atmospheric aerosols*, John Wiley, Hoboken. 19

Lack, D. A., and C. D. Cappa (2010), Impact of brown and clear carbon on light absorption enhancement, single scatter albedo and absorption wavelength dependence of black carbon, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*(9), 4207–4220. 14

Lack, D. A., et al. (2009), Relative humidity dependence of light absorption by mineral dust after long-range atmospheric transport from the sahara, *Geophysical Research Letter*, *36*(24). 22

Lafon, S., I. N. Sokolik, J. L. Rajot, S. Caquineau, and A. Gaudichet (2006), Characterization of iron oxides in mineral dust aerosols : Implications for light absorption, *Journal of Geophysical Research*, *111*. 12, 20, 54, 57

Lamb, P. J. (1983), West african water vapor variations between recent contrasting subsaharan rainy seasons, *Tellus A*, *35A*(3), 198–212. 1

Lamb, P. J., and R. A. Peppler (1992), Further case studies of tropical atlantic surface atmospheric and oceanic patterns associated with Sub-Saharan drought, *Journal of Climate*, *5*(5), 476–488. 1

Lang-Yona, N., A. Abo-Riziq, C. Erlick, E. Segre, M. Trainic, and Y. Rudich (2010), Interaction of internally mixed aerosols with light, *Physical Chemistry Chemical Physics*, *12*(1), 21. 13

Laskin, A., M. J. Iedema, A. Ichkovich, E. R. Graber, I. Taraniukb, and Y. Rudich (2005), Direct observation of completely processed calcium carbonate dust particules, *Faraday Discuss.*, *130*, 453–468. 13

Lau, K. M., and K. M. Kim (2007), Cooling of the atlantic by saharan dust, *Geophysical Research Letter*, *34*, 4 PP. 34

Lau, K. M., and K. M. Kim (2011), Comment on Elevated heat pump hypothesis for the aerosol-monsoon hydroclimate link : Grounded in observations ? by s. nigam and m. bollasina, *Journal of Geophysical Research*, *116*, 4 PP. 70

Lau, K. M., M. K. Kim, and K. M. Kim (2006), Asian summer monsoon anomalies induced by aerosol direct forcing : the role of the tibetan plateau, *Climate Dynamics*, *26*(7-8), 855–864. 148, 151, 156

Lau, K. M., K. M. Kim, Y. C. Sud, and G. K. Walker (2009), A gcm study of the response of the atmospheric water cycle of west africa and the atlantic to saharan dust radiative forcing, *Annales Geophysicae*, *27*(10), 4023–4037. 3, 35, 68, 70, 71, 85, 86, 118, 148, 151, 156, 158

Laurent, B., B. Marticorena, G. Bergametti, J. F. Léon, and N. M. Mahowald (2008), Modeling mineral dust emissions from the sahara desert using new surface properties and soil database, *Journal of Geophysical Research*, *113*(D14). 160, 190

Leahy, L. V., T. L. Anderson, T. F. Eck, and R. W. Bergstrom (2007), A synthesis of single scattering albedo of biomass burning aerosol over southern africa during SAFARI 2000, *Geophysical Research Letter*, *34*(12). 62

Legrand, M., C. N'Doumé, and I. Jankowiak (1994), Satellite-derived climatology of the saharan aerosol, in *Proceedings of SPIE*, pp. 127–135, Rome, Italy. 43

Lehsten, V., K. Tansey, H. Balzter, K. Thonicke, A. Spessa, U. Weber, B. Smith, and A. Arneth (2009), Estimating carbon emissions from African wildfires, *Biogeosciences*, *6*(3), 349–360. 128

Lemaître, C., C. Flamant, J. Cuesta, J.-C. Raut, P. Chazette, P. Formenti, and J. Pelon (2010), Radiative heating rates profiles associated with a springtime case of bodélé and sudan dust transport over west africa, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*(17), 8131–8150. 66

Léon, J., Y. Derimian, I. Chiapello, D. Tanré, T. Podvin, B. Chatenet, A. Diallo, and C. Deroo (2009), Aerosol vertical distribution and optical properties over M'Bour (16.96° w ; 14.39° n), senegal from 2006 to 2008, *Atmos. Chem. Phys.*, *9*(23), 9249–9261. 47

Leroux, S., and N. M. J. Hall (2009), On the relationship between African easterly waves and the African easterly jet, *J. Atmos. Sci.*, *66*, 2303–2316. 39

Lesins, G. (2002), A study of internal and external mixing scenarios and its effect on aerosol optical properties and direct radiative forcing, *Journal of Geophysical Research*, *107*(D10). 14

Levelt, P., G. van den Oord, M. Dobber, A. Malkki, H. Visser, J. de Vries, P. Stammes, J. Lundell, and H. Saari (2006), The Ozone Monitoring Instrument, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *44*(5), 1093–1101. 122

Levin, Z., E. Ganor, and V. Gladstein (1996), The effects of desert particles coasted with sulfate on rain formation in the eastern mediterranean, *J. Appl. Meteor.*, *35*, 1511–1523. 13

Levy, R., G. Leptoukh, R. Kahn, V. Zubko, A. Gopalan, and L. Remer (2009), A critical look at deriving monthly aerosol optical depth from satellite data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *47*(8), 2942–2956. 127

Levy, R. C., L. A. Remer, and O. Dubovik (2007), Global aerosol optical properties and application to Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer aerosol retrieval over land, *Journal of Geophysical Research*, *112*(D13). 62, 129

Li, L., B. Wang, and T. Zhou (2007), Contributions of natural and anthropogenic forcings to the summer cooling over eastern china : An AGCM study, *Geophysical Research Letter*, *34*, L18,807,doi :10.1029/2007GL030,541. 35

Liao, H., and J. H. Seinfeld (1998), Radiative forcing by mineral dust aerosols : sensitivity to key

variables, *Journal of Geophysical Research*, *103*(D24), 31,637–31,645. 32

Liou, K. N. (1992), *Radiation and cloud processes in the atmosphere*, Oxford University Press. 18

Liousse, C., C. Devaux, F. Dulac, and H. Cachier (1995), Aging of savanna biomass burning aerosols : Consequences on their optical properties, *Journal of Atmospheric Chemistry*, *22*(1), 1–17. 24

Liousse, C., J. E. Penner, C. Chuang, J. J. Walton, H. Eddleman, and H. Cachier (1996), A global three-dimensional model study of carbonaceous aerosols, *Journal of Geophysical Research*, *101*(D14), 432. 59, 118

Liousse, C., et al. (2004), Deriving global quantitative estimates for spatial and temporal distributions of biomass burning emissions, in *Emissions of atmospheric trace compounds*, edited by C. Granier, P. Artaxo, and C. E. Reeves, chap. 3, Kluwer Academic Publ. 10, 43, 118

Liousse, C., et al. (2010), Updated african biomass burning emission inventories in the framework of the AMMA-IDAF program, with an evaluation of combustion aerosols, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*(19), 9631–9646. 77, 83, 115, 118, 120, 127, 153

Lohmann, U., and J. Feichter (2005), Global indirect aerosol effects : a review, *Atmos. Chem. Phys.*, *5*(3), 715–737. 29, 39

Lohmann, U., L. Rotstayn, T. Storelvmo, A. Jones, S. Menon, J. Quaas, A. M. L. Ekman, D. Koch, and R. Ruedy (2010), Total aerosol effect : radiative forcing or radiative flux perturbation ?, *Atmos. Chem. Phys.*, *10*(7), 3235–3246. 29, 34

Loveland, T. R., B. C. Reed, J. F. Brown, D. O. Ohlen, Z. Zhu, L. Yang, and J. W. Merchant (2000), Development of a global land cover characteristics database and igbp discover from 1 km avhrr data, *International Journal of Remote Sensing*, *21*, 1303–1330. 81

Lubin, D., and A. S. Simpson (1994), The longwave emission signature of urban pollution : Radiometric FTIR measurement, *Geophysical Research Letter*, *21*(1), PP. 37–40. 34

Lubin, D., S. K. Satheesh, G. McFarquar, and A. J. Heymsfield (2002), Longwave radiative forcing of indian ocean tropospheric aerosol, *Journal of Geophysical Research*, *107*, 13 PP. 32, 33

Magi, B. I., and P. V. Hobbs (2003), Effects of humidity on aerosols in southern africa during the biomass burning season, *Journal of Geophysical Research*, *108*(D13), 8495. 22, 84

Mahowald, N. M., A. R. Baker, G. Bergametti, N. Brooks, R. A. Duce, T. D. Jickells, N. Kubilay, J. M. Prospero, and I. Tegen (2005), Atmospheric global dust cycle and iron inputs to the ocean, *Global Biogeochemical Cycles*, *19*. 10

Malavelle, F., V. Pont, M. Mallet, F. Solmon, B. Johnson, J. Leon, and C. Liousse (2011), Simulation of aerosol radiative effects over west africa during DABEX and AMMA SOP-0, *Journal of Geophysical Research*, *116*(D8). 66, 77, 119, 120, 127, 128

Mallet, M., J. C. Roger, S. Despiau, O. Dubovik, and J. P. Putaud (2003), Microphysical and optical properties of aerosol particles in urban zone during ESCOMPTE, *Atmospheric Research*, *69*(1-2), 73–97. 22, 24, 26

Mallet, M., J. C. Roger, S. Despiau, J. P. Putaud, and O. Dubovik (2004), A study of the mixing state of black carbon in urban zone, *Journal of Geophysical Research*, *109*, 11 PP. 14

Mallet, M., et al. (2008), Aerosol direct radiative forcing over djougou (northern benin) during the african monsoon multidisciplinary analysis dry season experiment (special observation period-0), *Journal of Geophysical Research*, *113*. 3, 47, 55, 66, 86, 118, 141, 144

Mallet, M., P. Tulet, D. Serca, F. Solmon, O. Dubovik, J. Pelon, F. Lohou, O. Thouron, and V. Pont (2009), Impact of dust aerosols on the radiative budget, surface heat fluxes, heating rate profiles and convective activity over west africa during march 2006, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, *9*, 2967–3006. 26, 32, 66, 117

Mano, Y. (2006), The complex refractive index of yellow sand inferred from the brightness temperature difference in the infrared split window, *SOLA*, *2*. 34

Maring, H., D. L. Savoie, M. A. Izaguirre, L. Custals, and J. S. Reid (2003), Mineral dust aerosol size distribution change during atmospheric transport, *Journal of Geophysical Research*, *108*. 50, 129

Markowicz, K. M., P. J. Flatau, P. K. Quinn, C. M. Carrico, M. K. Flatau, A. M. Vogelmann, D. Bates, M. Liu, and M. J. Rood (2003a), Influence of relative humidity on aerosol radiative forcing : An ACE-Asia experiment perspective, *Journal of Geophysical Research*, *108*(D23). 22

Markowicz, K. M., P. J. Flatau, A. M. Vogelmann, P. K. Quinn, and E. J. Welton (2003b), Clear-sky infrared aerosol radiative forcing at the surface and the top of the atmosphere, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *129*(594), 2927–2947. 32, 33

Marshall, J. (1971), Drag measurements in roughness arrays of varying density and distribution, *Agricultural Meteorology*, *8*, 269–292. 189

Marsham, J. H., D. J. Parker, C. M. Grams, C. M. Taylor, and J. M. Haywood (2008), Uplift of Saharan dust south of the intertropical discontinuity, *Journal of Geophysical Research*, *113*. 47

Marticorena, B., and G. Bergametti (1995), Modeling the atmospheric dust cycle : 1-designed of a soil-derived dust emissions, *Journal of Geophysical Research*, *100(D8)*, 16,415–16,430. 83, 119, 190

Marticorena, B., G. Bergametti, B. Aumont, Y. Callot, C. N'Doume, and M. Legrand (1997a), Modeling the atmospheric dust cycle : 2-simulations of sahran dust sources, *J. Geophys. Res.*, *102*, 4387–4404. 12, 190

Martins, J. V., P. Artaxo, C. Liousse, J. S. Reid, P. V. Hobbs, and Y. J. Kaufman (1998), Effects of black carbon content, particle size, and mixing on light absorption by aerosols from biomass burning in brazil, *Journal of Geophysical Research*, *103*(D24), PP. 32,041–32,050. 24

Martins, J. V., P. Artaxo, Y. J. Kaufman, A. D. Castanho, and L. A. Remer (2009), Spectral absorption properties of aerosol particles from 350-2500nm, *Geophysical Research Letter*, *36*, 5 PP. 24

Mathon, V., H. Laurent, and T. Lebel (2002), Mesoscale convective system rainfall in the Sahel, *J. Appl. Meteorol.*, *41*, 1081–1092. 39

McCartney, E. J. (1976), *Optics of the Atmosphere : Scattering by Molecules and Particles*, John Wiley and Sons. 30

McComiskey, A., S. E. Schwartz, B. Schmid, H. Guan, E. R. Lewis, P. Ricchiazzi, and J. A. Ogren (2008), Direct aerosol forcing : Calculation from observables and sensitivities to inputs, *Journal of Geophysical Research*, *113*. 24, 119, 129

McConnell, C. L., et al. (2008), Seasonal variations of the physical and optical characteristics of Saharan dust : Results from the Dust Outflow and Deposition to the Ocean (DODO) experiment, *Journal of Geophysical Research*, *113*, 19 PP. 15, 24, 25, 43, 50, 51, 53, 57, 62, 64, 65, 71, 129

McConnell, C. L., P. Formenti, E. J. Highwood, and M. A. J. Harrison (2010), Using aircraft measurements to determine the refractive index of saharan dust during the dodo experiments, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*(6), 3081–3098. 26, 57, 58, 124

McFarlane, S. A., E. I. Kassianov, J. Barnard, C. Flynn, and T. P. Ackerman (2009), Surface shortwave aerosol radiative forcing during the atmospheric radiation measurement mobile facility deployment in niamey, niger, *Journal of Geophysical Research*, *114*. 65

McKenna-Neuma, C., and W. G. Nickling (1989), A theoritical and wind tunnel investigation of the effect of capillarity water on the entrainment of sedimentat by wind, *Can. J. Soil Sci.*, *69*, 79–96. 189

Meadows, M. E., and T. M. Hoffman (2003), Land degradation and climate change in south africa, *The Geographical Journal*, *169*(2), 168–177. 78

Menon, S., J. Hansen, L. Nazarenko, and Y. Luo (2002), Climate effects of black carbon aerosols in china and india, *Science*, *297*(5590), 2250 –2253. 35

Menut, L. (2008), Sensitivity of hourly saharan dust emissions to NCEP and ECMWF modeled wind speed, *Journal of Geophysical Research*, *113*(D16). 78

Michel, C., C. Liousse, J. Grégoire, K. Tansey, G. R. Carmichael, and J. Woo (2005), Biomass burning emission inventory from burnt area data given by the SPOT-VEGETATION system in the frame of TRACE-P and ACE-Asia campaigns, *Journal of Geophysical Research*, *110*, 15 PP. 120

Mie, G. (1908), *Beiträge zur Optik trüber Medien Speziell Kolloidaler Metallösungen*, vol. 25, 337–445 pp., Ann. Phys. 19

Mikhailov, E. F., S. S. Vlasenko, I. A. Podgorny, V. Ramanathan, and C. E. Corrigan (2006), Optical properties of soot-water drop agglomerates : An experimental study, *Journal of Geophysical Research*, *111*, 16 PP. 14

Miller, M., and A. Slingo (2007), The arm mobile facility and its first international deployment : Measuring radiative flux divergence in west africa, *Bulletin of the American Meteorological Society*, *88*(8), 1229–1244. 43

Miller, R. L., and I. Tegen (1998), Climate response to soil dust aerosols, *Journal of Climate*. 19, 68

Miller, R. L., I. Tegen, and J. Perlwitz (2004), Surface radiative forcing by soil dust aerosols and the hydrologic cycle, *Journal of Geophysical Research*, *109*, 24 PP. 3, 35, 68, 69, 71, 85

Milton, S. F., G. Greed, M. E. Brooks, J. Haywood, B. Johnson, R. P. Allan, A. Slingo, and W. M. F. Grey (2008), 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*. 3, 23, 26, 68, 86, 117

Mishchenko, M. I., L. D. Travis, and D. W. Mackowski (1996), T-matrix computations of light scattering by nonspherical particles : A review, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, *55*(5), 535–575. 19

Mitchell, T. D., and P. D. Jones (2005), An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids, *International Journal of Climatology*, *25*(6), 693–712. 137

Müller, T., A. Schladitz, A. Massling, N. Kaaden, K. Kandler, and A. Wiedensohler (2009), Spectral absorption coefficients and imaginary parts of refractive indices of saharan dust during SAMUM-1, *Tellus B*, *61*(1), 79–95. 28, 58

Müller, T., A. Schladitz, K. Kandler, and A. Wiedensohler (2011), Spectral particle absorption coefficients, single scattering albedos and imaginary parts of refractive indices from ground based in situ measurements at cape verde island during samum-2, *Tellus B*, *63*(4), 573–588. 58, 63

Moosmüeller, H., R. Chakrabarty, and W. Arnott (2009), Aerosol light absorption and its measurement : A review, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, *110*(11), 844–878. 24, 25

Moosmüeller, H., R. K. Chakrabarty, K. M. Ehlers, and W. P. Arnott (2011), Absorption angström coefficient, brown carbon, and aerosols : basic concepts, bulk matter, and spherical particles, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *11*(3), 1217–1225. 28

Moulin, C., et al. (1998), Satellite climatology of african dust transport in the mediterranean atmosphere, *Journal of Geophysical Research*. 43

Mukhopadhyay, S., and P. Kreycik (2008), Dust generation and drought patterns in africa from helium-4 in a modern cape verde coral, *Geophysical Research Letter*, *35*, 4 PP. 158

Myhre, G., A. Grini, J. M. Haywood, F. Stordal, B. Chatenet, D. Tanré, J. K. Sundet, and I. S. A. Isaksen (2003), Modeling the radiative impact of mineral dust during the Saharan Dust Experiment (SHADE) campaign, *Journal of Geophysical Research*, *108*(D18), 8579. 34, 117

Myhre, G., C. R. Hoyle, T. F. Berglen, B. T. Johnson, and J. M. Haywood (2008), Modeling of the solar radiative impact of biomass burning aerosols during the dust and biomass-burning experiment (dabex), *Journal of Geophysical Research*, *113*. 68, 118, 143

Nicholson, S. (2000), Land surface processes and Sahel climate, *Rev. Geophys.*, *38*, 117–139. 2, 69

Nicholson, S., and J. Grist (2001), A conceptual model for understanding rainfall variability in the west african sahel on interannual and interdecadal timescales, *International Journal of Climatology*, *21*(14), 1733–1757. 2, 68

Nicholson, S. E. (1981), Rainfall and atmosphereic circulation during drought periods and wetter years in west africa, *Mon. Wea. Rev.*, *109*, 2191–2208. 1

Nicholson, S. E., and J. Kim (1997), The relationship of the El Niño southern oscillation to african rainfall, *International Journal of Climatology*, *17*(2), 117–135. 2

Nickling, W. G., and S. A. Wolfe (1994), The morphology and origin of nabhkas, region of mopti, mali, west africa, *J. Arid Environ.*, *28*, 13–30. 190

Nigam, S., and M. Bollasina (2010), Elevated heat pump hypothesis for the aerosol-monsoon hydroclimate link : Grounded in observations ?, *Journal of Geophysical Research*, *115*(D16). 70

Nigam, S., and M. Bollasina (2011), Reply to comment by k. m. lau and k. m. kim on Elevated heat pump hypothesis for the aerosol-monsoon hydroclimate link : Grounded in observations ?, *Journal of Geophysical Research*, *116*, 3 PP. 70

Omar, A. H., J. Won, D. M. Winker, S. Yoon, O. Dubovik, and M. P. McCormick (2005), Development of global aerosol models using cluster analysis of Aerosol Robotic Network (AERONET) measurements, *Journal of Geophysical Research*, *110*. 129

Osborne, S., and J. Haywood (2005), Aircraft observations of the microphysical and optical properties of major aerosol species, *Atmospheric Research*, *73*(3-4), 173–201. 26

Osborne, S., A. J. Baran, B. T. Johnson, J. M. Haywood, E. Hesse, and S. Newman (2011), Shortwave and long-wave radiative properties of saharan dust aerosol, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*(658), 1149–1167. 58, 63

Osborne, S. R., B. T. Johnson, J. M. Haywood, A. J. Baran, M. A. J. Harrison, and C. L. McConnell (2008), Physical and optical properties of mineral dust aerosol during the dust and biomass-burning experiment, *Journal of Geophysical Research*, *113*. 24, 25, 50, 51, 53, 58, 63, 64, 65, 129

Oshima, N., M. Koike, Y. Zhang, and Y. Kondo (2009), Aging of black carbon in outflow from anthropogenic sources using a mixing state resolved model : 2. aerosol optical properties and cloud condensation nuclei activities, *Journal of Geophysical Research*, *114*, 17 PP. 14

Otto, S., M. de Reus, T. Trautmann, A. Thomas, M. Wendisch, and S. Borrmann (2007), Atmospheric radiative effects of an in situ measured saharan dust plume and the role of large particles, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, *7*(18), 4887–4903. 12, 15, 24, 62, 63

Otto, S., E. Bierwirth, B. Weinzierl, K. Kandler, M. Esselborn, M. Tesche, A. Schladitz, M. Wendisch, and T. Trautmann (2009), Solar radiative effects of a saharan dust plume observed during SAMUM assuming spheroidal model particles, *Tellus B*, *61*(1), 270–296. 20, 54, 57, 58

Otto, S., T. Trautmann, and M. Wendisch (2011), On realistic size equivalence and shape of spheroidal saharan mineral dust particles applied in solar and thermal radiative transfer calculations, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *11*(9), 4469–4490. 19

Pal, J. S., E. E. Small, and E. A. B. Eltahir (2000), Simulation of regional-scale water and energy budgets : Representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM, *Journal of Geophysical Research*, *105*(D24), 594. 80, 81

Pal, J. S., et al. (2007), Regional climate modeling for the developing world : the ICTP RegCM3 and RegCNET, *Bulletin of the American Meteorological Society*, *88*, 1395–1409. 119

Pan, Z., J. H. Christensen, R. W. Arritt, W. J. G. Jr, E. S. Takle, and F. Otieno (2001), Evaluation of uncertainties in regional climate change simulations, *Journal of Geophysical Research*, *106*(D16), PP. 17,735–17,751. 78

Pandithurai, G., S. Dipu, K. K. Dani, S. Tiwari, D. S. Bisht, P. C. S. Devara, and R. T. Pinker (2008), Aerosol radiative forcing during dust events over new delhi, india, *Journal of Geophysical Research*, *113*, 13 PP. 26

Panicker, A. S., G. Pandithurai, P. D. Safai, and S. Kewat (2008), Observations of enhanced aerosol longwave radiative forcing over an urban environment, *Geophysical Research Letter*, *35*, 5 PP. 32, 33

Patterson, E. M. (1981), Optical properties of the crustal aerosol : Relation to chemical and physical characteristics, *Journal of Geophysical Research*, *86*(C4), PAGES 3236–3246. 15

Patterson, E. M., D. A. Gillette, and B. H. Stockton (1977), Complex index of refraction between 300 and 700 nm for saharan aerosols, *Journal of Geophysical Research*, *82*(21), 3153–3160. 57

Pelon, J., et al. (2008), Microlidar observations of biomass burning aerosol over djougou (Benin) during african monsoon multidisciplinary analysis special observation period 0 : Dust and Biomass-Burning experiment, *Journal of Geophysical Research*, *113*. 47

Penner, J. E. (2003), Soot and smoke aerosol may not warm climate, *Journal of Geophysical Research*, *108*(D21). 31

Péré, J.-C. (2010), Simulation de l'impact climatique des aérosols en europe, Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, France. 10, 22, 37

Péré, J.-C., M. Mallet, B. Bessagnet, and V. Pont (2009), Evidence of the aerosol core-shell mixing state over europe during the heat wave of summer 2003 by using CHIMERE simulations and AERONET inversions, *Geophysical Research Letters*, *36*(9). 14, 20

Perlwitz, J., and R. L. Miller (2010), Cloud cover increase with increasing aerosol absorptivity : A counterexample to the conventional semidirect aerosol effect, *Journal of Geophysical Research*, *115*(D8). 35, 36, 69, 72, 118

Petitjohn, F. J., P. E. Potter, and R. Siever (1972), Sand and sandstone, springer-verlag, *New York*, p. 618. 189

Petzold, A., et al. (2009), Saharan dust absorption and refractive index from aircraft-based observations during SAMUM 2006, *Tellus B*, *61*(1), 118–130. 57, 58

Pilewskie, P., J. Pommier, R. Bergstrom, W. Gore, S. Howard, M. Rabbette, B. Schmid, P. V. Hobbs, and S. C. Tsay (2003), Solar spectral radiative forcing during the southern african regional science initiative, *Journal of Geophysical Research*, *108*, 7 PP. 61

Pinker, R. T., H. Liu, S. R. Osborne, and C. Akoshile (2010), Radiative effects of aerosols in sub-sahel africa : Dust and biomass burning, *Journal of Geophysical Research*, *115*(in press). 23, 66, 141

Pont, V., M. Mallet, C. Liousse, L. Gomes, F. Malavelle, F. Solmon, C. Galy, E. Gardrat, and P. Castéra (2009), Mixing of dust and carbonaceous aerosols : three concepts of chemical scheme from AMMA dry season experiment (SOP0 - january 2006) at Djougou (Benin), in *AMMA Conference, Ouagadougou (Burkina Faso)*. 54, 56, 85, 120, 153

Procopio, A. S., P. Artaxo, Y. J. Kaufman, L. A. Remer, J. S. Schafer, and B. N. Holben (2004), Multiyear analysis of amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate, *Geophysical Research Letter*, *31*, 4 PP. 23

Prospero, J., and P. Lamb (2003), African droughts and dust transport to the caribbean : Climate change implication, *Science*. 2, 69, 117

Prospero, J. M., P. Ginoux, O. Torres, S. E. Nicholson, and T. E. Gill (2002), Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the nimbus 7 total ozone mapping spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Rev. Geophys.*, *40,1002*. 2, 10, 43, 46, 191

Pruppacher, H. R., and J. D. Klett (1997), *Microphysics of Clouds and Precipitation*, 954 pp., Kluwer Academic. 38

Qian, Y., F. Giorgi, Y. Huang, W. Chameides, and C. Luo (2001), Regional simulation of anthropogenic sulfur over east asia and its sensitivity to model parameters, *Tellus B*, *53*(2), 171–191. 82

Qian, Y., W. Wang, L. R. Leung, and D. P. Kaiser (2007), Variability of solar radiation under cloud-free skies in china : The role of aerosols, *Geophysical Research Letter*, *34*(12). 11, 23

Rajot, J.-L., et al. (2008), AMMA dust experiment : An overview of measurements performed during the dry season special observation period (SOP0) at the banizoumbou (niger) supersite, *Journal of Geophysical Research*, *113*. 51

Ramana, M. V., and V. Ramanathan (2006), Abrupt transition from natural to anthropogenic aerosol radiative forcing : Observations at the ABC-Maldives climate observatory, *Journal of Geophysical Research*, *111*, 18 PP. 23

Ramanathan, V., P. J. Crutzen, J. T. Kiehl, and D. Rosenfeld (2001), Aerosols, climate, and the hydrological cycle, *Science*, *294*(5549), 2119 – 2124. 35

Ramanathan, V., M. V. Ramana, G. Roberts, D. Kim, C. Corrigan, C. Chung, and D. Winker (2007), Warming trends in asia amplified by brown cloud solar absorption, *Nature*, *448*(7153), 575–578. 23, 34

Randles, C. A., and V. Ramaswamy (2010), Direct and semi-direct impacts of absorbing biomass burning aerosol on the climate of southern africa : a geophysical fluid dynamics laboratory GCM sensitivity study, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*(20), 9819–9831. 72

Ratnam, J. V., F. Giorgi, A. Kaginalkar, and S. Cozzini (2008), Simulation of the indian monsoon using the RegCM3-ROMS regional coupled model, *Climate Dynamics*, *33*(1), 119–139. 80, 160

Raut, J., and P. Chazette (2008), Radiative budget in the presence of multi-layered aerosol structures in the framework of AMMA SOP-0, *Atmos. Chem. Phys.*, *8*(22), 6839–6864. 59, 61, 63, 65, 66, 141, 143, 144

Redelsperger, J.-L., et al. (2006), Amma, une étude multidisciplinaire de la mousson ouest-africaine, *La meteorologie*, *54*. 2, 43

Reid, J. S., and P. V. Hobbs (1998), Physical and optical properties of young smoke from individual biomass fires in Brazil, *Journal of Geophysical Research*, *103*(D24). 61

Reid, J. S., P. V. Hobbs, R. J. Ferek, D. R. Blake, J. V. Martins, M. R. Dunlap, and C. Liousse (1998), Physical, chemical, and optical properties of regional hazes dominated by smoke in brazil, *Journal of Geophysical Research*, *103*(D24), 080. 24, 61

Reid, J. S., et al. (2003a), Analysis of measurements of saharan dust by airborne and ground-based remote sensing methods during the puerto rico dust experiment (pride), *Journal of Geophysical Research*, *108*(D19), 8586. 12, 50, 51, 54

Reid, J. S., et al. (2003b), Comparison of size and morphological measurements of coarse mode dust particles from africa, *Journal of Geophysical Research*, *108*(D19), 8593. 51

Reid, J. S., T. F. Eck, S. A. Christopher, R. Koppmann, O. Dubovik, D. P. Eleuterio, B. N. Holben, E. A. Reid, and J. Zhang (2005), A review of biomass burning emissions part III : intensive optical properties of biomass burning particles, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *5*(3), 827–849. 14, 25, 52, 60, 64, 120

Remer, L. A., et al. (2005), The MODIS aerosol algorithm, products, and validation, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *62*(4), 947. 122

Richardson, M., et al. (2007), Measurements of heterogeneous ice nuclei in the western united states in springtime and their relation to aerosol characteristics, *J. Geophys. Res.*, *112*. 39

Rizzo, L. V., A. L. Correia, P. Artaxo, A. S. Procópio, and M. O. Andreae (2011), Spectral dependence of aerosol light absorption over the amazon basin, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, *11*(4), 11,547–11,577. 28

Roberts, G., M. J. Wooster, and E. Lagoudakis (2009), Annual and diurnal african biomass burning temporal dynamics, *Biogeosciences*, *6*(5), 849–866. 45

Rosenfeld, D., U. Lohmann, G. B. Raga, C. D. O'Dowd, M. Kulmala, S. Fuzzi, A. Reissell, and M. O. Andreae (2008), Flood or drought : How do aerosols affect precipitation ?, *Science*, *321*(5894), 1309 –1313. 39, 40

Roy, D., L. Boschetti, C. Justice, and J. Ju (2008), The collection 5 MODIS burned area product - Global evaluation by comparison with the MODIS active fire product, *Remote Sensing of Environment*, *112*(9), 3690–3707. 10, 44, 118, 127

Russell, P., et al. (2002), Comparison of aerosol single scattering albedos derived by diverse techniques in two north atlantic experiments,, *J. Atmos. Sci.*, *59*, 609–619. 30, 31, 143

Russell, P. B., et al. (2010), Absorption angstrom exponent in AERONET and related data as an indicator of aerosol composition, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*(3), 1155–1169. 28, 29, 120, 131, 132, 134

Sandu, I., J. L. Brenguier, O. Geoffroy, O. Thouron, and V. Masson (2008), Aerosol impacts on the diurnal cycle of marine stratocumulus, *Journal of the Atmospheric Sciences*, in press. 38

Santese, M., M. R. Perrone, A. S. Zakey, F. D. Tomasi, and F. Giorgi (2010), Modeling of saharan dust outbreaks over the mediterranean by RegCM3 : case studies, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*(1), 133–156. 128

Satheesh, S., and K. K. Moorthy (2005), Radiative effects of natural aerosols : A review, *Atmospheric Environment*, *39*(11), 2089–2110. 29, 34

Satheesh, S. K. (2002), Radiative forcing by aerosols over bay of bengal region, *Geophysical Research Letter*, *29*, 4 PP. 31

Satheesh, S. K., and D. Lubin (2003), Short wave versus long wave radiative forcing by indian ocean aerosols : Role of sea-surface winds, *Geophysical Research Letter*, *30*, 4 PP. 32, 34

Satheesh, S. K., and V. Ramanathan (2000), Large differences in tropical aerosol forcing at the top of the atmosphere and earth's surface, *Nature*, *405*(6782), 60–63. 30, 35

Sauvage, B., F. Gheusi, V. Thouret, J. Cammas, J. Duron, J. Escobar, C. Mari, P. Mascart, and V. Pont (2007), Medium-range mid-tropospheric transport of ozone and precursors over africa : two numerical case studies in dry and wet seasons, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *7*(20), 5357–5370. 43

Savijarvi, H., A. Arola, and P. Raisanen (1997), Short-wave optical properties of precipitating water clouds, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *123*, 883–899. 27

Sayer, A. M., G. E. Thomas, P. I. Palmer, and R. G. Grainger (2010), Some implications of sampling choices on comparisons between satellite and model aerosol optical depth fields, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*(22), 10,705–10,716. 127

Schepanski, K., I. Tegen, B. Laurent, B. Heinold, and A. Macke (2007), A new Saharan dust source activation frequency map derived from MSG-SEVIRI IR-channels, *Geophysical Research Letter*, *34*. 46, 191

Schepanski, K., I. Tegen, and A. Macke (2009), Saharan dust transport and deposition towards the tropical northern Atlantic, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *9*(4), 1173–1189. 118

Schkolnik, G., D. Chand, A. Hoffer, M. Andreae, C. Erlick, E. Swietlicki, and Y. Rudich (2007), Constraining the density and complex refractive index of elemental and organic carbon in biomass burning aerosol using optical and

chemical measurements, *Atmospheric Environment*, *41*(5), 1107–1118. 20, 85

Schladitz, A., T. MüLler, N. Kaaden, A. Massling, K. Kandler, M. Ebert, S. Weinbruch, C. Deutscher, and A. Wiedensohler (2009), In situ measurements of optical properties at tinfou (Morocco) during the saharan mineral dust experiment SAMUM 2006, *Tellus B*, *61*(1), 64–78. 58, 63

Schütz, L. (1980), *Long range transport of desert dust with special emphasis on the Sahara*, 515–532 pp., Annals New York Academy of sciences. 17

Schütz, L., and R. Jaenicke (1981), *Saharan dust transport over the north atlantic Ocean, in Desert Dust : Origin, Characteristics and effects on Man*, vol. Spec. Pap. 186, T. L. Pewe, Geol. Soc. AM. Boulder, Colorado. 17

Schütz, L., and K. A. Rahn (1982), Trace-element concentrations in erodible soils, *Atmos. Environ.*, *16(1)*, 171–176. 12, 54

Schütz, L., and M. Sebert (1987), Mineral aerosols and source identification, *J. Aerosol Sci.*, *18(1)*, 1–10. 12

Schwarz, J. P., et al. (2008), Measurement of the mixing state, mass, and optical size of individual black carbon particles in urban and biomass burning emissions, *Geophysical Research Letter*, *35*, 5 PP. 14

Seinfeld, J. H., and S. N. Pandis (2006), Atmospheric chemistry and physics : from air pollution to climate, *Wiley, New York*. 9, 15, 16, 17

Seth, A., and F. Giorgi (1998), The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model, *Journal of Climate*, *11*(10), 2698–2712. 79

Shettle, E. P., and R. W. Fenn (1979), Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties, *Tech. rep.*, Air Force Res. Lab., Wright-Patt Air Force Base, Ohio. 57

Simmons, A., S. Uppala, D. Dee, and S. Kobayashi (2007), ERA-interim : New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards, *ECMWF Newsletter*, *110*, 25–35. 119, 191

Slingo, A. (1989), A GCM parametrization for the shortwave radiative properties of water clouds, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *46*(10), 1419–1427. 80

Slingo, A., et al. (2006), Observations of the impact of a major saharan dust storm on the atmospheric radiation balance, *Geophysical Research Letter*, *33*. 23, 32, 63, 66, 117

Slingo, A., et al. (2008), Overview of observations from the RADAGAST experiment in Niamey, Niger : meteorology and thermodynamic variables, *Journal of Geophysical Research*, *113*. 46

Slingo, A., H. E. White, N. A. Bharmal, and G. J. Robinson (2009), Overview of observations from the RADAGAST experiment in niamey, niger : 2. radiative fluxes and divergences, *Journal of Geophysical Research*, *114*, D00E04. 33, 117

Sokolik, I. N., and O. B. Toon (1999), Incorporation of the mineralogical composition into models of the radiative properties of mineral aerosol from uv to ir wavelengths, *Journal of Geophysical Research*, *104*, 9423–9444. 20, 57

Sokolik, I. N., O. B. Toon, and R. W. Bergstrom (1998), Modeling the radiative characteristics of airborne mineral aerosols at infrared wavelengths, *Journal of Geophysical Research*, *103*(D8). 34

Solmon, F., F. Giorgi, and C. Liousse (2006), Aerosol modelling for regional climate studies : application to anthropogenic particles and evaluation over a European/African domain, *Tellus B*, *58*(1), 51–72. 80, 82

Solmon, F., M. Mallet, N. Elguindi, F. Giorgi, A. Zakey, and A. Konaré (2008), Dust aerosol impact on regional precipitation over western africa, mechanisms and sensitivity to absorption properties, *Geophysical Research Letters*, *35*(24). 3, 24, 68, 69, 70, 71, 72, 73, 77, 82, 85, 86, 117, 118, 119, 120, 151, 156, 159, 160

Solmon, F., P. Y. Chuang, N. Meskhidze, and Y. Chen (2009), Acidic processing of mineral dust iron by anthropogenic compounds over the north pacific ocean, *Journal of Geophysical Research*, *114*, D02,305. 13

Sow, M., S. C. Alfaro, and J. L. Rajot (2011), Comparison of the size-resolved dust emission fluxes measured over a sahelian source with the dust production model DPM) predictions, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, *11*(4), 11,077–11,107. 50

Spänkuch, D., W. Döhler, and J. Güldner (2000), Effect of coarse biogenic aerosol on downwelling infrared flux at the surface, *Journal of Geophysical Research*, *105*(D13), PP. 17,341–17,350. 34

Stanelle, T., B. Vogel, H. Vogel, D. Baumer, and C. Kottmeier (2010), Feedback between dust particles and atmospheric processes over west africa in march 2006 and june 2007, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*, 7553–7599. 32, 68

Stephens, G. L. (1984), Review : The parameterization of radiation for numerical weather prediction and climate models, *Mon. Wea. Rev.*, *112*, 826–867. 32

Stevens, B., and G. Feingold (2009), Untangling aerosol effects on clouds and precipitation in a buffered system, *Nature*, *461*(7264), 607–613. 38, 39, 40

Stock, M., et al. (2011), Hygroscopic properties of atmospheric aerosol particles over the eastern mediterranean : implications for regional direct radiative forcing under clean and polluted conditions, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *11*(9), 4251–4271. 22

Stohl, A., et al. (2011), Determination of time- and height-resolved volcanic ash emissions and their use for quantitative ash dispersion modeling : the 2010 eyjafjallajökull eruption, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *11*(9), 4333–4351. 10

Sud, Y. C., et al. (2009), Sensitivity of boreal-summer circulation and precipitation to atmospheric aerosols in selected regions part 1 : Africa and india, *Annales Geophysicae*, *27*(10), 3989–4007. 3, 68, 69, 118

Sultan, B., C. Baron, M. Dingkuhn, B. Sarr, and S. Janicot (2005), Agricultural impacts of large-scale variability of the west african monsoon, *Agricultural and Forest Meteorology*, *128*(1-2), 93–110. 68

Sun, H., L. Biedermann, and T. C. Bond (2007), Color of brown carbon : A model for ultraviolet and visible light absorption by organic carbon aerosol, *Geophysical Research Letter*, *34*(17). 20, 21

Sylla, M. B., E. Coppola, L. Mariotti, F. Giorgi, P. M. Ruti, A. Dellâ-Aquila, and X. Bi (2009), Multiyear simulation of the african climate using a regional climate model (RegCM3) with the high resolution ERA-interim reanalysis, *Climate Dynamics*, *35*(1), 231–247. 78, 116, 137

Tadross, M. A., W. J. Gutowski, B. C. Hewitson, C. Jack, and M. New (2006), MM5 simulations of interannual change and the diurnal cycle of southern african regional climate, *Theoretical and Applied Climatology*, *86*(1-4), 63–80. 137

Takemura, T., T. Nakajima, O. Dubovik, B. N. Holben, and S. Kinne (2002), Single-Scattering albedo and radiative forcing of various aerosol species with a global Three-Dimensional model, *Journal of Climate*, *15*(4), 333–352. 31

Tanré, D., et al. (2001), Climatology of dust aerosol size distribution and optical properties derived from remotely sensed data in the solar spectrum, *Journal of Geophysical Research*, *106*(D16), PP. 18,205–18,217. 24, 62

Tanré, D., Y. J. Kaufman, M. Herman, and S. Mattoo (1997), Remote sensing of aerosol properties over oceans using the MODIS/EOS spectral radiances, *Journal of Geophysical Research*, *102*(D14), PP. 16,971–16,988. 122

Tanré, D., F. M. Bréon, J. L. Deuzé, M. Herman, P. Goloub, F. Nadal, and A. Marchand (2001), Global observation of anthropogenic aerosols from satellite, *Geophysical Research Letter*, *28*(24), 4555–4558. 45, 118

Tanré, D., J. Haywood, J. Pelon, J. F. Léon, B. Chatenet, P. Formenti, P. Francis, P. G. abd E. J. Highwood, and G. Myhre (2003), Measurement and modeling of the Saharan dust radiative impact : Overview of the Saharan Dust Experiment (SHADE), *J. Geophys. Res.*, *108*(D18). 43, 57

Tegen, I., and A. A. Lacis (1996), Modeling of particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust aerosol, *J. Geophys. Res.*, *101*, 19,237–19,244. 15

Tesche, M., D. Müller, S. Gross, A. Ansmann, D. Althausen, V. Freudenthaler, B. Weinzierl, A. Veira, and A. Petzold (2011), Optical and microphysical properties of smoke over cape verde inferred from multiwavelength lidar measurements, *Tellus B*, *63*(4), 677–694. 59, 61, 72, 86

Todd, M. C., R. Washington, J. V. Martins, O. Dubovik, G. Lizcano, S. M'Bainayel, and S. Engelstaedter (2007), Mineral dust emission from the bodélé depression northern chad, during bodex 2005, *Journal of Geophysical Research*, *112*. 58

Todd, M. C., et al. (2008), Quantifying uncertainty in estimates of mineral dust flux : An intercomparison of model performance over the Bodélé Depression, northern Chad, *Journal of Geophysical Research*, *113*(D24). 124

Torres, O., P. K. Bhartia, J. R. Herman, Z. Ahmad, and J. Gleason (1998), Derivation of aerosol properties from satellite measurements of

backscattered ultraviolet radiation : Theoretical basis, *Journal of Geophysical Research*, *103*, 17,099–17,110. 123

Torres, O., P. K. Bhartia, A. Sinyuk, E. J. Welton, and B. Holben (2005), Total ozone mapping spectrometer measurements of aerosol absorption from space : Comparison to SAFARI 2000 ground-based observations, *Journal of Geophysical Research*, *110*, 12 PP. 25, 61

Torres, O., A. Tanskanen, B. Veihelmann, C. Ahn, R. Braak, P. K. Bhartia, P. Veefkind, and P. Levelt (2007), Aerosols and surface UV products from Ozone Monitoring Instrument observations : An overview, *Journal of Geophysical Research*, *112*. 122

Trochkine, D., Y. Iwasaka, A. Matsuki, M. Yamada, Y. S. Kim, T. Nagatani, D. Zhang, G. Y. Shi, and Z. Shen (2003), Mineral aerosol particles collected in dunhuang, china, and their comparison with chemically modified particles collected over japan, *Journal of Geophysical Research*, *108*, 8642. 13

Tulet, P., V. Crassier, F. Cousin, K. Shure, and R. Rosset (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*. 17

Tulet, P., M. Mallet, V. Pont, J. Pelon, and A. Boone (2008), The 7–13 Marh 2006 dust storm over West Africa : generation, transport and vertical stratification, *Journal of Geophysical Research*, *113*. 58, 118

Tulet, P., K. Crahan-Kaku, M. Leriche, B. Aouizerats, and S. Crumeyrolle (2010), Mixing of dust aerosols into mesoscale convective system : Generation, filtering and possible feebacks on ice anvils, *Atmospheric Research*, *96*, 302–314. 39, 47

Tummon, F., F. Solmon, C. Liousse, and M. Tadross (2010), Simulation of the direct and semi-direct aerosol effects on the southern africa regional climate during the biomass burning season., *Journal of Geophysical Research*, *115*(D19). 23, 72, 161

Turner, D. D. (2008), Ground-based infrared retrievals of optical depth, effective radius, and composition of airborne mineral dust above the sahel, *Journal of Geophysical Research*, *113*, 14 PP. 33, 34, 54

Twohy, C. H., M. D. Petters, J. R. Snider, B. Stevens, W. Tahnk, M. Wetzel, L. Russell, and F. Burnet (2005), Evaluation of the aerosol indirect effect in marine stratocumulus clouds : Droplet number, size, liquid water path, and radiative impact, *Journal of Geophysical Research*, *110*(D8). 38

Twomey, S. (1977), The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *34*, 1149–1152. 38

van der Werf, G. R., J. T. Randerson, L. Giglio, G. J. Collatz, P. S. Kasibhatla, and A. F. A. Jr. (2006), Interannual variability in global biomass burning emissions from 1997 to 2004, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *6*(11), 3423–3441. 2, 117

VanDonkelaar, A., R. V. Martin, R. C. Levy, A. M. da Silva, M. Krzyzanowski, N. E. Chubarova, E. Semutnikova, and A. J. Cohen (2011), Satellite-based estimates of ground-level fine particulate matter during extreme events : A case study of the moscow fires in 2010, *Atmos. Environ.*, (in press). 23

Vermote, E., E. Ellicott, O. Dubovik, T. Lapyonok, M. Chin, L. Giglio, and G. J. Roberts (2009), An approach to estimate global biomass burning emissions of organic and black carbon from modis fire radiative power, *Journal of Geophysical Research*, *114*. 44

Vogel, B., H. Vogel, D. Baumer, M. Bangert, K. Lundgren, R. Rinke, and T. Stanelle (2009), The comprehensive model system COSMO-ART and radiative impact of aerosol on the state of the atmosphere on the regional scale, *Atmos. Chem. Phys.*, *9*(22), 8661–8680. 23

Vogelmann, A. M., P. J. Flatau, M. Szczodrak, K. M. Markowicz, and P. J. Minnett (2003), Observations of large aerosol infrared forcing at the surface, *Geophysical Research Letter*, *30*(12). 32

Volz, F. E. (1973), Infrared optical constants of ammonium sulfate, sahara dust, volcanic pumice, and fly ash, *Applied Optics*, *12*(3), 564–568. 57

Wang, G., E. Eltahir, J. Foley, D. Pollard, and S. Levis (2004), Decadal variability of rainfall in the sahel : results from the coupled GENESIS-IBIS atmosphere-biosphere model, *Climate Dynamics*, *22*(6-7), doi :10.1007/s00382-004-0411-3. 68

Washington, R., M. Todd, N. J. Middleton, and A. S. Goudie (2003), Dust-Storm source areas determined by the total ozone monitoring spectrometer and surface observations, *Annals of the*

Association of American Geographers, *93*(2), 297. 191

Weinzierl, B., A. Petzold, M. Esselborn, M. Wirth, K. Rasp, K. Kandler, L. Schatz, P. Koepke, and M. Fiebig (2009), Airborne measurements of dust layer properties, particle size distribution and mixing state of saharan dust during SAMUM 2006, *Tellus B*, *61*(1), 96–117. 50, 52, 64

Weinzierl, B., et al. (2011), Microphysical and optical properties of dust and tropical biomass burning aerosol layers in the cape verde region : an overview of the airborne in situ and lidar measurements during samum-2, *Tellus B*, *63*(4), 589–618. 52, 55, 58, 59, 60, 61

Whitby, K. T. (1978), Physical characteristics of sulfur aerosols, *Atmos. Environ.*, *12*, 135–159. 15

Wild, M. (1999), Discrepancies between model-calculated and observed shortwave atmospheric absorption in areas with high aerosol loadings, *Journal of Geophysical Research*, *104*(D22), 371. 30, 141

Williams, E., N. Nathou, E. Hicks, C. Pontikis, B. Russel, M. Miller, and M. J. Bartholomew (2009), The electrification of dust-lofting gust fronts (`haboobs') in the sahel, *Atmos. Res.*, *91*, 292–298. 44

Winker, D. M., and B. Hunt (2007), First results from caliop, Third Symposium on LIDAR Atmospheric Applications, 87th AMS Annual Meeting, San Antonio, Texas, 15-18 January 2007. 109, 159

WMO, W. M. O. (1983), Radiation commission of IAMAP meeting of experts on aerosol and their climatic effects, in *Rep. WCP55*, World Meteorological Organization, Williamsburg, Va. 57

Woodage, M. J., A. Slingo, S. Woodward, and R. E. Comer (2010), U.K. HiGEM : simulations of desert dust and biomass burning aerosols with a High-Resolution atmospheric GCM, *Journal of Climate*, *23*(7), 1636–1659. 68

Wurzler, S., R. G. Reisin, and Z. Levin (2000), Modification of mineral dust particles by cloud processing and subsequent effects on drop size distributions, *Journal of Geophysical Research*, *105(D4)*, 4501–4512. 13

Xie, P., and P. A. Arkin (1997), Global precipitation : A 17-Year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs, *Bulletin of the American Meteorological Society*, *78*(11), 2539–2558. 138

Xue, Y., and J. Shukla (1998), Model simulation of the influence of global SST anomalies on sahel rainfall, *Monthly Weather Review*, *126*(11), 2782–2792. 68

Xue, Y., H. M. Juang, W. Li, S. Prince, R. DeFries, Y. Jiao, and R. Vasic (2004), Role of land surface processes in monsoon development : East Asia and West Africa, *J. Geophys. Res.*, *109*. 2, 68

Yin, Y., S. Wurzler, Z. Levin, and T. G. Reisin (2002), Interactions of mineral dust particles and clouds : Effects on precipitation and cloud optical properties, *Journal of Geophysical Research*, *107*, 4724. 13

Yoshioka, M., N. M. Mahowald, A. J. Conley, W. D. Collins, D. W. Fillmore, C. S. Zender, and D. B. Coleman (2007), Impact of desert dust radiative forcing on sahel precipitation : relative importance of dust compare to sea surface temperature variations, vegetation changes and greenhouse gas warming, *J. Climate*, *20*(1445–1467). 3, 68, 69, 72, 118, 158

Yu, H., S. C. Liu, and R. E. Dickinson (2002), Radiative effects of aerosols on the evolution of the atmospheric boundary layer, *Journal of Geophysical Research*, *107*, 14 PP. 34, 36

Zakey, A. S., F. Solmon, and F. Giorgi (2006), Implementation and testing of a desert dust module in a regional climate model, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *6*(12), 4687–4704. 82, 83, 118, 119

Zarzycki, C. M., and T. C. Bond (2010), How much can the vertical distribution of black carbon affect its global direct radiative forcing ?, *Geophysical Research Letters*, *37*, 6 PP. 31

Zender, C. S., R. L. Miller, and I. Tegen (2004), Quantifying mineral dust mass budgets : Terminology, constraints, and current estimates, *Eos Trans. AGU*, *85*, 509–512. 10

Zeng, N. (2003), Drought in the sahel, *Science*, *302*(5647), 999–1000. 158

Zeng, N., J. Neelin, K.-M. Lau, and J. Compton (1999), Enhancement of interdecadal climate variability in the Sahel by vegetation interaction, *Science*, *286*(5444), 1537–1540. 68

Zeng, X., M. Zhao, and R. E. Dickinson (1998), Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAO data, *Journal of Climate*, *11*(10), 2628–2644. 80

Zhang, C., D. S. Nolan, C. D. Thorncroft, and H. Nguyen (2008a), Shallow meridional circulations in the tropical atmosphere, *J. Climate*, *21*, 3453–3470. 35

Zhang, J., and S. A. Christopher (2003), Longwave radiative forcing of saharan dust aerosols estimated from MODIS, MISR, and CERES observations on terra, *Geophysical Research Letter*. 32

Zhang, Y., R. Fu, H. Yu, R. E. Dickinson, R. N. Juarez, M. Chin, and H. Wang (2008b), A regional climate model study of how biomass burning aerosol impacts land-atmosphere interactions over the amazon, *Journal of Geophysical Research*, *113*(D14). 34

Zhang, Y., R. Fu, H. Yu, Y. Qian, R. Dickinson, M. A. F. S. Dias, P. L. da Silva Dias, and K. Fernandes (2009), Impact of biomass burning aerosol on the monsoon circulation transition over amazonia, *Geophysical Research Letter*, *36*(10). 72

Zhao, C., X. Liu, L. R. Leung, and S. Hagos (2011), Radiative impact of mineral dust on monsoon precipitation variability over west africa, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *11*(5), 1879–1893. 35, 68, 71, 118

Zheng, X., and E. A. B. Eltahir (1998), The role of vegetation in the dynamics of West African monsoons, *J. Climate*, *11*, 2078–2096. 2, 68

Zhu, A., V. Ramanathan, F. Li, and D. Kim (2007), Dust plumes over the pacific, indian, and atlantic oceans : Climatology and radiative impact, *Journal of Geophysical Research*, *112*, 20 PP. 23, 32

Zhu, L., J. V. Martins, and L. A. Remer (2011), Biomass burning aerosol absorption measurements with MODIS using the critical reflectance method, *Journal of Geophysical Research*, *116*, 15 PP. 25

A

Test de sensibilité sur le schéma d'émission d'aérosols désertiques dans RegCM

Nous rappelons dans cette annexe les mécanismes physiques qui conduisent au soulèvement des particules d'aérosols désertiques sous l'action du vent. La quantité de poussière minérale émise au dessus des surfaces arides est directement liée à la vitesse du vent en surface et des caractéristiques du sol. Afin d'évaluer le comportement du modèle RegCM aux paramètres d'entrée qui déterminent les processus de soulèvement, deux tests de sensibilité ont été effectués. Le premier test concerne la granulométrie des sols utilisée pour les surfaces arides. Le second test concerne le coupleur du modèle qui va influencer directement les champs de vents simulés.

A.1 Mécanismes de soulèvement des aérosols désertiques

Les aérosols désertiques sont mis en suspension dans l'atmosphère par un processus mécanique d'arrachement au sol sous l'action de la force de frottement du vent. En effet, les régions sources d'aérosols minéraux sont les zones arides et semi-arides dont les sols sont constitués d'agrégats érodibles (grains de sable) (*Petitjohn et al.*, 1972; *Greeley and Iversen*, 1985). Les agrégats sont mis en mouvement sous l'action du vent qui exerce une contrainte de cisaillement à la surface au travers de force de frottement ($\vec{\tau}$) reliée au gradient de vent par la relation :

$$\tau = \mu_a(\frac{\partial U}{\partial z}) \tag{A.1}$$

U : vitesse du vent
μ_a : coefficient de viscosité dynamique de l'air
z : hauteur (m)

En conditions de neutralité thermique (i.e. le vent est la seule source de production d'énergie turbulente mécanique), $\vec{\tau}$ peut s'exprimer en fonction de la vitesse de friction du vent U^* par la relation :

$$\tau = \rho_a U^{*2} avec \;\; si \; z > Z_0 \;\; U^* = \sqrt{\kappa \frac{U(z)}{ln(\frac{z}{Z_0})}} \tag{A.2}$$

κ=0.4 : constante de Von Karman
ρ_a : densité de l'air
Z_0 : hauteur du sol et hauteur de la rugosité aérodynamique

U^* peut être alors considérée comme une mesure de la contrainte tangentielle τ exercée par l'écoulement atmosphérique. Z_0 traduit l'effet de la rugosité du sol sur l'efficacité du vent U à mobiliser la matière du sol. Z_0 dépend ainsi de la taille, de la forme et de la densité des aspérités de la surface (*Marshall*, 1971; *Arya*, 1975).

Cette force de frottement ($\vec{\tau}$) exercée par le vent tend à mettre en mouvement les grains de sable du sol. Le poids ($\vec{p}$), les forces de cohésions interparticulaires ($\vec{I_p}$) (*Iversen and White*, 1982) et les forces de tension capillaires ($\vec{F}_{cap}$) (*McKenna-Neuma and Nickling*, 1989; *Fécan et al.*, 1999; *Ishizuka et al.*, 2005), quant à elles, s'opposent à la force de frottement et maintiennent les grains de sable au sol. Le bilan des forces est ainsi égal à :

$$\vec{\tau} = \vec{p} + \vec{I_p} + \vec{F}_{cap} \tag{A.3}$$

Pour mettre les grains du sol en mouvement, il faut alors que s'exerce sur le sol, une force supérieure à la somme des forces de gravité, des forces de cohésion interparticulaire et des forces

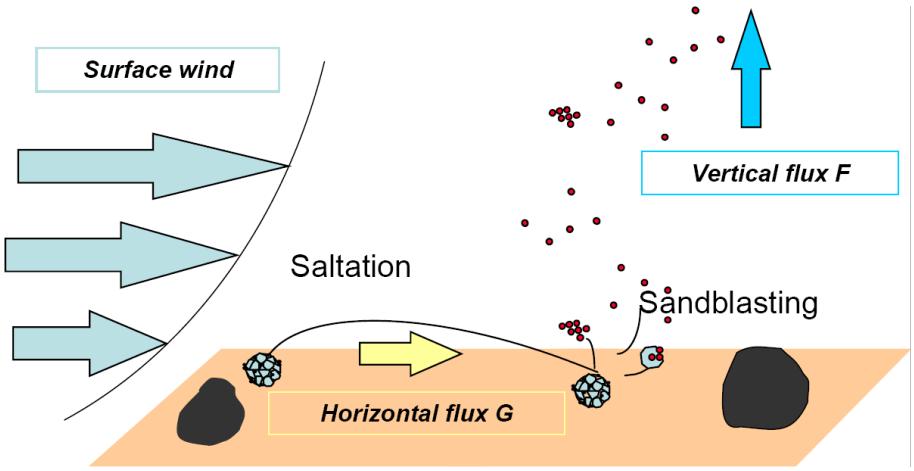


FIGURE A.1 – *Schéma des deux principaux processus générant des poussières désertiques : la saltation et le sandblasting. D'après Crumeyrolle (2008).*

capillaires. Cela signifie que, pour chaque type de sol, il existe une vitesse de friction minimale, dite vitesse de friction seuil du vent notée U_t^* qu'il est nécessaire de dépasser afin d'arracher la particule du sol. Ainsi, suivant la nature du sol (rugosité, granulométrie du sol, humidité), le seuil de vent moyen de surface ($U(z)$) nécessaire pour soulever les particules n'est pas le même (*Chepil*, 1951; *Gillette et al.*, 1982). La vitesse seuil de soulèvement des aérosols désertiques (U_t) est estimée entre 6 et $20 m.s^{-1}$ suivant la nature du sol (*Chomette et al.*, 1999).

Les données expérimentales de (*Bagnold*, 1941; *Chepil*, 1951) indiquent que pour les gros grains, U_t^* augmente quand la taille des agrégats augmente du fait de la force de gravité. En parallèle, il a été aussi constaté une augmentation de U_t^* quand la taille des grains diminue dans le cas des plus petits agrégats (du fait de la force de cohésion interparticulaire qui renforce le lien entre les agrégats) (e.g. *Iversen and White*, 1982). Ces deux effets conduisent à une taille optimum de grain de sable ($\sim$ 80 µm) pour laquelle la vitesse de friction seuil est la plus faible.

Quand le seuil d'érosion est atteint, les agrégats du sol se mettent en mouvement dans un flux horizontal appelé flux de saltation (e.g. *Marticorena and Bergametti*, 1995). Quand les grains en saltation frappent la surface, leur énergie cinétique est transférée à la surface. Ces grain de sable peuvent être alors cassés si l'énergie fournie est supérieure à l'énergie des forces de cohésion qui maintiennent liées les particules d'aérosols désertiques en agrégats. Ce processus est appelé sandblasting et est de loin le processus de production dominant le flux vertical de particules fines (diamètres $<$ 20 µm) qui peuvent alors être transportées sur de longues distances, constituant ainsi l'aérosol désertique (*Gilette*, 1979; *Gomes et al.*, 1990; *Nickling and Wolfe*, 1994; *Duce*, 1995). La figure A.1 illustre ces processus.

De nombreux travaux, théoriques et expérimentaux montrent que le flux horizontal de saltation est une fonction qui varie en U^{*3} (e.g. *Bagnold*, 1941; *Chepil*, 1951; *Gillette and Goodwin*, 1974). U^* est donc le paramètre clef pour la modélisation de l'érosion éolienne et des émissions de particules désertiques puisqu'il contrôle à la fois la fréquence et l'intensité des émissions d'aérosols désertiques. U^* est principalement fonction de la texture des sols (composition et la granulométriques des agrégats érodibles dans les zones sources) (*Marticorena et al.*, 1997a; *Callot et al.*, 2000; *Laurent et al.*, 2008), de la rugosité aérodynamique Z_0 de l'ensemble de la surface et de la rugosité aérodynamique z_{0s} de la partie érodible de la surface, ainsi que de l'humidité du sol (*Fécan et al.*, 1999).

Ainsi, le continent africain est propice au soulèvement de poussière désertique du fait des

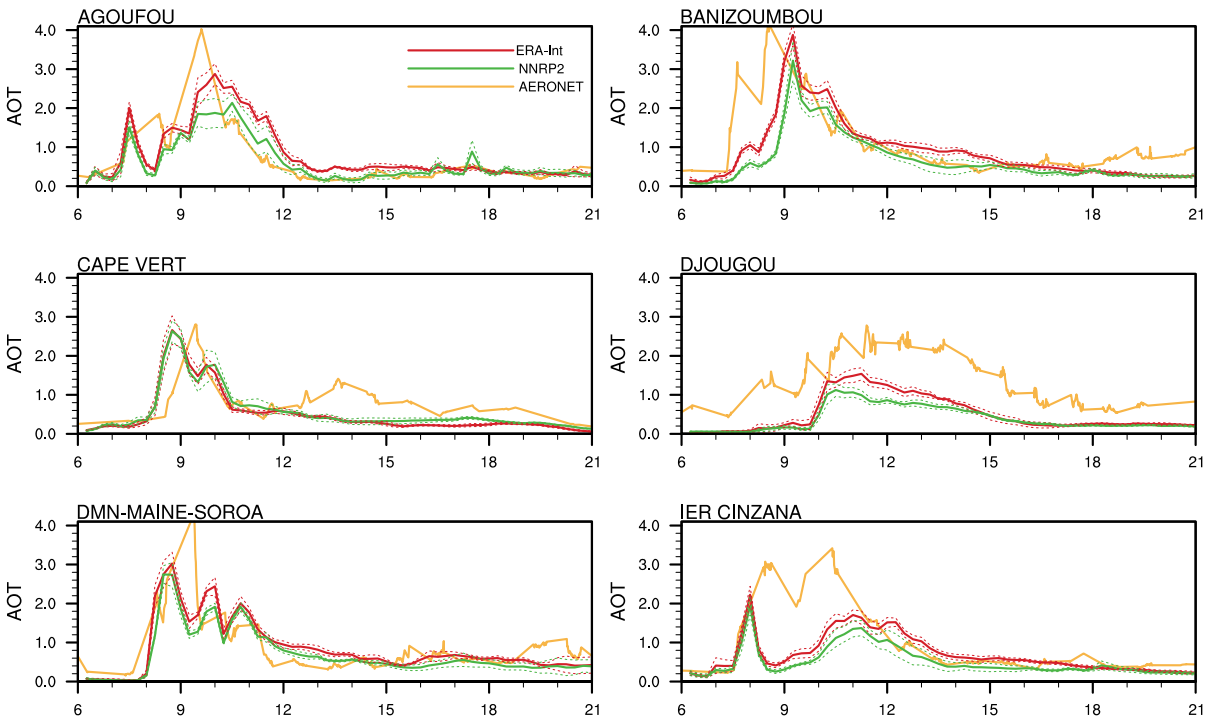


FIGURE A.2 – *Épaisseur optique en aérosol à* 440 *nm estimées par les mesures photométriques du réseau AERONET/PHOTONS (Holben et al., 1998) (en jaune), et le modèle RegCM3 (à* 495 *nm) couplé aux réanalyses NNRP2 (en vert) et aux réanalyses ERA Interim (en rouge) pour la période du 6 au 21 Mars 2006.*

conditions favorables réunies : à savoir de nombreuses zones sources (e.g. *Prospero et al.*, 2002; *Caquineau et al.*, 2002; *Washington et al.*, 2003; *Engelstaedter et al.*, 2006; *Schepanski et al.*, 2007), associées à des phénomènes météorologiques et dynamiques qui génèrent les rafales de petites échelles permettant d'atteindre le seuil d'érosion (*Engelstaedter and Washinston*, 2007). Parmi ces processus on identifie les jets de basse couche, l'activité cyclonique, la convection sèche, les courant de densité associés à la convection humide et la dynamique du front intertropical (*Bou Karam*, 2008).

A.2 Sensibilité au coupleur des émissions d'aérosols désertiques dans RegCM3

Comme décrit ci dessus, un des paramètres clefs pour modéliser l'émission des aérosols désertiques est le vent. En effet l'émission des poussières désertiques est une fonction qui dépend du cube de l'intensité du vent. Afin d'évaluer la sensibilité du modèle RegCM3 aux champs de vents de grande échelle utilisés comme conditions aux limites, nous avons réalisé deux ensembles de cinq simulations de la tempête de Mars 2006 avec le modèle RegCM3 pour lesquelles les réanalyses NNRP2 du NCEP-NCAR [1] (*Kanamitsu et al.*, 2002) et les réanalyses ERA Interim ECMWF [2] (*Simmons et al.*, 2007) sont respectivement considérées. Les cinq simulations de chaque ensemble sont initialisées entre elles avec un jour d'intervalle et avec la première simulation débutant le 15 avril. Les résultats présentés entre le 6 mars et le 21 mars correspondent à la moyenne des cinq simulations de chaque ensemble.

La figure A.2 présente les épaisseurs optiques à 495 nm simulées par RegCM affectées de

1. National Center for environmental Prediction - National Center for Atmospheric Research
2. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

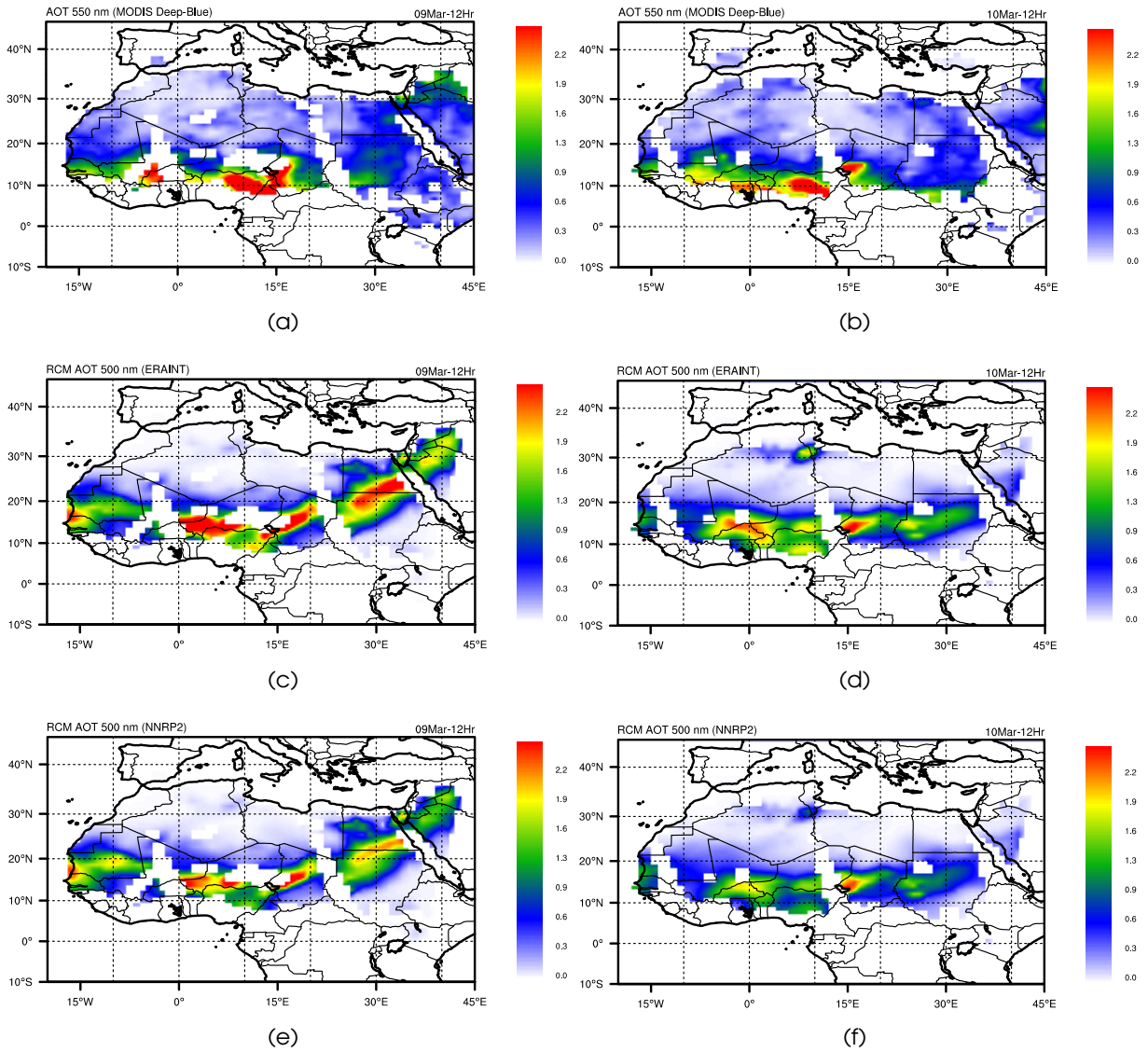


FIGURE A.3 – *Epaisseur optique en aérosol à 495 nm vue par MODIS/Deep-Blue (a,b), pour la simulation RegCM3 couplée aux réanalyses ERA Interim (c,d) et pour la simulation couplée aux réanalyses NNRP2 (e,f) pour les journées du 09 (à gauche) et du 10 (à droite) mars 2006 à 12H UTC.*

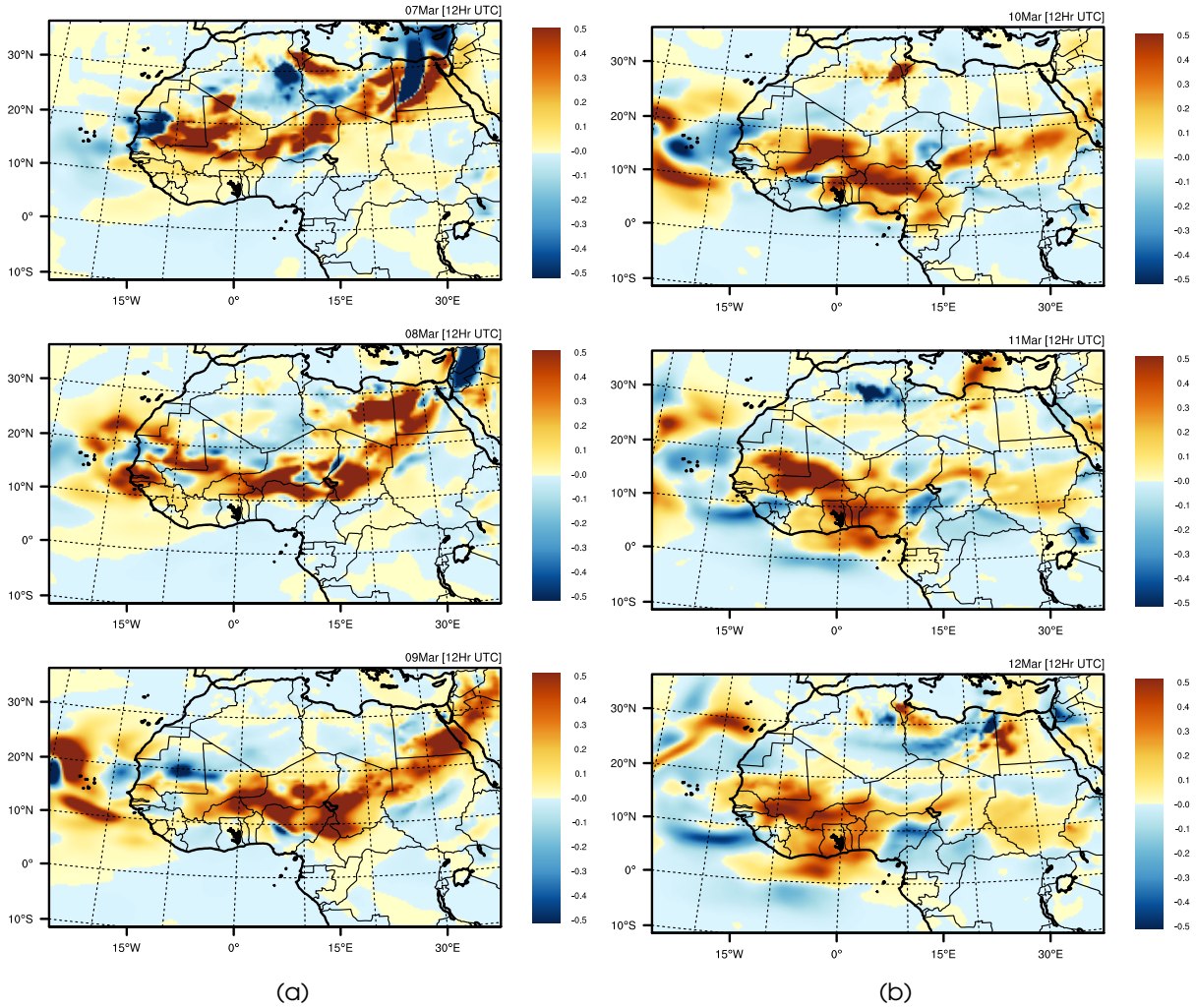


FIGURE A.4 – *Différence d'épaisseur optique en aérosol à* 495 *nm entre la simulation RegCM3 couplée aux réanalyses ERA Interim et la simulation couplée aux réanalyses NNRP2 (RegCM-ERAINT - RegCM-NNRP2) pour les journées du 7 au 12 Mars 2006 à 12H UTC.*

leur écart type, et celles observées par les stations du réseau AERONET/PHOTONS à 440 nm. De manière générale, le modèle simule de manière satisfaisante l'épaisseur optique observée par les photomètres du réseau AERONET/PHOTONS à l'exception des sites les plus au sud du domaine (Cinzana et Djougou) pour lesquels l'épaisseur optique est largement sous-estimée. Les simulations conduites avec les réanalyses ERA Interim se caractérisent par des épaisseurs optiques plus importantes que celles conduites avec les réanalyses NNRP2. Le « gain » d'épaisseur optique dans les simulations forcées avec ERA Interim ne permet pas au modèle de corriger son biais vis à vis des stations AERONET/PHOTONS, en particulier pour les sites de Djougou et Cinzana. Cependant pour l'ensemble des six sites et des sites en Afrique de l'ouest (non montrés), les comparaisons des simulations conduites avec les réanalyses ERA Interim avec les observations AERONET/PHOTONS sont meilleures.

À l'issue de cette première conclusion, il est utile de pouvoir quantifier la variabilité sur l'AOT et en terme d'émission du choix de coupleur. Les figures A.3 et A.4 présentent respectivement les épaisseurs optiques à 495 nm à l'échelle régionale simulées par RegCM et observées par le capteur MODIS pour la journée du 10 mars 2006 à 12H UTC (fig. A.3) et la différence des champs d'AOT entre les deux expériences entre le 7 et le 12 mars 2006 à 12H UTC. Il apparaît clairement que le choix des conditions aux limites influe fortement sur les épaisseurs optiques simulées par RegCM3. De manière quantitative, on constate ainsi que pour l'ensemble des simulations forcées par les réanalyses ERA-Interim les épaisseurs optiques sont significativement plus fortes (environ +0.5 le long du front). En terme de flux intégrés entre le 6 mars et le 21 mars au niveau du Sahara (15°N-28°N,13°W-30°E), le changement de coupleur se traduit par une augmentation des émissions en surface de +10.2%.

Dans la suite de ces travaux de thèse (chapitre 4) nous utiliserons alors les réanalyses ERA Interim.

Abstract

This work investigates direct and semi-direct aerosol radiative forcing and the associated climatic impacts over the West African region during the dry-season. The regional climate model version 3 (RegCM3) is used in combination with in-situ observations from the AMMA-SOP0/DABEX field campaigns and remote sensing observations from sunphotometry (AERONET/PHOTON) and satellite platforms (PARASOL, MODIS, OMI and MISR). RegCM3 is specifically configured to represent West African aerosols and is evaluated for the 2006 dry season. In this setup, RegCM3 is found to represent aerosol loadings accurately enough for climatic applications, with the model simulating consistent aerosol single scattering albedo variations. In december and January, when smoke aerosols dominate the background aerosol loading, the aerosol single scattering albedo over the Sahel ranges from 0.81 0.83 (at 440 nm). During the months of march and april, when dust aerosol are mainly observed, the simulated aerosol single scattering albedo ranges between 0.90 and 0.92 (at 440 nm). The direct aerosol radiative forcing (visible + infrared) estimated at top of the atmosphere is essentially negative over the whole domain, with values ranging from -5 W/m^2 to -4.0 W/m^2. Over the Sahara, the direct aerosol radiative forcing at top of the atmosphere (TOA) is close to zero (-0.15 W/m^2). The large difference between the TOA and surface direct radiative forcing indicates strong radiative absorption in the atmosphere (+11.47 and +24.40 W/m^2 over the Sahara and Sahel, respectively). Due to their relatively low single scattering albedo, smoke aerosols are the dominant contributors to atmospheric heating. At the regional scale, this results in a daily average atmospheric heating rates ranging between +0.2 and +0.6 K/day within the main smoke layers (approximately 2 and 5 km above the ground surface). Two longer simulations covering the 2001-2006 period are also conducted in order to investigate the effects of this radiative forcing on the regional climate during the dry season. A simulation including dust aerosols (DUSTexp) and a simulation including both dust and smoke aerosols (BBDUSTexp) are performed in order to take into account the dynamical feedbacks associated with direct and semi-direct aerosol radiative forcing. The strong aerosol radiative forcing at surface decreases available radiation, which leads to significant perturbations of the surface energy balance. Over the Sahara, sensible heat flux anomalies are similar in the two experiments (-5.52 W/m^2 and -6.65 W/m^2, in the DUSTexp and BBDUSTexp, respectively). Over the Sahel, the decrease is more significant in BBDUSTexp simulation (-16.59 W/m^2 compared to -5.37 W/m^2 in DUSTexp). Changes in latent heat fluxes are more complex and depend simultaneously on aerosols emission locations and the aerosol species present. As a result, the precipitation changes due to aerosol radiative effects are very different within the two experiments. In the DUSTexp, precipitation is decreased over most of the domain with a maximum decrease over the central part of the continent. For the BBDUSTexp, smoke aerosols tend to enhance precipitation over this sub-region. This increase seems to be related to a local increase of convective activity above 500 hPa, resulting from an elevated heat pump mechanism.

Keywords : Radiative forcing, direct effect, semi-direct effect, mineral dust aerosol, biomass burning aerosol, regional climate modelling, West Africa