

Université Lille 1 - Sciences et Technologies

Mémoire présenté par
Isabelle Chiapello

pour l'obtention de
L'Habilitation à Diriger des Recherches

Apport des observations satellitaires à l'étude des aérosols et de leurs impacts

Présentée et soutenue publiquement le 27 mai 2011

Composition du jury

Stéphane Alfaro	Professeur LISA, Université Paris-Est Créteil	Rapporteur
Olivier Boucher	DR CNRS LOA/Met Office, Exeter (UK)	Rapporteur
Cyril Moulin	DR CEA LSCE, Gif sur Yvette	Rapporteur
Colette Brogniez	Professeur LOA, Université Lille 1	Examineur
Bernard Fontaine	DR CNRS CRC, Université de Bourgogne	Examineur
Anne Lifermann	Ingénieur CNES, Toulouse	Examineur
Didier Tanré	DR CNRS LOA, Université Lille 1	Examineur

Laboratoire d'Optique Atmosphérique
Université Lille 1, Sciences et Technologies – CNRS
59 655 Villeneuve d'Ascq, France

Remerciements

Ce mémoire d'HDR est une synthèse de mes activités de recherche au Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA) au cours des dernières années. Les résultats présentés sont issus de différentes collaborations scientifiques, internes au LOA, et avec des collègues d'autres laboratoires en France et à l'étranger.

Je souhaite d'abord remercier sincèrement les directeurs successifs du laboratoire, Yves Fouquart, Didier Tanré, et Frédéric Parol de m'avoir permis de travailler dans de bonnes conditions, et dans un environnement de recherche à la fois enrichissant et stimulant.

Avant d'arriver au LOA, j'ai effectué ma thèse au LISA et je tiens à remercier les membres de l'équipe « Aérosols » avec qui j'ai eu la chance de travailler, et plus particulièrement Gilles Bergametti, mon directeur de thèse qui m'a à la fois beaucoup appris et très bien conseillé pour la suite. Après ma thèse, mon séjour aux Etats-Unis, à l'Université de Miami dans l'équipe de Joe Prospero, a également été déterminant pour la suite de mon parcours : c'est dans le cadre de ce post-doctorat que j'ai eu l'opportunité de commencer à travailler à partir des observations satellitaires (TOMS en premier lieu). Je garde un excellent souvenir de mes collègues américains aussi bien à l'Université de Miami qu'à la Nasa/GSFC dans l'équipe de Jay Herman, et de cette période qui m'a permis de m'initier à ce nouvel outil. Lors de mon arrivée au LOA, je n'oublie pas l'accueil et le soutien de Vincent Giraud, Olivier Boucher, Michèle Vesperini, Michel Legrand, Isabelle Jankowiak, ainsi que l'amitié de Marie Boucher, Thierry Elias, et bien d'autres ingénieurs, thésards, post-doc ou CDD présents à cette période. J'ai une pensée particulière et émue pour Michèle et Vincent, qui me manquent.

Je remercie mes collègues actuels du LOA, ceux de l'équipe « Aérosols » bien-sûr, mais également les membres de l'équipe « Nuages », entre autres pour la bonne ambiance qu'ils génèrent au laboratoire, et aussi pour les débats et discussions du midi ou de la pause-café, autour de la science et d'autres sujets.

Merci à Olivier Boucher, Didier Tanré, et Philippe Goloub qui m'ont donné l'opportunité de travailler sur des projets internationaux (tout dernièrement la Chine !), Jean-François Léon et Yevgeny Derimian pour nos collaborations fructueuses sur les études de pollution et les projets GEMS et AMMA, et Colette Brogniez, qui m'a orienté vers la thématique « UV ». Je salue également les « derniers arrivés », Philippe Dubuisson, Hervé Herbin, Olivier Pujol, et Fabien Waquet avec qui j'espère avoir l'occasion de travailler dans les années qui viennent.

Je remercie tout particulièrement Cyril Moulin du LSCE. Notre collaboration scientifique, il y a quelques années, sur la climatologie des poussières minérales a été une super expérience: à la fois intéressante, sympathique, et fructueuse. Un grand merci également à Nadège Martiny (CRC, Dijon) avec qui je collabore actuellement sur les liens entre poussières minérales et épidémies de méningites. Son dynamisme et nos échanges rendent le travail de recherche sur cette thématique nouvelle particulièrement passionnant et motivant.

La recherche est souvent un effort collectif : je tiens à remercier très sincèrement les étudiants que j'ai co-encadré, ainsi que les ingénieurs avec qui j'ai travaillé, Meloë Kacenenbogen (notre première thésarde avec JF), Virginie Buchard-Marchant, Xiaoli Su, Fabrice Ducos, Anne Vermeulen, Christine Deroo, Romain De Filippi, Anne Priem, ainsi que les collègues et étudiants du Chili (Laura Gallardo, Cindy Mora, David Painemal) et d'Inde (en particulier Chandra Venkataraman) pour leur sympathie et surtout leurs soutiens efficaces et contributions importantes à l'avancée de nos projets et travaux de recherche.

J'adresse un merci amical à Isabelle Favier, pour son sympathique café du matin et sa joyeuse générosité (notamment culinaire !). De façon générale, je remercie chaleureusement mes collègues-amis du LOA (Fanny Minvielle, Céline Cornet, Freddy Auriol, Jérôme Riedi, Laurent Labonnote, Nico Ferlay,...), d'ICARE (Jean-Marc Nicolas, Nico Henriot, Nico Pascal,...), ou d'autres laboratoires (Hubert, JF, Anne Créach,...), dont le soutien est précieux. Merci enfin à ma famille et aux autres ami(e)s, notamment cette petite bande « ancrée » dans le Ch'Nord, qui, l'air de rien, m'encouragent.

Les trois rapporteurs de cette HDR, Stéphane Alfaro, Olivier Boucher, et Cyril Moulin, ainsi que les examinateurs, Colette Brogniez, Bernard Fontaine, Anne Lifermann et Didier Tanré m'ont fait le plaisir de participer à ce jury. Je les en remercie très sincèrement.

Table des matières

1. Contexte scientifique et thèmes abordés	1
1.1. Les aérosols, évolutions et impacts environnementaux	1
1.2. L'intérêt des observations spatiales	6
1.2.1. De METEOSAT à l'A-TRAIN	6
1.2.2. Les produits, avancées et challenges	8
1.2.3. Les applications, de la climatologie à la qualité de l'air	11
1.3. Démarche et organisation du manuscrit	13
2. Propriétés des aérosols pendant AMMA : analyse des mesures satellitaires	16
2.1. Le contexte AMMA et l'analyse des mesures sol	16
2.1.1. Les aérosols et le super-site de M'Bour (Sénégal)	17
2.1.2. Propriétés du mélange d'aérosols pendant la saison sèche 2006 (SOP-0)	19
2.1.3. Variabilité saisonnière des propriétés de l'aérosol (2006-2008)	23
2.2. Les observations de PARASOL : contenu et taille des aérosols	27
2.2.1. La mission PARASOL et les produits aérosols dérivés	27
2.2.2. Analyse des produits de niveau 2	29
2.2.3. Interprétation des produits de niveau 3 (2005-2009)	32
2.3. Les observations d'OMI : contenu et absorption des aérosols	38
2.3.1. Les produits aérosols OMI	38
2.3.2. Qualification et analyse de l'Aerosol Index	39
2.3.3. Validation des épaisseurs optiques et albédos de diffusion simple en aérosols	45
2.4. Conclusions	49
3. Climatologie et impact des poussières minérales	50
3.1. Introduction	50
3.2. Variabilité interannuelle des poussières nord Africaines	52
3.2.1. Réalisation d'une archive « poussières » TOMS/METEOSAT (1979-2000)	52
3.2.2. Les causes « climatiques » de la variabilité	55
3.2.3. Une augmentation résiduelle liée à la pression humaine au Sahel ?	61
3.2.4. La dernière décennie (2000-2009)	65
3.3. Etude préliminaire des liens poussières/méningites	71
3.3.1. Introduction	71
3.3.2. Caractéristiques de la méningite en Afrique de l'Ouest	72
3.3.3. Utilisation des mesures de télédétection des aérosols	73
3.3.4. Evolution des cas de méningites : lien avec les poussières ?	75
3.4. Conclusions	79
4. Surveillance et prévision de la pollution particulaire	80
4.1. Première analyse des données POLDER en Europe de l'Ouest	80
4.1.1. Etude des mesures sol à Lille en 2003	80
4.1.2. Les observations de POLDER-2 et -3	82
4.2. Validation des simulations d'épisodes de pollution particulaire dans le cadre de GEMS	86
4.2.1. Introduction	86
4.2.2. Description du modèle d'aérosol GEMS	86
4.2.3. Etude de cas : pollution en aérosols pendant la canicule d'août 2003	87
4.3. Analyse de la variabilité des aérosols en Asie à partir de POLDER	93
4.3.1. Validation régionale des données POLDER	93
4.3.2. Caractéristiques des aérosols observés par POLDER en Asie	95
4.3.3. Variabilité interannuelle des aérosols en été dans le nord de la Chine	96
4.4. Conclusions	100
5. Conclusion générale et perspectives	101
5.1. Bilan	101
5.2. Perspectives	105
5.3. Quelques réflexions sur l'approche satellitaire	106
6. Bibliographie	110
7. Curriculum Vitae, publications, travaux	122
7.1. Curriculum Vitae	122
7.1.1. Formation universitaire	122
7.1.2. Parcours professionnel	122
7.2. Publications et communications	122
7.2.1. Publications dans des revues internationales à comité de lecture (rang A)	122
7.2.2. Publications dans des revues de rang B	124
7.2.3. Publications dans des actes de colloques	124
7.2.4. Autres publications	125

7.2.5.	Conférences.....	125
7.2.6.	Séminaires, workshops, ateliers	129
7.3.	Travaux d'encadrement, d'enseignement, d'animation et de gestion de la recherche.....	131
7.3.1.	Co-encadrements et participations à des jurys de thèse.....	131
7.3.2.	Participation à l'enseignement	132
7.3.3.	Participation et animation dans des programmes nationaux, européens, internationaux	132
7.3.4.	Autres activités.....	133
8.	Annexes	134
8.1.	Acronymes utilisés	134
8.2.	Articles.....	137
8.2.1.	Propriété des aerosols pendant AMMA	137
8.2.2.	Climatologie des poussières minérales.....	150
8.2.3.	Pollution particulaire à partir de POLDER en Asie	159

1. Contexte scientifique et thèmes abordés

1.1. Les aérosols, évolutions et impacts environnementaux

Au cours du XX^{ème} siècle, la croissance des activités humaines a eu pour conséquence une augmentation générale des charges en polluants gazeux et particulaires présents dans l'atmosphère. Parmi ces polluants, les aérosols ont suscité un intérêt particulier. Ces particules d'origines variées interviennent en effet dans de nombreux processus liés au climat et à son évolution future, modifient la qualité de l'air et ont également des effets sur la santé humaine. La figure 1.1. extraite de *Stier et al.* [2006] montre que les moyennes annuelles d'AOT (Aerosol Optical Thickness, à 550 nm) simulées à l'échelle globale à l'aide d'un modèle de circulation générale ont augmenté de 0,15 à l'ère pré-industrielle (1860) à 0,22 pour l'année 2000. Ces simulations prévoient que l'AOT en moyenne globale atteindra un pic à 0,26 lié à la pollution particulaire (sulfates et aérosols carbonés) autour de 2020, puis diminuera très lentement jusqu'en 2100 (AOT d'environ 0,23). De plus, cette étude prévoit pour les années futures un déplacement des charges en aérosols anthropiques les plus élevées depuis les hautes latitudes de l'hémisphère Nord vers les pays en fort développement et expansion démographique (Afrique, Asie du Sud Est, Inde) [*Stier et al.*, 2006].

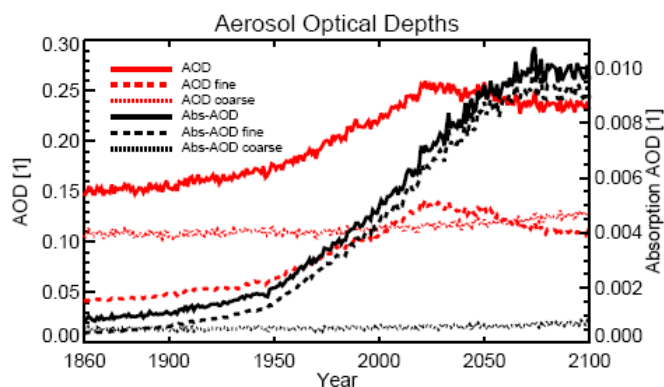


Figure 1.1. Evolution de la moyenne globale de l'épaisseur optique en aérosol troposphérique (en rouge), et de l'épaisseur optique d'absorption (en noir) à 550 nm de 1860 à 2100 simulées avec le modèle MPI-ESM (ECHAM5). Les épaisseurs optiques en aérosol du mode fin (tirets) et du mode grossier (pointillés) sont également indiquées. D'après *Stier et al.* [2006].

Cependant, pour illustrer la complexité de ce genre d'estimation, notons que d'autres travaux simulent au contraire une tendance à la diminution des épaisseurs optiques globales en aérosol sur les années récentes. C'est le cas par exemple de *Streets et al.* [2006], qui estiment que l'AOT globale aurait diminué de 0.13%/an de 1980 à 2000, du fait des réductions des émissions de dioxyde de soufre (précurseur des aérosols de sulfate) et de

carbone suie pendant les années 1990 dans certains pays industrialisés. Notons toutefois que ces auteurs ont considéré comme constantes les émissions d'autres aérosols. Les poussières minérales, les sels de mer, et le carbone organique pouvant également varier de façon significative sur la période 1980-2000, il est difficile de conclure de façon certaine sur l'évolution de l'AOT globale à partir de ces simulations durant les dernières décennies. De plus, ces estimations globales cachent de fortes disparités régionales dans l'évolution des contenus en particules. Ces différences apparaissent clairement par exemple dans les simulations de *Streets et al.* [2009], qui montrent, à partir du modèle « Goddard Chemistry Aerosol Radiation and Transport » la variabilité des AOT sur huit différentes régions du globe pour la période 1980-2006 (voir figure 1.2). Si pour certaines régions, en particulier la Russie et les Etats-Unis (et dans une moindre mesure l'Europe), l'AOT décroît, toutes les régions d'Asie sont caractérisées au contraire par des augmentations très significatives des charges en particules.

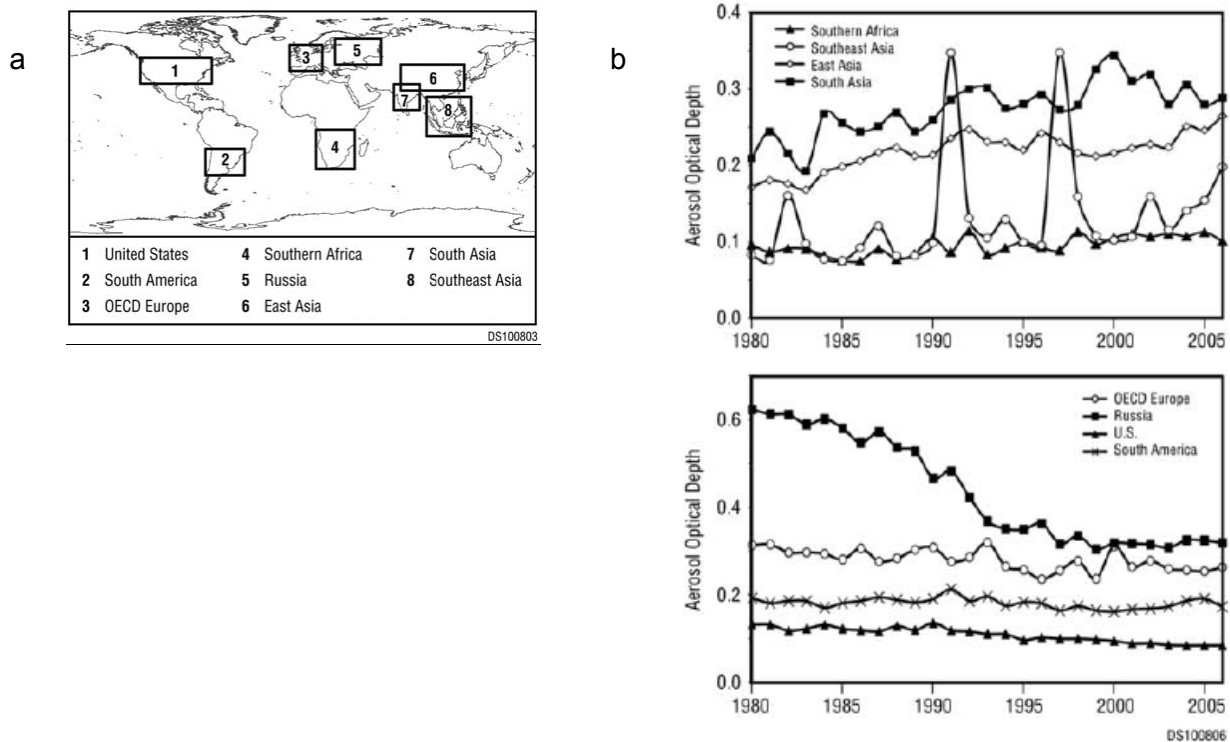


Figure 1.2. Evolution des AOD simulées avec le modèle GOCART sur la période 1980-2006 (b) pour 8 régions du monde (a). Notons que la région de l'Asie du Sud Est (8) montre 2 pics particulièrement intenses en 1991 (Eruption volcanique du Mt Pinatubo) et en 1997 (feux en Indonésie). D'après *Streets et al.* [2009].

Malgré ces disparités régionales sur les dernières décennies, il est établi que depuis la révolution industrielle, l'augmentation des activités anthropiques a induit une modification de la composition de l'atmosphère, qui constitue un risque potentiel pour notre climat et les écosystèmes. Si les conséquences des différents phénomènes varient et sont parfois encore discutées, certains effets sont déjà observés et l'enjeu est aujourd'hui de prévoir le plus

précisément possible leur évolution pour les années à venir. Parmi les impacts les plus connus et les plus débattus, l'origine anthropique du réchauffement de la planète fait maintenant l'objet d'un large consensus au sein des scientifiques spécialistes du climat : ce réchauffement est estimé, à partir des données des stations du réseau météorologique mondial à 0.8°C depuis les cent dernières années, et tout particulièrement à 0.6°C au cours des trois dernières décennies. Cette augmentation des températures est désormais sans équivoque, car observée non seulement dans l'atmosphère, mais aussi dans l'océan, dans la fonte généralisée de la neige et des glaces, et dans l'élévation du niveau de la mer. A noter également que onze des douze dernières années ont, en moyenne globale, été plus chaudes que toutes celles qui les ont précédées depuis 1860. D'après le dernier rapport du GIEC (Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'évolution du Climat, ou IPCC en anglais, 2007), l'essentiel du réchauffement des cinquante dernières années est « très vraisemblablement » dû à l'accroissement de l'effet de serre (soit neuf chances sur dix dans le langage du GIEC). Les activités humaines, avec l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre (CO₂, CH₄, N₂O, ...) sont, d'après les experts du GIEC, la cause première des changements récents observés.

Dans le cas particulier des aérosols, leurs impacts couvrent un grand nombre de domaines, depuis leurs participations aux cycles biogéochimiques¹, leurs contributions aux épisodes de pollution et donc à la dégradation de la qualité de l'air, jusqu'aux effets sur la couverture nuageuse, les précipitations, et de façon plus générale le climat. Depuis une trentaine d'années, l'intérêt porté aux aérosols a donc considérablement augmenté, comme le montre par exemple l'évolution du nombre de publications/an relatives aux poussières minérales d'origine Saharienne depuis les années 1970 (Figure 1.3).

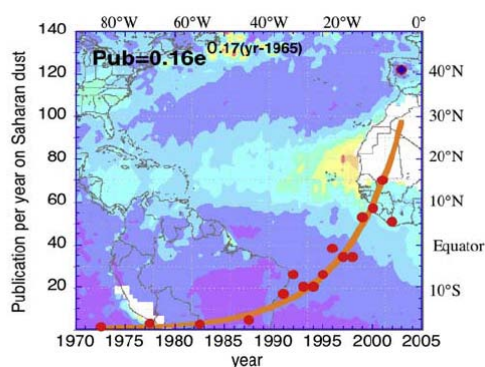


Figure 1.3. Evolution exponentielle du taux de publication sur les poussières minérales Sahariennes (points rouges) d'après l'index de citation ISI, sur un fond de carte de l'épaisseur optique en aérosol MODIS pour juillet 2001. La croissance exponentielle correspond à un doublement du taux de publication tous les 4 ans. D'après Kaufman *et al.* [2005a].

¹ Un cycle biogéochimique est un processus de transport et de transformation cyclique d'un élément ou composé chimique entre les grands réservoirs que sont la géosphère, l'atmosphère, l'hydrosphère, dans lesquels se retrouve la biosphère.

L'impact radiatif des aérosols et donc leur rôle potentiel sur le climat ont motivé un grand nombre de travaux de recherches, comme en témoignent les chapitres consacrés aux aérosols des derniers rapports du GIEC [*IPCC*, 1996; 2001; *Forster et al.*, 2007]. Il faut en fait considérer différents impacts radiatifs des aérosols, qui agissent sur le bilan radiatif par plusieurs processus plus ou moins complexes. Le premier effet, dit « effet direct », est lié au fait que les aérosols diffusent et absorbent le rayonnement solaire et, dans une moindre mesure, le rayonnement infrarouge émis par la surface de la Terre et l'atmosphère. Cet effet de diffusion des aérosols contribue majoritairement à renvoyer une partie du rayonnement solaire vers l'espace, à réduire le rayonnement solaire atteignant la surface, et donc à refroidir la planète. On regroupe ensuite sous l'intitulé « effets indirects » deux types d'interactions aérosols/nuages : l'augmentation de la charge en aérosols (en milieu pollué) diminue la taille des gouttelettes d'eau nuageuse et augmente leur nombre ce qui donne lieu à la formation d'un nuage plus réfléchissant : c'est le premier effet indirect, qui est refroidissant. Le second effet indirect correspond à l'augmentation de la durée de vie du nuage (liée également à la diminution de la taille des gouttelettes qui n'atteignent pas la taille critique du déclenchement des précipitations). On peut penser que ce second effet indirect provoque ainsi une augmentation de la couverture nuageuse moyenne de la Terre, ce qui peut induire un forçage positif ou négatif selon l'altitude des nuages. Enfin, plus récemment (*Ackerman et al.* [2000]; *Kaufman et al.* [2005b]), on a défini « l'effet semi-direct » des aérosols, qui agissent cette fois sur le profil thermodynamique de l'atmosphère (température en premier lieu), et donc potentiellement sur la formation et le type de nuage [*Koren et al.*, 2004].

Le 4^{ème} rapport de l'IPCC [*Forster et al.*, 2007] est le premier à fournir une estimation du forçage radiatif² direct global des aérosols basée sur les modèles et les observations de $-0.5 [\pm 0.4] \text{ W/m}^2$, avec un niveau de compréhension scientifique estimé à « moyen - bas ». Le forçage radiatif dû au 1^{er} effet indirect des aérosols (pour les nuages d'eau liquide) est estimé à $-0.7 [-1.1, +0.4] \text{ W/m}^2$, avec un niveau de compréhension scientifique « bas ». Il est important de préciser que le forçage radiatif direct de chacune des espèces d'aérosols reste bien plus incertain que celui fourni globalement pour l'ensemble des aérosols. Les dernières estimations par espèce issues de *Forster et al.* [2007] sont de :

- (i) $-0.4 [\pm 0.2] \text{ W/m}^2$ pour les sulfates
- (ii) $-0.05 [\pm 0.05] \text{ W/m}^2$ pour le carbone organique issu des combustibles fossiles
- (iii) $+0.2 [\pm 0.15] \text{ W/m}^2$ pour le carbone suie issu des combustibles fossiles
- (iv) $+0.03 [\pm 0.12] \text{ W/m}^2$ pour les aérosols de feux de biomasse

² Rappelons que le « forçage radiatif des aérosols » représente la perturbation radiative due aux aérosols anthropiques uniquement, contrairement à la « perturbation radiative des aérosols » qui représente celle due à tous les aérosols, y compris ceux d'origine naturelle.

- (v) - 0.1 [\pm 0.1] W/m² pour les nitrates
- (vi) - 0.1 [\pm 0.2] W/m² pour les poussières minérales

On peut noter que ce rapport IPCC fourni ainsi les premières estimations des forçages radiatifs des nitrates et des poussières minérales. De plus, les incertitudes sur l'estimation du forçage radiatif des sulfates ont diminué en comparaison aux deux rapports IPCC précédents. De façon plus générale, il faut retenir que les aérosols anthropiques ont contribué à limiter le réchauffement observé au cours du XX^{ème} siècle, mais avec un forçage radiatif de l'ordre de -0.2 à -0.8 W/m², leur importance reste incertaine.

En plus de leurs rôles sur l'évolution du climat, un autre impact important des aérosols concerne leurs effets néfastes sur la santé humaine. Ces effets dépendent, d'une part de leur granulométrie (les particules pénètrent d'autant plus profondément dans l'appareil respiratoire que leur diamètre est faible) et, d'autre part de leur composition chimique. Les aérosols peuvent en effet contenir des produits toxiques, tels que des métaux ou des hydrocarbures aromatiques polycycliques (HAP), dont certains sont considérés comme cancérigènes. Les effets indésirables de la pollution particulaire sur la santé, aux expositions auxquelles les populations urbaines sont actuellement soumises dans les pays développés, et encore plus dans les pays en développement, sont de plus en plus étudiés. L'éventail des effets sur la santé est large, mais ce sont surtout les systèmes respiratoires et cardio-vasculaires qui sont affectés [*Pope and Dockery, 2006 ; Franchini and Mannucci, 2007*]. Notons toutefois que la quantification de l'impact sur la santé de la pollution atmosphérique en général, et particulaire en particulier, reste un problème complexe. Plusieurs polluants gazeux et particulaires sont susceptibles d'interagir et se superposent également à d'autres facteurs (extrêmes climatiques, pollution de l'air intérieur, âge, activité, et état de santé des individus,...) [*Menut, 2010*]. L'un des enjeux est donc d'identifier quels sont les polluants les plus nocifs, dans différentes conditions d'exposition (effets des « pics » et de la pollution de fond), mais également géographiques et environnementales (mégapoles, canicules,...).

Les aérosols font donc partie aujourd'hui des acteurs importants de notre environnement avec des rôles complexes sur le climat régional et global, sur la qualité de l'air et la santé humaine, et sur les écosystèmes marins et côtiers. Les difficultés pour évaluer précisément leurs différents impacts sont liées à la grande diversité de leurs propriétés physico-chimiques, et à leur forte variabilité spatiale et temporelle (due à une durée de vie dans l'atmosphère de l'ordre de quelques jours). De plus, si certaines espèces sont d'origine naturelle (sels marins), la plupart présentent une composante anthropique, plus ou moins importante et plus ou moins bien estimée actuellement (par exemple dans le cas des poussières minérales). Toutes ces caractéristiques ont contribué à dynamiser les études menées sur les aérosols, et ont également conduit au développement d'outils de plus

en plus performants, modèles, réseaux d'observations au sol, ou instruments de télédétection, pour les étudier.

1.2. L'intérêt des observations spatiales

1.2.1. De METEOSAT à l'A-TRAIN

Les données satellitaires constituent un outil particulièrement précieux pour l'observation des paramètres atmosphériques à forte variabilité spatiale, comme les nuages, les aérosols, les précipitations,... La télédétection des aérosols depuis l'espace a énormément progressé depuis l'apparition des premiers produits issus d'AVHRR et de METEOSAT [Husar *et al.*, 1997 ; Jankowiak et Tanré, 1992] il y a maintenant une vingtaine d'années, jusqu'à la réalisation plus récente d'instruments satellitaires de nouvelle génération [King *et al.*, 1999 ; Kaufman *et al.*, 2002], parfois spécifiquement conçus pour l'étude des aérosols comme POLDER [Deschamps *et al.*, 1994] ou MODIS [Tanré *et al.*, 1997 ; Kaufman *et al.*, 1997]. Enfin, tout dernièrement, le lancement de l'A-TRAIN (voir figure 1.4), constellation de cinq satellites franco-américains*, marque encore une nouvelle avancée, avec la mise en œuvre quasi-simultanée des moyens d'observations actuels les plus performants pour l'étude de l'atmosphère, et en particulier des aérosols et des nuages. Cette instrumentation unique permet de développer des nouvelles approches basées sur des analyses multi-capteurs et la synergie instrumentale de façon à améliorer la précision sur les propriétés des aérosols restituées [Satheesh *et al.*, 2009].

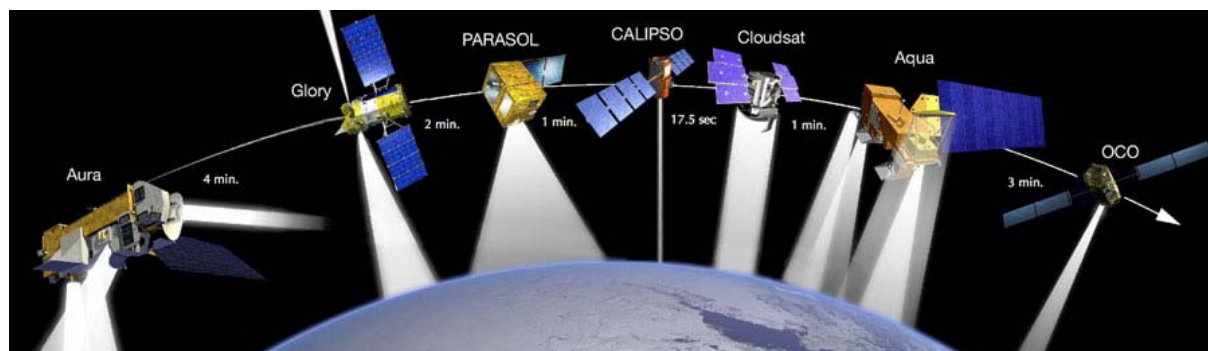


Figure 1.4. Représentation de l'A-TRAIN, constellation de 5 satellites franco-américains* qui volent en formation à quelques minutes d'intervalle sur une orbite héliosynchrone et passent au-dessus de l'équateur à 13h30 locales. AQUA est en orbite depuis mai 2002 et embarque entre autres l'instrument MODIS. AURA, en orbite depuis juillet 2004, a pour mission l'étude de la qualité de l'air, et comprend en particulier l'instrument OMI. Le microsatellite PARASOL, lancé en décembre 2004, embarque à son bord le troisième instrument POLDER. CALIPSO, lancé en avril 2006 en même temps que CLOUDSAT, comprend un LIDAR à rétrodiffusion à 2 canaux (CALIOP, 532 et 1064nm).

* les lancements d'OCO en février 2009 et de GLORY en mars 2011 ont échoué et ces deux satellites ont été perdus.

Si les capteurs spatiaux constituent des outils inégalés et aujourd'hui incontournables pour l'observation des aérosols [Kaufman et al., 2002], c'est d'abord parce qu'ils fournissent des mesures globales (ou sur de larges zones géographiques) et répétitives, qui permettent de restituer la forte hétérogénéité spatiale et temporelle des contenus en particules. De ce fait, les mesures satellitaires d'aérosols continuent aujourd'hui de jouer un rôle de plus en plus important, notamment pour l'étude du rôle climatique des aérosols [Forster et al., 2007]. De plus, le développement en parallèle du réseau de mesures au sol AERONET/PHOTONS depuis le milieu des années 1990 [Holben et al., 2001], permet de fournir un jeu de données parfaitement adapté à la validation et l'amélioration des produits aérosols restitués à partir des capteurs satellitaires, comme en témoigne le grand nombre de publications sur ce sujet [pour n'en citer que quelques unes, Goloub et al., 1999 ; Hsu et al., 1999 ; Martonchik et al., 2004 ; Vidot et al., 2008 ; Remer et al., 2008]. La figure 1.5 montre un exemple d'images moyennes saisonnières d'épaisseur optique en aérosol (ou AOT, pour aerosol optical thickness en anglais³) à l'échelle globale restituées par le capteur MODIS en 2001. Sur ces images sont indiqués en plus les sites du réseau de mesures AERONET/PHOTONS en opération depuis 1996 (pas nécessairement en continu), et ceux de différents réseaux de mesures LIDAR au sol (qui permettent de mesurer la répartition verticale des aérosols dans l'atmosphère). Aujourd'hui le réseau AERONET/PHOTONS compte plus de 200 sites de mesures, assez bien répartis sur tous les continents [Forster et al., 2007] (297 sites ont fonctionné en 2010, y compris ceux utilisés pour des campagnes de mesure [Jankowiak, communication personnelle]).

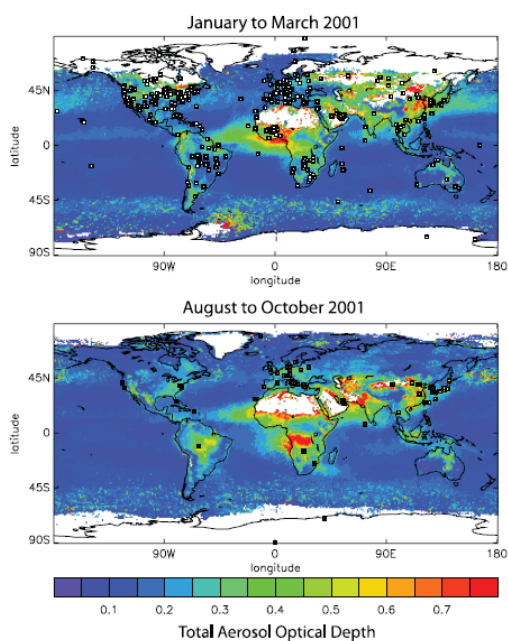


Figure 1.5. Epaisseur Optique en Aérosol à 0.55 μm déduite de MODIS en moyenne pour janvier-mars 2001 (haut), et août-octobre 2001 (bas). L'image du haut montre les sites du réseau AERONET/PHOTONS (carrés blancs) qui ont été en fonctionnement depuis 1996. L'image du bas indique les sites de différents réseaux de mesures LIDAR au sol (en rouge : EARLINET, en orange : ADNET, en noir : MPLNET). Extrait de Forster et al. [2007].

³ L'épaisseur optique en aérosol est souvent considérée comme une mesure de la charge en aérosol intégrée verticalement sur toute la colonne d'air. C'est en fait une mesure de l'extinction des aérosols qui dépend de la longueur d'onde, et c'est le paramètre optique de base retrouvé à partir des observations satellitaires et des mesures photométriques depuis le sol.

King et al. [1999] présentent une synthèse très complète de l'évolution des différents capteurs spatiaux et algorithmes d'inversion utilisés pour les aérosols depuis le début des années 1980. Parmi les premiers instruments utilisés, on peut citer AVHRR qui a fourni les premières observations routinières d'AOT dans le visible au-dessus des océans à l'échelle globale [*Husar et al.*, 1997]. L'instrument TOMS, initialement dédié à la mesure du contenu total en ozone de l'atmosphère, lancé en 1978 à bord de Nimbus 7, constitue un autre capteur intéressant. En effet, ses mesures dans l'ultra-violet, ont aussi permis un suivi des aérosols absorbants (poussières désertiques et aérosols carbonés) pendant une période de près de quinze années, à la fois au-dessus des surfaces terrestres et océaniques [*Herman et al.*, 1997a]. La méthode utilisée permettait, grâce à l'utilisation de l'ultraviolet, de s'affranchir du problème des réflectivités élevées et variables des surfaces continentales dans le domaine visible, qui limitait jusqu'alors les observations satellitaires d'aérosols aux zones océaniques du globe avec des capteurs comme AVHRR ou METEOSAT/VIS [*Jankowiak et Tanré*, 1992].

Le premier instrument POLDER a été lancé en 1996 à bord de la plate-forme japonaise ADEOS-1 ; POLDER était le premier instrument conçu spécifiquement pour l'observation des aérosols, avec des mesures polarisées et directionnelles permettant d'accéder au contenu en particules au-dessus des surfaces continentales [*Deuzé et al.*, 2001]. Malheureusement, la mission POLDER-1 a été limitée à 8 mois (novembre 1996 – juin 1997), à cause d'un incident sur le panneau solaire du satellite. Son successeur, POLDER-2 sur ADEOS-2, a été en opération d'avril à octobre 2003, et enfin PARASOL, le 3^{ème} instrument spatial POLDER embarqué sur un microsatellite (et intégré à l'A-TRAIN, voir figure 1.4) a déjà fourni plus de cinq années d'observations des aérosols, depuis mars 2005 jusqu'à aujourd'hui. Depuis décembre 2009, PARASOL continue de fonctionner mais a quitté sa position au sein de l'A-TRAIN.

1.2.2. Les produits, avancées et challenges

Les premiers produits satellitaires fournis par des capteurs en opération dès les années 1980, typiquement AVHRR et METEOSAT étaient généralement limités à l'épaisseur optique en aérosol au-dessus des surfaces océaniques. Une vingtaine d'années plus tard, le niveau de sophistication des algorithmes et le réalisme des produits de restitution des propriétés des aérosols ont largement progressé. Parmi les avancées importantes, on peut souligner :

- Pratiquement tous les capteurs satellitaires passifs fournissent aujourd'hui des informations (certes plus ou moins précises) sur les aérosols au-dessus des surfaces terrestres : c'est le cas de TOMS et OMI, METEOSAT et MSG/SEVIRI,

POLDER et PARASOL, MISR, MODIS,... Les techniques utilisées diffèrent selon les capteurs (ultraviolet, infrarouge, polarisation, observations multiangulaires, ..) et les produits restent en général plus difficiles à interpréter qu'au-dessus des mers.

- On accède, principalement au-dessus des océans, non plus seulement à l'AOT mais à une description de plus en plus détaillée des aérosols : paramètres de taille (coefficient d'Angström, AOT du mode fin, du mode grossier, rayon effectif), albédo de diffusion simple pour certains capteurs comme OMI, indice de non-sphéricité fourni par PARASOL, en sont quelques exemples.
- La qualité de l'ensemble des produits aérosols restitués par les capteurs satellitaires de nouvelle génération en opération aujourd'hui est de mieux en mieux évaluée par comparaison aux mesures effectuées depuis le sol par les photomètres du réseau AERONET/PHOTONS. Elle est en général améliorée par rapport aux produits issus des premiers algorithmes utilisés.
- Les données satellitaires d'aérosols, soit utilisées seules, soit combinées aux simulations des modèles et aux mesures sol, ont largement contribué à une quantification plus précise du forçage radiatif direct des aérosols [Boucher et Tanré, 2000; Bellouin et al., 2005 ; Yu et al., 2006 ; Forster et al., 2007].

On peut toutefois nuancer en partie ces différentes avancées en mentionnant quelques analyses critiques menées lors de récentes études d'intercomparisons de différents produits satellitaires. Certains travaux indiquent que des désaccords subsistent entre les restitutions des AOT des différents capteurs [Mishchenko et al., 2009], et ce même au-dessus des surfaces océaniques [Myhre et al., 2005 ; Jeong et al., 2005]. Myhre et al. [2005] ont par exemple comparé les AOT en moyennes globales au-dessus des océans issues de 9 capteurs satellitaires (dont MODIS, MISR, TOMS, AVHRR, SeaWIFS) et ont mis en évidence des écarts pouvant aller jusqu'à un facteur 2. Dernièrement les travaux de Li et al. [2009] ont confirmé ces désaccords sur la période 2000-2006, avec des différences d'AOT (toujours en moyenne globale au-dessus des océans) pouvant atteindre 50% (voir figure 1.6).

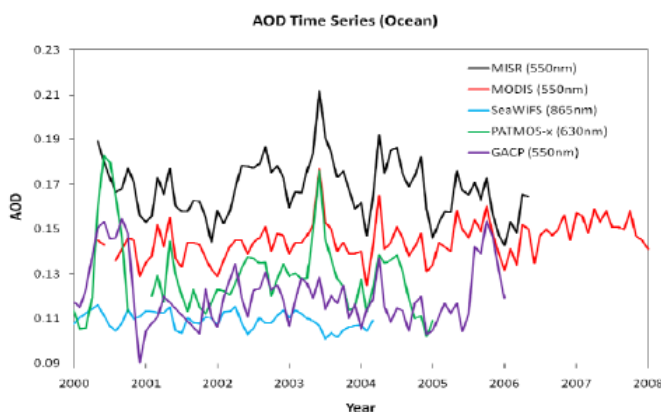


Figure 1.6. Comparaison des épaisseurs optiques en aérosol en moyenne globale au-dessus des océans issues de différents capteurs satellitaires (AVHRR, SeaWIFS, MODIS, MISR) depuis 2000. Les épaisseurs optiques en aérosol sont présentées à la longueur d'onde d'origine utilisée pour chaque capteur. D'après Li et al. [2009]

Plusieurs raisons peuvent expliquer au moins en partie ces désaccords : différentes hypothèses utilisées pour éliminer les nuages dans les algorithmes, différents modèles d'aérosols utilisés, différences de longueur d'onde et de conditions de visées, différentes paramétrisations des surfaces océaniques, écarts entre les tailles de pixels... Cependant, *Myhre et al.* [2005] soulignent que les instruments de nouvelle génération (MODIS et MISR), qui utilisent des algorithmes sophistiqués sont en général en meilleur accord avec les mesures AERONET que les algorithmes les plus simples utilisés pour les capteurs de 1^{ère} génération. De même, si *Mishchenko et al.* [2009] concluent que les restitutions des capteurs satellitaires actuellement en opération, en particulier MODIS et MISR (tous deux à bord de la plate-forme TERRA), restent insatisfaisantes, notamment en terme de précision, cette analyse est là encore à nuancer. En effet, les résultats des comparaisons effectuées entre ces 2 capteurs montrent, pour les AOT au-dessus des océans, des écarts de l'ordre de 0.01-0.03, ce qui constitue en fait un ordre de grandeur plutôt raisonnable. Les principales différences entre les produits aérosols MISR et MODIS de TERRA sont observées pour l'AE (Angström Exponent) et l'AOT au-dessus des surfaces continentales [*Mishchenko et al.*, 2009]. De plus, dans certains cas, la différence d'échantillonnage entre capteurs (en particulier pour un instrument comme MISR à faible couverture temporelle) constitue un élément d'explication aux désaccords apparents des observations. Toutefois, étant donné que de plus en plus de produits aérosols sont générés avec les capteurs satellitaires nouveaux et à venir (CALIPSO, APS sur GLORY, ..), cette question de la cohérence des différentes observations n'est certainement pas à négliger. Elle pose le problème du niveau de fiabilité des restitutions et donc de l'utilisation géophysique qui peut en être faite. Il apparaît que malgré l'augmentation réelle de la qualité des données satellitaires, les incertitudes sur les paramètres aérosols restitués, même les plus basiques comme l'AOT demeurent trop élevées [*Li et al.*, 2009]. Ajoutons qu'il semble important aujourd'hui de faire le lien entre observations satellitaires historiques (TOMS, METEOSAT, AVHRR), actuelles et futures (MODIS, MISR, POLDER, CALIPSO, APS..) afin de pouvoir les utiliser efficacement pour les études climatiques et climatologiques (tendances à long-terme).

Ce qui rend complexe la mesure des aérosols, c'est que contrairement aux gaz, ils ne peuvent être décrits uniquement par leurs concentrations. Il nous faut connaître en plus leur distribution en taille, leur composition chimique, leur forme, leurs propriétés optiques et même éventuellement leur degré de mélange. Même si des progrès importants ont été faits sur les techniques de mesures, aujourd'hui nous ne sommes pas encore arrivés à une caractérisation complète des aérosols. En particulier, les mesures satellitaires ne permettent pas, pour le moment, de discriminer, du moins de façon directe, la composition chimique de l'aérosol [*Boucher*, 2003]. Certains travaux montrent toutefois qu'une analyse conjointe de

plusieurs produits (par exemple épaisseur optique en aérosol et coefficient d'Angström) peut donner une indication du type de l'aérosol dominant [Boucher, 2003]. De plus, récemment des efforts ont été faits pour déterminer à partir des mesures de capteurs comme MODIS ou POLDER la composante anthropique de l'aérosol et le forçage radiatif associé [Kaufman et al., 2002; Bellouin et al., 2005 ; Kaufman et al., 2005c]. Cependant, les premiers travaux de validation menés autour de ces produits dits « avancés » indiquent des erreurs systématiques [Anderson et al., 2005a ; Chu et al., 2005]. Ces études montrent ainsi les difficultés à distinguer aérosols naturels et aérosols anthropiques à partir des produits satellitaires. Notons que Stier et al. [2006] remettent également en question la validité de l'hypothèse que l'AOT du mode fin dérivée des observations satellitaires est attribuable aux aérosols anthropiques.

Il est clair en tout cas qu'aucune observation satellitaire ne se suffit à elle-même, et les données satellitaires doivent être complétées et validées par des mesures sol (de télédétection et in situ). Un autre aspect important pour progresser dans notre compréhension des aérosols atmosphériques est le couplage des observations satellitaires aux simulations des modèles, permettant de les contraindre et les valider [Menut et al., 2009 ; Vuolo et al., 2009 ; Mangold et al., 2011], et aussi de les améliorer, par des techniques d'assimilation [Generoso et al., 2007; Benedetti et al., 2009] ou de modélisation inverse [Dubovik et al., 2008].

1.2.3. Les applications, de la climatologie à la qualité de l'air

Une des missions importantes de la télédétection satellitaire est le suivi à long terme de l'évolution des principaux paramètres géophysiques participant au changement climatique. Il s'agit en particulier de comprendre et mieux quantifier les changements de la composition de l'atmosphère qui sont actuellement en cours. Si la course à l'amélioration des capteurs satellitaires et des algorithmes se poursuit actuellement, elle ne doit donc pas nous faire oublier l'importance du suivi des paramètres de base, comme l'épaisseur optique en aérosol [Moulin, 2006]. Les instruments les plus récents sont conçus pour fournir les produits aérosols les plus précis, mais les capteurs plus anciens, en particulier AVHRR et TOMS, présentent l'avantage d'apporter une information sur plusieurs décennies, qui peut être utilisée pour tenter d'estimer les évolutions à long-terme des contenus en aérosol [Mishchenko et al., 2007 ; Zhao et al., 2008]. En particulier, en s'appuyant sur les données du « Global Aerosol Climatology Project » (GACP) issues des mesures d'AVHRR, Mishchenko et al. [2007] ont identifié une probable diminution des épaisseurs optiques globales en aérosol au-dessus des océans estimée à au moins 0.02 sur la période 1991-2005 (voir figure 1.7).

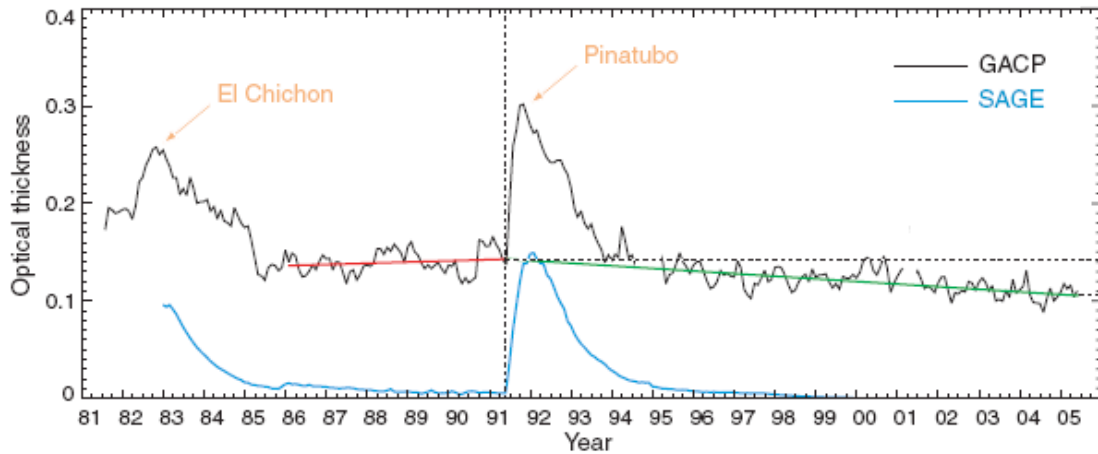


Figure 1.7. Evolution de l'épaisseur optique en aérosol globale au-dessus des océans issue de GACP (AVHRR) de 1981 à 2005, et de l'épaisseur optique en aérosol stratosphérique issue de SAGE. Les deux pics majeurs sont causés par les éruptions volcaniques de El Chichon (1982) et du Mont Pinatubo (1991). D'après *Mishchenko et al.* [2007].

Toutefois, plusieurs études soulignent qu'il est plus facile d'identifier les tendances à long terme de l'évolution des contenus en aérosols, à l'échelle régionale qu'à l'échelle globale. Par exemple, *Mishchenko et al.* [2009] identifient des augmentations significatives des AOT au-dessus du Brésil, de l'Asie du Sud, de l'Océan Atlantique équatorial et de l'Afrique Equatoriale sur la période 2001-2008 à partir des capteurs MODIS et MISR (tous deux à bord de la plate-forme TERRA). Malgré tout, l'utilisation de ces archives satellitaires pour identifier l'évolution à long terme des contenus en aérosols doit se faire avec une certaine prudence. Les problèmes d'étalonnage des capteurs et les déficiences de certains produits aérosols peuvent induire des erreurs dans les résultats et fausser les tendances observées. Les approches combinant plusieurs produits satellitaires ou différents types d'observation indépendantes (mesures sol et satellitaires), ou encore observations et simulations de modèle devraient permettre d'augmenter le niveau de fiabilité de ces analyses de tendances à long terme.

Une autre utilisation assez nouvelle des données satellitaires d'aérosols concerne le suivi de la qualité de l'air en particules. En effet, depuis quelques années, plusieurs études ont mené des comparaisons entre concentrations en particules au sol issues des réseaux de surveillance de la qualité de l'air ($PM_{2.5}$ ou PM_{10}) et AOT satellitaires. La plupart ont conclu à l'utilité du satellite pour spatialiser ce type de mesures, et en particulier les étendre aux zones où il n'existe pas de mesures de pollution depuis le sol [*Gupta and Christopher, 2008; Schaap et al., 2009*]. Toutefois, les restitutions satellitaires d'aérosols ne fournissant des mesures qu'en ciel totalement clair (non nuageux), cela peut limiter fortement leur couverture temporelle, jusqu'à moins de 50% dans certaines régions. Bon nombre de travaux se sont concentrés sur l'analyse des AOT MODIS au-dessus des Etats-Unis, par comparaison aux

mesures sol de $PM_{2.5}$ [Engel-Cox et al., 2004 ; Wang and Christopher, 2003]. Si les résultats de ces comparaisons sont dans l'ensemble encourageants, l'utilisation opérationnelle des observations satellitaires pour le suivi de la qualité de l'air en particules reste délicate. Plusieurs facteurs influencent les relations AOT/PM, avec en premier lieu la répartition verticale de l'aérosol, qui varie à la fois géographiquement et temporellement [Gupta and Christopher, 2009]. Si l'utilisation du satellite est prometteuse, elle n'en est qu'à ses débuts. Elle nécessitera d'autres études pour tester les différents capteurs (MODIS, mais également MISR, POLDER ou les géostationnaires, éventuellement combinés avec des mesures LIDAR) sur diverses zones géographiques plus ou moins polluées, et plus ou moins nuageuses (Etats-Unis, Europe, Asie,...) [Chu et al., 2003 ; Kacenelenbogen et al., 2006].

1.3. Démarche et organisation du manuscrit

Mes recherches ont pour fil conducteur l'apport des observations satellitaires pour l'étude des aérosols, de leur évolution, de leurs propriétés et de leurs impacts. Mon objectif premier est d'utiliser les produits satellitaires pour mieux quantifier les contenus et les propriétés des aérosols ainsi que leurs évolutions temporelles, en particulier à long terme (sur les trois dernières décennies pour lesquelles on dispose d'observations depuis l'espace) De plus, je montrerai des travaux sur l'impact des aérosols sur la qualité de l'air et sur la santé, s'appuyant également sur l'outil satellitaire. Je suis donc une utilisatrice des données spatiales, même si je travaille en étroite collaboration avec les chercheurs qui développent les algorithmes d'inversion satellitaires, en particulier ceux du LOA. Une étape préliminaire essentielle consiste à qualifier et interpréter les produits de plus en plus nombreux issus des différents capteurs spatiaux. Une fois ce travail mené, on peut alors utiliser les données d'aérosols satellitaires les plus pertinentes pour répondre aux questions liées à l'évolution, aux propriétés, et aux impacts des aérosols.

Je me suis plus particulièrement intéressée à deux types d'aérosols, les poussières minérales et les aérosols de pollution. Ce choix, associé à deux grandes régions d'étude, Afrique de l'Ouest et Europe, est lié en partie au contexte de deux programmes internationaux de recherche auxquels j'ai participé ces dernières années : AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) et le projet européen GEMS (Global and regional Earth-system Monitoring using Satellite and in situ data, 2005-2009). Mes travaux se sont appuyés sur des capteurs dits « de première génération » comme TOMS et METEOSAT, mais aussi sur des capteurs plus récents et plus sophistiqués comme POLDER et OMI, qui fournissent des produits aérosols que l'on peut qualifier « d'améliorés » (ou « d'avancés »). Comme je l'ai mentionné précédemment, les approches utilisées combinent les observations

satellites aux mesures sol et aux modèles : ceci transparaîtra tout au long de ce manuscrit. En particulier, rappelons que les mesures du réseau AERONET/PHOTONS jouent un rôle essentiel dans l'ensemble des travaux présentés.

Le chapitre 2 est consacré à mes activités dans le cadre du projet AMMA, et s'appuie sur les mesures effectuées au sol en particulier sur le site de M'Bour (Sénégal) pour analyser différents produits satellitaires « avancés ». Je montrerai d'abord comment les mesures mises en place par le LOA à M'Bour ont permis l'étude du mélange des particules de poussières minérales et d'aérosols de feux de biomasse, mais également le suivi saisonnier de certaines propriétés des aérosols (AOT, albédo de diffusion simple, altitude, ...) [Derimian *et al.*, 2008 ; Léon *et al.*, 2009]. Je présenterai ensuite des études de validation régionale des produits aérosols issus de PARASOL (niveau 2 et 3) et OMI sur la période récente. PARASOL fournit en région océanique une description assez détaillée de la taille des aérosols, incluant l'épaisseur optique du mode fin et du mode grossier. De plus, les produits PARASOL sont disponibles depuis mars 2005, ce qui permet d'étudier les variations saisonnières, et dans une moindre mesure la variabilité interannuelle des propriétés des aérosols sur les quatre dernières années. OMI (successeur de TOMS, sur AURA en opération depuis mi-2004) fournit, entre autres produits, l'albédo de diffusion simple des aérosols, paramètre particulièrement important du point de vue climatique dont nous évaluerons la qualité. Notons qu'actuellement peu de capteurs satellitaires sont aptes à restituer l'absorption, et pratiquement aucune des restitutions existantes n'est validée [Satheesh *et al.*, 2009].

Le chapitre 3 présente un autre aspect de mes travaux sur les aérosols en Afrique de l'ouest ; il s'agit de l'analyse des observations des capteurs satellitaires, notamment ceux de première génération, pour l'étude climatologique des poussières minérales et de leurs impacts sur la santé. En s'appuyant sur les observations de TOMS (depuis 1979) et METEOSAT (depuis 1984), nous avons pu étudier la variation interannuelle des poussières sur une période de plus de vingt ans (années 1980 et 1990). Je montrerai quel a été l'apport de ces archives satellitaires longues pour comprendre les facteurs climatiques et/ou anthropiques qui contrôlent l'évolution à long-terme des poussières minérales. De plus, cette approche a été étendue à la dernière décennie (2000-2009), en utilisant différents jeux de mesures des poussières au-dessus de l'Atlantique (photomètre des îles du Cap Vert, MODIS, AVHRR). Enfin, j'ai également utilisé les observations satellitaires d'aérosols dans l'objectif d'étudier les liens entre épidémies de méningite en Afrique de l'ouest et événements de poussières. Les résultats de ces travaux que l'on peut considérer comme encore préliminaires seront brièvement présentés.

Le chapitre 4 présente les travaux menés récemment autour des aérosols de pollution. D'abord, en Europe de l'Ouest et plus particulièrement en France, nous nous sommes intéressés à l'apport des mesures de POLDER-2 et PARASOL pour l'étude de la qualité de l'air en particules. Ces travaux ont également alimenté le projet GEMS, pour lequel nous avons effectué une étude de validation des simulations d'aérosols du modèle ECMWF dans le cas des aérosols de pollution (canicule d'août 2003). Pour cela, nous nous sommes appuyés à la fois sur les mesures de $PM_{2.5}$ du réseau de surveillance de la qualité de l'air en France, sur les mesures photométriques du réseau AERONET/PHOTONS, et sur les mesures de POLDER-2 et PARASOL. Cette approche a ensuite été appliquée à l'Asie et à la Chine, régions particulièrement intéressantes puisque caractérisées par des niveaux de pollution en particules parmi les plus élevées au monde. Nous verrons donc dans quelle mesure les observations satellitaires de POLDER peuvent apporter une information utile sur les niveaux de pollutions en aérosols dans ces différentes régions.

Dans le chapitre 5, je présenterai quelques remarques de conclusion ainsi que mes perspectives de recherche. Le chapitre 6 présente la bibliographie de ce manuscrit, et le chapitre 7 résume l'ensemble de mes titres et travaux. Le chapitre 8 comprend les annexes constituées d'une liste des acronymes utilisés, et de quelques articles publiés sur les travaux présentés dans ce manuscrit.

2. Propriétés des aérosols pendant AMMA : analyse des mesures satellitaires

J'ai choisi de présenter dans la première section de ce chapitre (2.1) l'analyse des mesures sol réalisées par le LOA [*Derimian et al.*, 2008 ; *Léon et al.*, 2009], qui constitue une base importante pour les travaux d'interprétation des observations satellitaires des capteurs PARASOL et OMI présentés respectivement en section 2.2 et 2.3.

2.1. Le contexte AMMA et l'analyse des mesures sol

Le projet AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine), issu d'une initiative française en 2002 est à la fois un projet Européen et un programme international de recherche centré sur l'Afrique de l'Ouest [*Redelsperger et al.*, 2006]. Son objectif général est d'améliorer la compréhension de la mousson d'Afrique de l'ouest de l'échelle journalière à l'échelle interannuelle. Le projet a été motivé par la forte variabilité des précipitations liées au système de mousson dans cette région, et par ses conséquences parfois dramatiques pour les populations en termes de sécurité alimentaire, ressources en eau, et santé. Le projet AMMA a privilégié une approche multidisciplinaire s'appuyant sur la mise en place d'observations multi-échelles. Les recherches réalisées et les mesures mises en place sur le terrain ont fortement impliqué la communauté française au cours des dernières années (période 2005-2009) et leur analyse se poursuit encore actuellement. Un effort important a été fourni pour permettre l'étude détaillée des processus physiques et chimiques influençant le système couplé terre-océan-atmosphère en Afrique de l'ouest, afin d'évaluer leurs impacts sur la dynamique de la mousson. AMMA a mis en œuvre une approche combinant modélisation numérique et observations spatiales, aéroportées et in situ portant sur l'atmosphère, le continent et l'océan. Les mesures de terrain ainsi réalisées sont assez exceptionnelles et couvrent 3 échelles de temps :

- des observations à long-terme (~ 10 ans) basées sur les réseaux existant (comme AERONET/PHOTONS pour les aérosols) ; en anglais on parle de LOP (Long-term Observing Period),
- une période d'observations renforcées de 2005 à 2007, (ou EOP pour Enhanced Observing Period),
- 4 campagnes de mesures intensives menées en 2006 pendant les différentes phases de la mousson (saison sèche, début, maximum, et fin de mousson), ou SOP (Special Observing Period).

2.1.1. Les aérosols et le super-site de M'Bour (Sénégal)

L'un des aspects importants du programme AMMA concerne l'étude de la variabilité de la composition de l'atmosphère en Afrique de l'Ouest, et en particulier celle des aérosols. En effet, le continent Africain est l'une des sources les plus importantes de particules avec principalement des poussières minérales émises au Sahara et au Sahel et des aérosols de feux de végétation. La compréhension de l'influence de ces aérosols sur le climat régional (et global), sur la dynamique atmosphérique et le cycle de l'eau lié à la mousson, mais aussi sur la santé des populations d'Afrique de l'Ouest fait partie des études menées dans le cadre d'AMMA.

Dans ce contexte, quatre sites principaux de mesures dédiées aux aérosols ont été choisis : ces « super-sites aérosols » localisés au Niger (Banizoumbou), au Bénin (Djouougou), au Sénégal (M'Bour), et en Algérie (Tamanrasset) sont reportés sur la figure 2.1.



Figure 2.1. Localisation des principaux sites de mesures des aérosols pendant AMMA ; en rouge sont indiqués les 4 super-sites de M'Bour (Sénégal), Djougou (Bénin), Banizoumbou (Niger), et Tamanrasset (Algérie). En vert sont indiqués les sites photométriques du réseau AERONET/PHOTONS en opération pendant AMMA. D'après Haywood *et al.* [2008].

Sur ces quatre super-sites ont été mises en place des mesures physiques, chimiques et optiques des propriétés de l'aérosol à partir de 2006 et pour des durées variables selon les mesures (et les sites). Le LOA a eu la responsabilité du site de M'Bour, le LISA de celui de Banizoumbou, le LA de Djougou, et le LATMOS de Tamanrasset. La première période d'observation intensive a eu lieu en janvier-février 2006 (SOP-0, voir synthèse de Haywood *et al.* [2008]), en saison sèche avec les objectifs suivants :

- (1) le suivi des propriétés physico-chimiques et optiques des poussières minérales (particulièrement à Banizoumbou et Tamanrasset),
- (2) le suivi des propriétés physico-chimiques et optiques des particules de feux de biomasse (particulièrement à Djougou),

- (3) l'étude des propriétés et effets radiatifs du mélange de ces deux types de particules (particulièrement à M'Bour) ainsi que leur modélisation,
- (4) l'évaluation de la cohérence entre les mesures d'aérosols effectuées depuis le sol et celles issues des capteurs satellitaires.

Les mesures de la SOP-0 issues de ces différentes stations ont été complétées par des mesures aéroportées réalisées par une équipe du Met Office dans le cadre du projet DABEX (Dust and Biomass-burning Experiment) [Haywood *et al.*, 2008]. Il est à noter que sur la plupart des super-sites aérosols, bon nombre de mesures ont été prolongées pendant toute l'année 2006 et même au-delà. Je me limiterai ici à la description des mesures mises en place sur le site de M'Bour, qui ont représenté un gros investissement pour les équipes du LOA. Plusieurs articles ont déjà été publiés sur l'analyse des mesures d'aérosols réalisées pendant la SOP-0 à Banizoumbou [Rajot *et al.*, 2008], à Djougou [Mallet *et al.*, 2008 ; Pelon *et al.*, 2008], et à Tamanrasset [Cuesta *et al.*, 2008]. Il est clair que le jeu de mesures récoltées sur les aérosols est exceptionnel et leur analyse complète et coordonnée va encore se prolonger dans les années à venir.

La figure 2.2. montre une photo de la station de mesures de M'Bour (14°23'38"N, 16°57'32"W), située à 80 km au sud de Dakar sur la côté Atlantique, et les instruments optiques installés sur le toit du bâtiment de l'IRD.

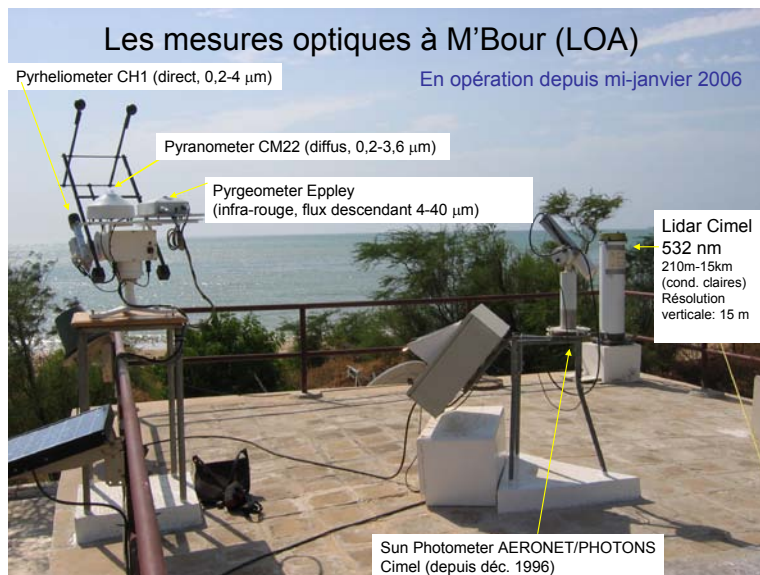


Figure 2.2. Station du LOA sur le toit du bâtiment de l'IRD à M'Bour (Sénégal) avec les instruments optiques installés en janvier 2006 pour la SOP-0 AMMA (à l'exception du photomètre CIMEL du réseau AERONET/PHOTONS sur le site depuis décembre 1996). Le site est équipé d'un Lidar Cimel fonctionnant à une longueur d'onde (532 nm), et d'un ensemble de fluxmètres pour la mesure des flux à la surface : directs (pyrhéliomètre) et diffus (pyranomètre) dans le visible, et dans l'infrarouge (pyrgeomètre).

L'ensemble de ces instruments, photomètre, lidar, et fluxmètres est en opération quasi-continue depuis janvier 2006 sur le site de M'Bour. De plus, grâce à la collaboration de Pascal Flament et Karine Deboudt de l'Université du Littoral Côte d'Opale (ULCO), des mesures physico-chimiques de l'aérosol ont été réalisées sur le site de M'Bour pendant la SOP-0 AMMA, à partir de compteur de particules, granulomètre, et impacteur DEKATI (pour des analyses au microscope électronique à balayage). Afin de prélever l'aérosol, nous avons installé sur le site de M'Bour des PIP (Préleveur Isocinétique de Particules) à 6 voies de filtration (PM_2 et PM_{10}), qui permettent l'analyse de la composition chimique de l'aérosol collecté. Cette instrumentation a fonctionné pendant les 3 semaines de la SOP-0 (25 janvier – 16 février 2006) [Deboudt, 2009]. Enfin, il est à noter qu'un collecteur de dépôt total de particules a également été installé sur le site de M'Bour à partir de janvier 2006, avec pour objectif de caractériser la minéralogie des poussières collectées en fonction de leur origine. De plus, des analyses isotopiques, avec le même objectif de traçage des sources, sont en cours dans le cadre d'une thèse dirigée par Aloys Bory (laboratoire GEOSYSTEMES, Université de Lille 1) [Skonieczny et al., 2011]. Enfin, le LISA a installé en 2006 sur les sites de M'Bour, Cinzana (Mali), et Banizoumbou (Niger) des TEOM (Tapered Element Oscillation Microbalance) pour le suivi saisonnier et interannuel des concentrations massiques de poussières à la surface (PM_{10}), le long d'un transect Sahélien Est-Ouest [Marticorena et al., 2010].

Je présenterai dans les sections 2.1.2. et 2.1.3. les principaux résultats issus des mesures sol de M'Bour, durant la SOP-0 (janvier-mars 2006) [Derimian et al., 2008], et pour la période 2006-2008 [Léon et al., 2009]. Les mesures photométriques ont constitué un élément central de cette analyse. Nous nous sommes appuyés sur les mesures d'épaisseur optique en aérosol (ou AOT pour aerosol optical thickness en anglais) aux différentes longueurs d'onde (440, 675, 870, 1020 nm), et sur les coefficients d'Angström associés. De plus, nous avons étudié les distributions en taille et albédos de diffusion simple (ou SSA pour single scattering albedo en anglais) déduits des mesures du photomètre dans l'almucantar selon la méthode de *Dubovik and King* [2000] et *Dubovik et al.* [2002].

2.1.2. Propriétés du mélange d'aérosols pendant la saison sèche 2006 (SOP-0)

C'est en hiver, pendant la saison sèche (décembre – février), que l'influence des aérosols de feux de biomasse est la plus importante en Afrique de l'ouest. De plus, la station de M'Bour est située tout au long de l'année sur le trajet principal des poussières minérales transportées depuis les zones d'émission du Sahara et du Sahel vers l'ouest au-dessus de l'Atlantique nord tropical. Les mesures de M'Bour menées entre janvier et mars 2006 nous ont ainsi permis d'étudier les propriétés optiques et radiatives du mélange d'aérosols de feux

de biomasse et de poussières minérales. En effet, si plusieurs campagnes de mesure ont permis d'étudier individuellement les propriétés des poussières minérales (par exemple SHADE, *Tanré et al. [2003]*) et celles des aérosols de feux de biomasse (SAFARI-2000 entre autres *Haywood et al. [2003]*), les propriétés du mélange de ces deux types de particules sont encore assez mal documentées.

Dans un premier temps nous avons voulu évaluer la représentativité des aérosols mesurés pendant la période de la SOP-0 AMMA en comparaison aux situations observées en moyenne. La Figure 2.3 montre les images moyennes d'aérosols déduites de MODIS/TERRA (AOT à 550 nm) pour janvier-février 2001 à 2009.

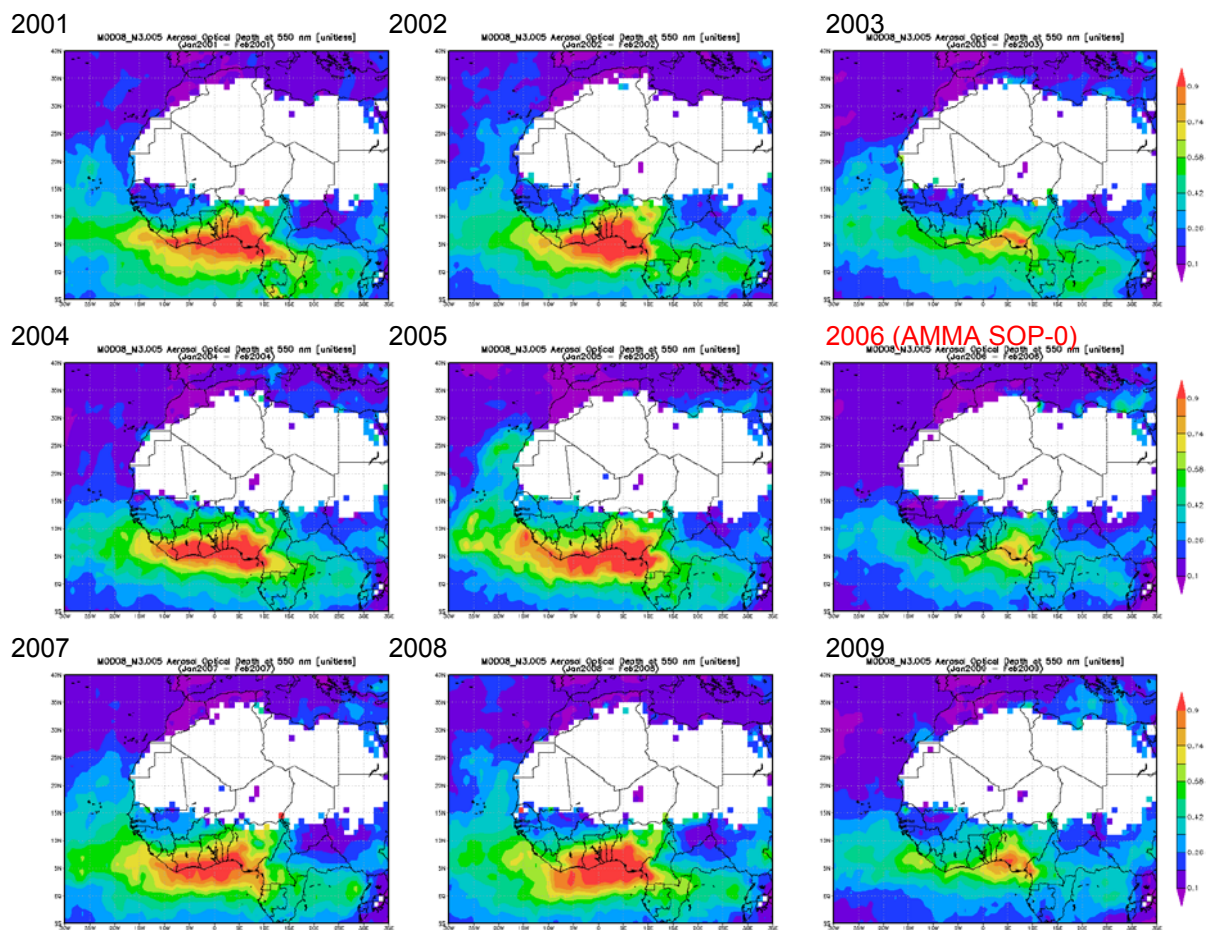


Figure 2.3. Epaisseurs optiques en aérosol moyennes observées par MODIS/TERRA à 550 nm pour la période janvier-février, de 2001 à 2009 en Afrique (à l'exception des zones arides) et pour les régions océaniques adjacentes.

Les observations pluri-annuelles de MODIS mettent en évidence un contenu en aérosols plus faible lors de la saison sèche AMMA de 2006 en comparaison aux autres années. Si l'on excepte les hivers 2003 et 2009, cette spécificité est particulièrement évidente dans les zones de feux de biomasse entre 5 et 10°N. Les mesures à long-terme du photomètre AERONET/PHOTONS à M'Bour confirment les observations de MODIS. En particulier, *Derimian et al. [2008]* ont montré que la moyenne des AOT mesurées à M'Bour

en janvier-février 2006 est de 25% inférieure à la moyenne de tous les hivers (janvier-février) de la période 1996-2006, et de 40% inférieure à la moyenne de toute les années 1996 à 2006 (toutes saisons confondues). Malgré cette particularité de l'hiver 2006, une analyse plus détaillée des AOT, coefficients d'Angström et albédos de diffusion simple restitués par le photomètre a montré qu'une large gamme d'AOT, de taille, et d'absorption de particules ont été mesurées pendant la période janvier-mars 2006 à M'Bour.

La figure 2.4. montre l'évolution temporelle des moyennes journalières d'AOT et de coefficient d'Angström mesurés à M'Bour de janvier à mars 2006. Cette évolution montre qu'en janvier-février les événements d'aérosols sont d'intensité modérée et caractérisés par des fines particules (coefficients d'Angström supérieurs à 0.6). En revanche, au mois de mars, les propriétés de l'aérosol changent avec des coefficients d'Angström faibles (de l'ordre de 0.2) associés à des AOT plus élevées. A partir de cette série temporelle et en s'appuyant sur différents critères (notamment la qualité des mesures des fluxmètres et du lidar associées), nous avons sélectionné six épisodes d'aérosols (indiqués par des flèches sur la figure 2.4.) correspondant à des AOT de 0.1 à 2 et des coefficients d'Angström de 0.1 à 0.9.

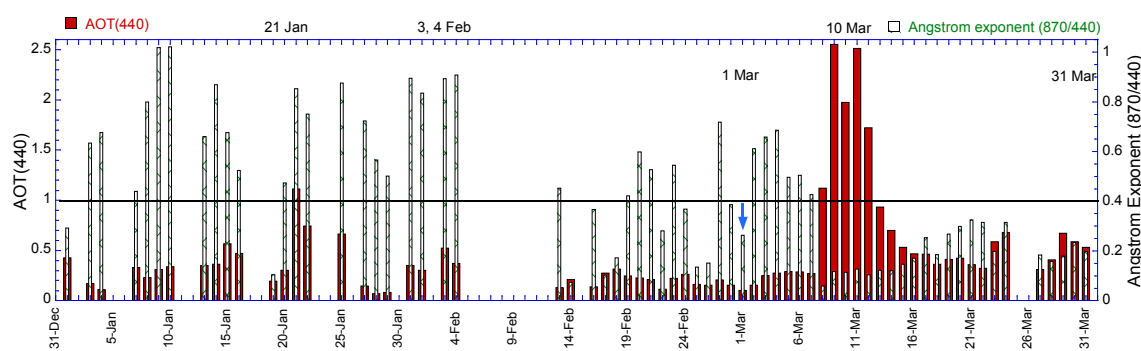


Figure 2.4. Evolution temporelle des AOT à 440 nm (en rouge) et des coefficients d'Angström 870/440 (en vert) mesurés par le photomètre CIMEL à M'Bour entre janvier et mars 2006. Les événements sélectionnés pour être étudiés sont indiqués par des flèches. D'après *Derimian et al.* [2008].

La figure 2.5. montre les distributions en taille volumiques, les variations spectrales de l'albédo de diffusion simple déduites des mesures photométriques, ainsi que les AOT et coefficients d'Angström pour ces six événements. Les distributions en taille obtenues pour les 3 épisodes de janvier-février sont bimodales, ce qui est typique des cas d'aérosols de mélange. On remarque que l'albédo de diffusion simple associé est assez faible à toutes les longueurs d'onde (typiquement de 0.85), ce qui indique une absorption assez élevée. L'ensemble de ces propriétés suggère très fortement le mélange d'aérosols de feux de biomasse et de poussières minérales lors de ces 3 épisodes. Pour les événements des 10 et 31 mars la distribution en taille restituée est largement dominée par la fraction grossière. L'albédo de diffusion simple associé est typique de celui des poussières minérales,

caractérisées par une absorption assez faible (SSA généralement supérieur à 0.90), mais qui augmente aux courtes longueurs d'ondes. Le cas du 1^{er} mars illustre des conditions de faible charge en aérosol.

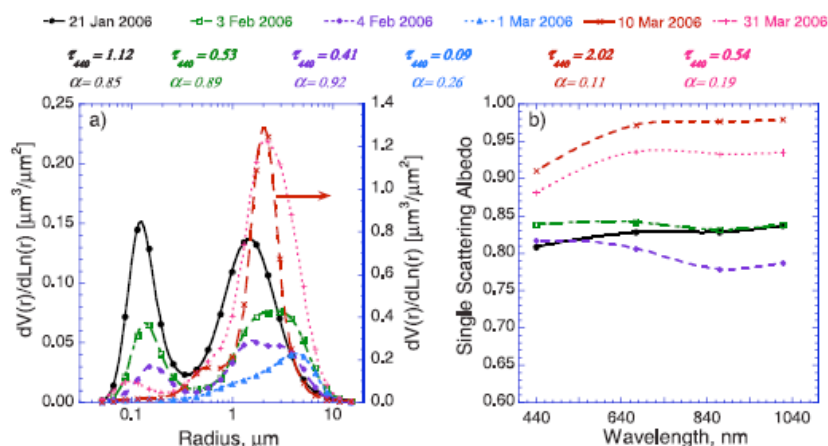


Figure 2.5. Moyennes journalières des (a) Distributions en taille volumiques moyennes (b) albédos de diffusion simple spectraux déduits des mesures AERONET/PHOTONS, pour les six épisodes analysés à M'Bour. Les moyennes journalières des AOT à 440 nm et des coefficients d'Angström (440/870) sont également indiquées au-dessus des graphes. D'après *Derimian et al.* [2008].

La figure 2.6.a montre les profils d'extinction LIDAR correspondant aux événements sélectionnés. En particulier, pour les 3 épisodes d'aérosols de mélange de janvier-février, le LIDAR montre soit deux couches d'aérosols, soit une couche d'aérosol épaisse à haute altitude (entre 1 et 4 km, le 21 janvier). Les 3 et 4 février, la première couche se situe approximativement entre 0.5 et 1.5 km et la seconde entre 2 et 4 km. Pour l'épisode de poussières du 31 mars, la figure 6 montre que le maximum du profil vertical d'extinction se situe autour de 1 km d'altitude.

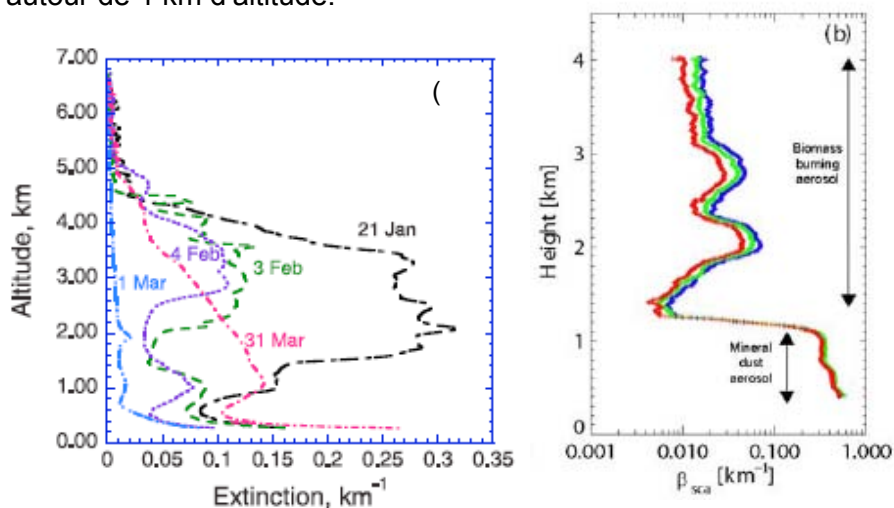


Figure 2.6. (a) Profils verticaux d'extinction mesurés par le LIDAR CIMEL à M'Bour pour les différents épisodes d'aérosols. Le 10 mars le LIDAR n'a pas pu restituer le profil vertical car l'AOT mesurée est d'environ 2 et le signal LIDAR trop atténué avec l'altitude. D'après *Derimian et al.* [2008]. (b) Profil vertical du coefficient de diffusion dans le rouge (650 nm), vert (550 nm), bleu (450 nm) mesuré lors de la campagne aéroportée DABEX pendant le vol B161 du 23 janvier 2006 du BAE146 par néphélomètre. Extrait d'*Haywood et al.* [2008].

Ces résultats suggèrent fortement que le transport des poussières minérales en hiver s'effectue dans les basses couches, et que celui d'aérosols de feux de biomasse s'effectue dans une couche d'altitude plus élevée. L'examen des rétrotrajectoires associées aux différents épisodes, ainsi que les mesures aéroportées de DABEX et celles d'autres sites de mesures de la SOP-0 AMMA mettent en évidence ce schéma général : transport des poussières minérales à basse altitude (inférieure à 2 km) et des aérosols de feux de biomasse à haute altitude (autour de 3 km) [Haywood et al., 2008 ; Osborne et al., 2008]. L'exemple du profil vertical mesuré lors du vol du 23 janvier de la campagne aéroportée DABEX présenté figure 2.6.b illustre cette répartition, grâce à l'utilisation de 3 longueurs d'onde différentes : les poussières minérales sont caractérisées par une faible variation spectrale du coefficient de diffusion à une altitude inférieure à 1.5 km, alors que pour les aérosols de feux une variation spectrale bien plus élevée apparaît aux altitudes supérieures.

Les analyses chimiques individuelles de particules menées par l'équipe de Karine Deboudt (par SEM-EDX) ont d'une certaine façon confirmé ces résultats, et apporté des éléments supplémentaires sur l'état de mélange des aérosols collectés in situ à M'Bour pendant la SOP-0. En particulier, les travaux de Deboudt [2009] ont montré que les 3 et 4 février 2006 l'aérosol était dominé par les poussières minérales provenant plutôt du nord du Sahara. De plus, les composés minéraux, marins et carbonés sont essentiellement présents en mélange externe ; les 3 et 4 février la proportion de particules composées de mélange binaire est de respectivement 10.5 et 24.3%. La quasi-absence de particules riches en potassium parmi les particules carbonées analysées sur le site suggère une origine urbaine (feux de bois et non pas feux de biomasse). Ainsi la présence de poussières minérales enrobées de composés carbonés serait due à l'interaction des émissions urbaines avec les poussières [Deboudt, 2009]. Ces conclusions sont tout à fait cohérentes avec la présence d'aérosols de feux de biomasse en altitude (voir figure 2.6.a les 3 et 4 février) et la domination de poussières minérales au sol, mélangées en proportion variable (<25%) à des particules carbonées d'origine urbaine, probablement plus locale.

2.1.3. Variabilité saisonnière des propriétés de l'aérosol (2006-2008)

Grâce au fonctionnement quasi-continu du photomètre (depuis 2003), du LIDAR et du TEOM (depuis 2006) à M'Bour, nous avons pu étudier la variabilité saisonnière des propriétés de l'aérosol.

La figure 2.7. compare l'évolution de l'AOT moyenne mensuelle mesurée à M'Bour au cours de la période 2003-2008 et les variations des différences d'AOT mensuelles mesurées en 2006, 2007, et 2008. Les variations saisonnières moyennes de l'AOT montrent clairement un maximum en été (AOT > 0.6 en juin-juillet), ainsi qu'un second maximum moins intense

en mars. Les minimums d'AOT sont mesurés en moyenne en novembre-décembre (AOT < 0.4). L'AOT dépasse 0.5 durant 5 mois de l'année : en mars et de mai à août. La figure 2.7. confirme qu'en 2006 pendant la SOP-0 AMMA, les charges en aérosol en janvier-février sont inférieures à la moyenne 2003-2008. A l'inverse, au mois de mars 2006 les AOT mesurées à M'Bour sont plutôt plus élevées que la moyenne.

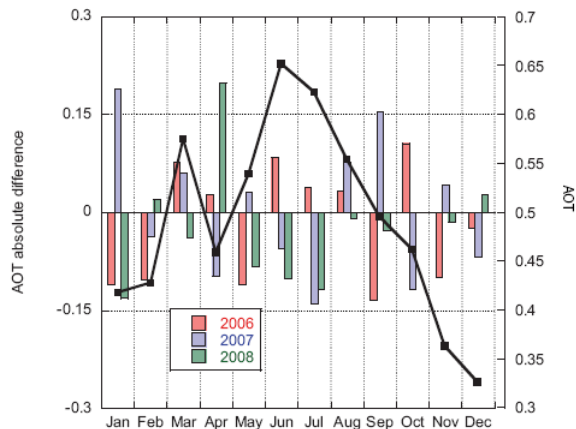


Figure 2.7. Moyenne mensuelle de l'AOT mesurée par le photomètre solaire à M'Bour sur la période 2003-2008 (trait noir). Différences moyennes mensuelles entre l'AOT en 2006 (barres rouges), en 2007 (barres bleues), et en 2008 (barres vertes) et la moyenne sur la période 2003-2008. Les AOT sont recalculées à 532 nm (longueur d'onde du LIDAR). D'après Léon *et al.* [2009].

La figure 2.8. montre cette fois les variations des moyennes journalières et mensuelles de a) l'AOT (échelle logarithmique), b) la concentration massique, c) l'albédo de diffusion simple mesurés à M'Bour sur la période 2006-2008.

La figure 2.8.a met en évidence la grande variabilité des AOT journalières, avec des événements d'aérosols intenses (AOT>1) mesurés tout au long de l'année, mais plus fréquents en été. Les mesures de PM₁₀ (figure 2.8.b) montrent un cycle saisonnier opposé à celui des AOT, puisque les minima de concentrations sont observés en septembre 2006 et août 2007 et 2008. En 2006 et en 2008, mars est le mois où sont mesurées les concentrations massiques les plus élevées (supérieures à 200 µg/m³), alors qu'en 2007 le maximum est en janvier. Ce cycle saisonnier est très comparable à celui des concentrations en poussières minérales mesurées aux Iles du Cap Vert [Chiapello *et al.*, 1995], également caractérisé par des maxima en hiver et des minima en été. Cette saisonnalité des concentrations mesurées en surface s'explique par la haute altitude des poussières transportées en été (au-dessus de 2 km), qui de ce fait n'affectent pratiquement pas les concentrations au sol [Chiapello *et al.*, 1995]. Enfin, la figure 2.8.c montre qu'à M'Bour l'albédo de diffusion simple à 532 nm varie de 0.83 à 0.95 pour les moyennes mensuelles, et de 0.75 à 0.98 en valeurs journalières. Ces valeurs sont en bon accord avec celles issues des mesures aéroportées de Osborne *et al.* [2008] au Niger, qui reportent des SSA à 0.55

μm de 0.99 pour des poussières minérales pures, et entre 0.81 et 0.86 pour les aérosols de feux de biomasse respectivement « purs » ou « âgés ». Les albédos de diffusion simple mesurés à M'Bour sont minimum en hiver ($\text{SSA} < 0.88$) du fait de la contribution des aérosols de feux de biomasse, et maximum en été ($\text{SSA} > 0.90$), saison où seules les sources de poussières minérales sont actives. On peut remarquer que l'albédo de diffusion simple mesuré en mars, qui correspond aux événements de poussières du printemps est généralement plus faible (SSA de l'ordre de 0.92) que celui mesuré pour les épisodes de poussières d'été (SSA de l'ordre de 0.95). Ces variations d'absorption pourraient être liées à des changements de composition des poussières, associées à différentes origines géographiques.

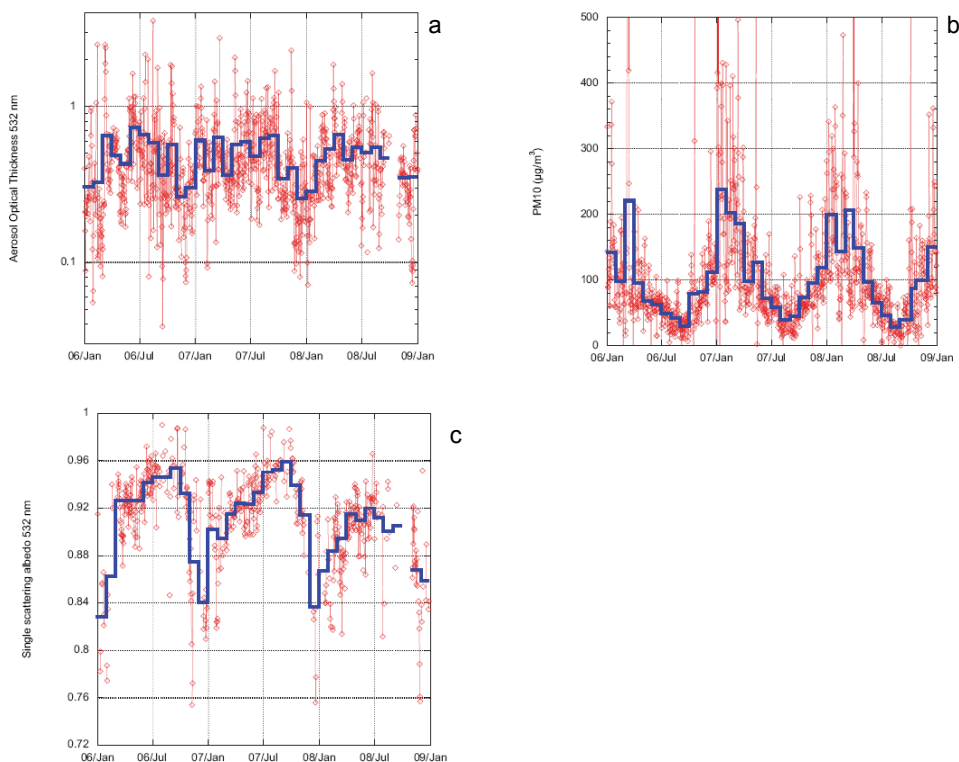


Figure 2.8. Moyennes journalières de 2006 à 2008 a) des AOT photométriques (à 532 nm), b) de la concentration massique au sol mesurée par le TEOM (PM_{10}), (c) de l'albédo de diffusion simple (ou SSA à 532 nm) déduit des mesures photométriques. Les lignes bleues correspondent aux moyennes mensuelles. D'après *Léon et al.* [2009].

La figure 2.9. présente les profils verticaux d'extinction mois par mois pour les trois années 2006 à 2008. De façon générale, on peut voir que les structures verticales sont assez complexes et variables d'un mois à l'autre. En hiver (décembre-janvier-février), les maximums d'extinction se situent généralement entre 1 et 2 km d'altitude, avec toutefois en janvier 2006 une couche plus haute de 1.5 à 4 km (voir section 2.1.2). On peut remarquer que les profils verticaux mesurés en mars (correspondant à un maximum d'AOT) sont très

similaires pour les 3 années et confirment un transport des aérosols minéraux à basse altitude (en dessous de 1.5 km). En été (juin-juillet-août) les profils verticaux montrent que le transport des poussières s'effectue à haute altitude, dans la Saharan Air Layer, entre 2 et 5 km.

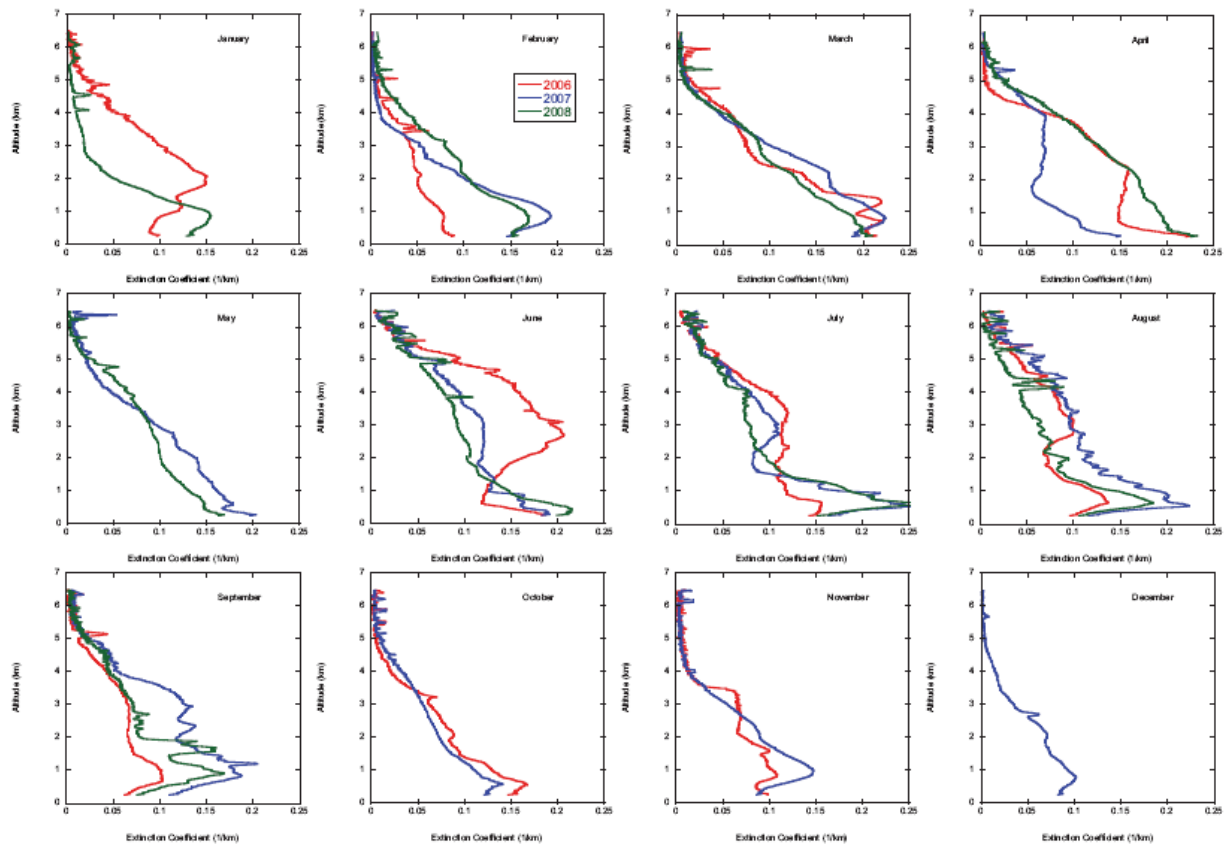


Figure 2.9. Moyennes mensuelles des profils verticaux d'extinction mesurés à M'Bour par le LIDAR à 532 nm pour 2006 (rouge), 2007 (bleu), 2008 (vert). D'après *Léon et al.* [2009].

2.2. Les observations de PARASOL : contenu et taille des aérosols

2.2.1. La mission PARASOL et les produits aérosols dérivés

Le capteur PARASOL, lancé en décembre 2004, fait partie de l'A-TRAIN. C'est la troisième version de l'instrument POLDER (Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances), radiomètre imageur qui permet de mesurer à l'échelle globale les caractéristiques spectrales, directionnelles et polarisées du rayonnement solaire réfléchi par le système Terre-Atmosphère. Les 2 premiers instruments POLDER-1 et -2, lancés à bord des plate-formes japonaises ADEOS-1 et -2 ont fonctionné sur des durées relativement courtes (de novembre 1996 à juin 1997 pour POLDER-1, et d'avril à octobre 2003 pour POLDER-2) en raison de défaillances techniques du satellite. Malgré cette limitation, les résultats fournis par POLDER-1 et -2 sur les aérosols ont été dans l'ensemble très encourageants et bien exploités [Tanré *et al.*, 2001 ; Bréon *et al.*, 2002 ; Bellouin *et al.*, 2003 ; Kacenelenbogen *et al.*, 2006 ; Fan *et al.*, 2007]. PARASOL permet des mesures identiques à celles de POLDER-1 et -2, mises à part quelques modifications spectrales. Pour la détermination des propriétés des aérosols, ce sont les canaux à 670 et 865 nm qui sont principalement utilisés. En plus de la mesure de la polarisation du rayonnement (à 490, 670 et 865 nm), une des spécificités importantes des instruments POLDER est de pouvoir observer la même scène sous plusieurs directions (jusqu'à 16 directions de visée pour PARASOL).

Comme la plupart des capteurs spatiaux, PARASOL ne restitue pas les mêmes produits aérosols au-dessus des océans et des continents. L'algorithme d'inversion pour les propriétés des aérosols au-dessus des surfaces océaniques est décrit en détail dans les articles de Deuzé *et al.* [2000] et Herman *et al.* [2005]. Cet algorithme considère que la distribution en taille des aérosols est la somme de deux contributions : une provenant des petites particules (mode fin) et une autre provenant de grosses particules (mode grossier). La limite entre ces 2 modes se situe autour de 0.5 μm (pour des particules sphériques). Une des caractéristiques importante de l'inversion PARASOL est que le mode grossier peut contenir des particules sphériques et non sphériques, ainsi qu'un mélange des deux. On peut noter également que les modèles d'aérosols utilisés pour l'inversion PARASOL ont des indices de réfraction réels (ce qui correspond à des particules non absorbantes) et indépendants de la longueur d'onde.

PARASOL fournit des observations des aérosols à l'échelle globale depuis mars 2005. On distingue généralement les produits de niveau 2 (produits géophysiques

journaliers) des produits de niveau 3, qui correspondent aux synthèses moyennes décennales ou mensuelles. La résolution spatiale initiale des observations est de $6 \times 7 \text{ km}^2$, mais, afin de réduire le bruit des mesures, les produits de niveaux 2 et 3 sont fournis sur des super-pixels d'environ $20 \times 20 \text{ km}^2$ (correspondant à un ensemble de 3×3 pixels). Parmi les propriétés des aérosols restituées par PARASOL au-dessus des surfaces océaniques, nous nous sommes principalement intéressés aux paramètres suivants :

- épaisseur optique totale en aérosol à 865 nm (AOT_{865})
- coefficient d'Angström 670-865 nm
- épaisseur optique du mode fin à 865 nm (AOT_f865)

L'ensemble de ces paramètres sont restitués pour tous les pixels océaniques non-nuageux.

- épaisseur optique du mode grossier sphérique à 865 nm (AOT_{gs865})
- épaisseur optique du mode grossier non sphérique à 865 nm (AOT_{gns865})

Ces deux derniers paramètres ne sont restitués que pour les pixels océaniques non-nuageux observés par PARASOL avec des conditions géométriques favorables.

Les surfaces continentales sont bien plus réfléchissantes (réflectances⁴ de surface de l'ordre de 0,5 ou plus pour les surfaces arides) que les surfaces océaniques (réflectances de surfaces inférieures à 0.05 à l'extérieur du glitter) et plus compliquées à modéliser (variation saisonnière de la réflectance, caractéristiques spectrales variables selon les surfaces,...). La restitution des propriétés des aérosols au-dessus des surfaces continentales avec PARASOL est de ce fait problématique et plus limitée qu'au-dessus de l'océan. L'algorithme PARASOL au-dessus des surfaces terrestres s'appuie sur les mesures polarisées et directionnelles à 670 et 865 nm [Deuzé *et al.*, 2001]. En effet, la contribution relative du sol est moins forte en luminance polarisée qu'en luminance totale [Herman *et al.*, 1997b]. PARASOL permet ainsi d'accéder aux caractéristiques des petites particules, qui sont les seules à polariser. L'algorithme d'inversion, contrairement à celui utilisé au-dessus des mers, n'introduit que des distributions monomodales de petites particules (mode fin ou d'accumulation). En conséquence, le paramètre aérosol de base fourni par PARASOL au-dessus des surfaces terrestres, est l'épaisseur optique en aérosol du mode fin à 865 nm (AOT_{fp865}), correspondant aux particules polarisantes. Les plus grosses particules (comme les poussières désertiques) ne sont pas détectables par PARASOL en zone continentale. Les comparaisons aux mesures photométriques ont montré que PARASOL mesure ainsi les AOT correspondant à des particules de rayon inférieur ou égal à $0.3 \mu\text{m}$ [Fan *et al.*, 2007].

⁴ La réflectance peut être définie comme le rapport de l'intensité du rayonnement réfléchi au rayonnement incident sur une surface.

La figure 2.10. présente un exemple de cartes globales d'aérosols restituées par PARASOL à l'échelle globale au-dessus des océans (a, b, et c) et au-dessus des continents (d) pour le mois de septembre 2006. On peut observer que PARASOL est capable de mesurer sur mer la quantité totale d'aérosols (figure 2.10.a), et de distinguer les grosses particules (panaches les plus intenses autour des déserts, figure 2.10.b), des plus fines (figure 2.10.c). En revanche, au-dessus des terres (figure 2.10.d), PARASOL montre uniquement les forts contenus en petites particules au-dessus des zones de feux de biomasse en Afrique du Sud et en Amérique du sud, ainsi que des particules de pollution en Asie.

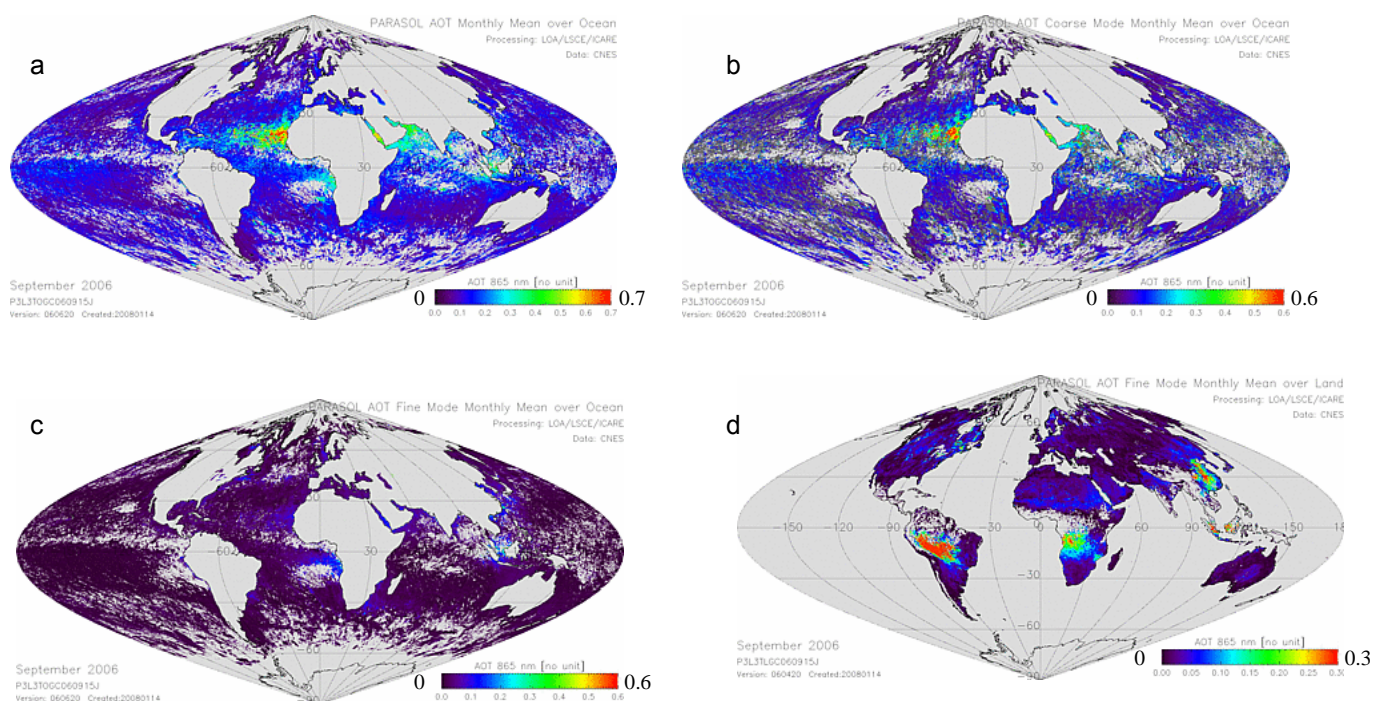


Figure 2.10. Cartes moyennes globales de produits aérosols issus de PARASOL pour septembre 2006 : (a) AOT₈₆₅ au-dessus de l'océan ; (b) AOT_{g865} du mode grossier au-dessus des océans ; (c) AOT_{f865} du mode fin au-dessus des océans ; (d) AOT_{fp865} du mode fin au-dessus des continents.

2.2.2. Analyse des produits de niveau 2

Notre approche a consisté à profiter du contexte AMMA, avec un fort déploiement d'instruments de mesures au sol et des nombreuses analyses conjointes modèles/observations réalisées sur les aérosols en Afrique de l'Ouest [Menut et al., 2009 ; Bou Karam et al., 2009 ; Tulet et al., 2008], pour confronter les restitutions des propriétés des aérosols de PARASOL aux mesures photométriques du réseau AERONET/PHOTONS. Il s'agit de l'approche de validation classique des produits satellitaires déjà utilisée pour POLDER-1 et -2 [Goloub et al., 1999], mais menée cette fois à l'échelle régionale.

La figure 2.11. présente les comparaisons des produits aérosols PARASOL au-dessus de l'océan pour les sites photométriques des Iles du Cap Vert (situées à 500 km au

large du Sénégal) et de M'Bour (au Sénégal, voir section 2.1.1.). La comparaison est menée à partir des données AERONET/PHOTONS de niveau 1.5 sur un peu plus de 3 ans d'observations PARASOL (période mars 2005 – mai 2008). Les produits PARASOL sont moyennés sur une zone de 3 x 3 pixels, d'environ 60 km autour du site photométrique.

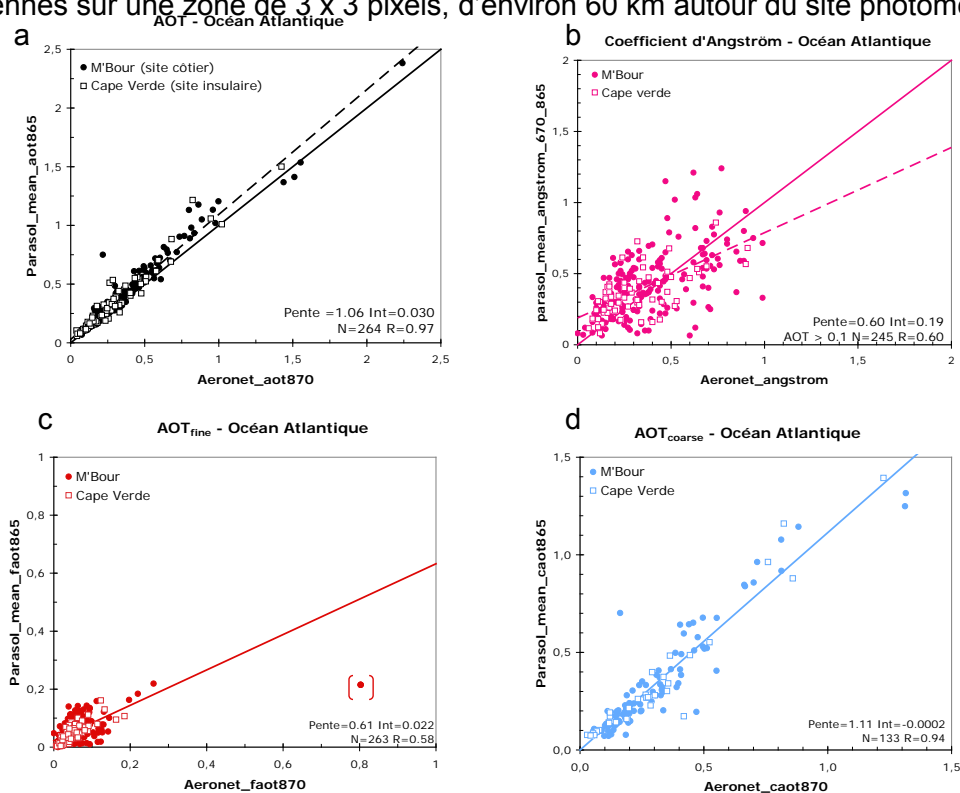


Figure 2.11. Comparaison entre les produits PARASOL au-dessus de l'océan et les mesures photométriques (réseau AERONET/PHOTONS) pour deux sites de l'océan Atlantique : M'Bour (Sénégal, site côtier, cercles pleins) et Cape Verde (Iles du Cap Vert, carrés vides). (a) Epaisseur optique totale en aérosol à 865 nm (AOT), (b) Coefficient d'Angström 670-865 (pour les AOT > 0.1), (c) Epaisseur optique du mode fin à 865 nm (le point entre parenthèses n'a pas été considéré dans la régression), (d) Epaisseur optique du mode grossier à 865 nm. La comparaison porte sur la période mars 2005 à mai 2008.

Les données photométriques comparées à PARASOL sont les moyennes des 4 mesures effectuées sur une durée de +/- 30 minutes autour de l'heure de passage du satellite.

La figure 2.11. compare les AOT, AOT_{fine}, et AOT_{coarse} (respectivement a, c, et d) à 865 nm ainsi que les coefficients d'Angström (b). Notons que les contributions des AOT sphériques et non sphériques à l'AOT_{coarse} ne sont pas restituées par les inversions photométriques utilisées. Nous nous contentons donc d'examiner l'AOT_{coarse} PARASOL correspondant à la somme des AOT_{coarse} sphérique et non-sphérique. On constate d'abord que l'AOT PARASOL est très bien corrélée à l'AOT mesurée par les photomètres (R=0.97). Elle est bien restituée, malgré une légère surestimation (pente de 1.06, voir figure 2.11.a). Le coefficient d'Angström PARASOL est corrélé à celui issu des mesures photométriques (R=0.60) mais la dispersion des valeurs est importante, et l'Angström PARASOL est sous-estimé pour les valeurs les plus élevées (correspondant aux plus petites particules), ce qui

avait déjà été observé pour POLDER-1 [Goloub *et al.*, 1999]. On peut noter toutefois que notre jeu de données correspond majoritairement à des coefficients d'Angström assez faibles (environ $\frac{3}{4}$ des valeurs sont inférieures à 0.5 et seulement quelques valeurs sont supérieures à 1), ce qui indique la domination de grosses particules (aérosols marins et poussières minérales). Le manque de valeurs d'Angström comprises entre 1 et 2 peut expliquer au moins en partie la valeur du coefficient de corrélation assez faible. Les figures 2.11. c et d présentent respectivement les comparaisons des épaisseurs optiques du mode fin, et du mode grossier à celles restituées par les photomètres. Comme les rayons de coupure définis pour séparer le mode fin du mode grossier sont différents dans l'algorithme PARASOL (r de $0.5 \mu\text{m}$) et dans l'inversion photométrique (r de $0.6 \mu\text{m}$), il est logique que l' AOT_{fine} PARASOL soit inférieure à celle issue des mesures photométriques. Pour AOT_{fine} le coefficient de corrélation est de 0.58, ce qui peut s'expliquer par des valeurs assez faibles (<0.3). Ceci confirme la contribution majoritaire des grosses particules sur ces 2 sites. L' AOT_{coarse} restituée par PARASOL est très bien corrélée à celle issue des mesures photométriques ($R=0.94$) et légèrement supérieure comme on pouvait s'y attendre en tenant compte des différences de rayons de coupure entre l'inversion photométrique et celle de PARASOL.

La figure 2.12. montre les comparaisons entre l'épaisseur optique du mode fin restituée au-dessus des continents par PARASOL ($AOT_{\text{fp},865}$) et celle issue des mesures photométriques pour les sites de M'Bour, Banizoumbou et Djougou.

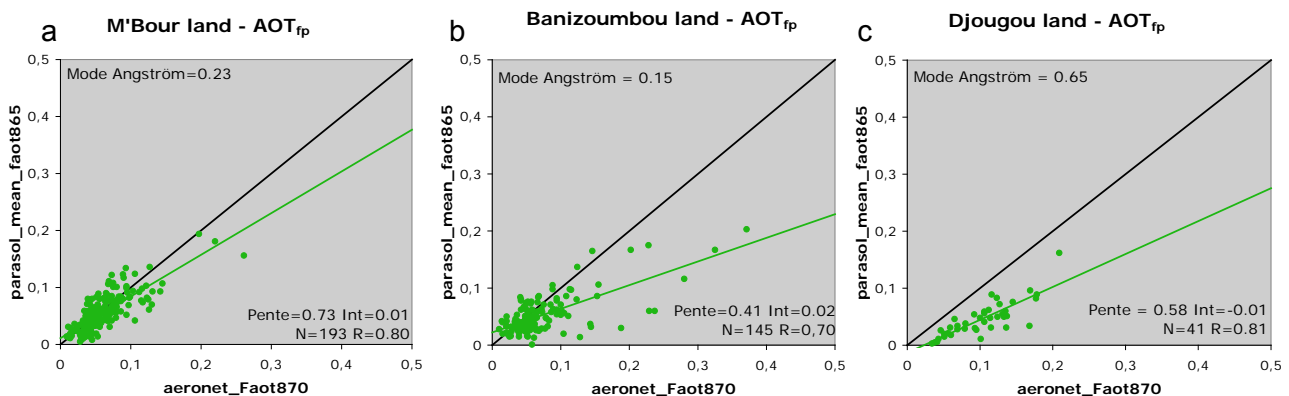


Figure 2.12. Comparaison entre les Epaisseurs Optiques en aérosols du mode fin restituées au-dessus des continents par PARASOL et issues des mesures photométriques pour les sites de M'Bour (a), Banizoumbou (b), et Djougou (c).

Ces comparaisons confirment que l' AOT_{fp} PARASOL est inférieure pour les 3 sites à celle issue des mesures photométriques, ce qui est cohérent avec les différents rayons de coupure ($0.6 \mu\text{m}$ pour le photomètre, autour de $0.3 \mu\text{m}$ pour PARASOL). Pour les 3 sites, les corrélations obtenues sont significatives, même pour celui de Banizoumbou, le plus influencé par les poussières minérales (mode du coefficient d'Angström de 0.15). Pour les deux autres sites, les coefficients de corrélation obtenus sont élevés, de l'ordre de 0.8. Ces

comparaisons confirment les capacités de PARASOL à détecter les plus fines particules au-dessus des terres, même dans la région de l'Afrique de l'Ouest où la contribution des poussières minérales est très significative.

2.2.3. Interprétation des produits de niveau 3 (2005-2009)

La figure 2.13 présente les cartes moyennes saisonnières autour de l'Afrique de l'Ouest pour l'année 2006 de différents produits PARASOL : l'épaisseur optique totale en aérosol au-dessus de l'océan (a), l'épaisseur optique du mode grossier non sphérique au-dessus de l'océan (b), l'épaisseur optique en aérosol du mode fin au-dessus de l'océan (c), l'épaisseur optique du mode fin au-dessus du continent (d).

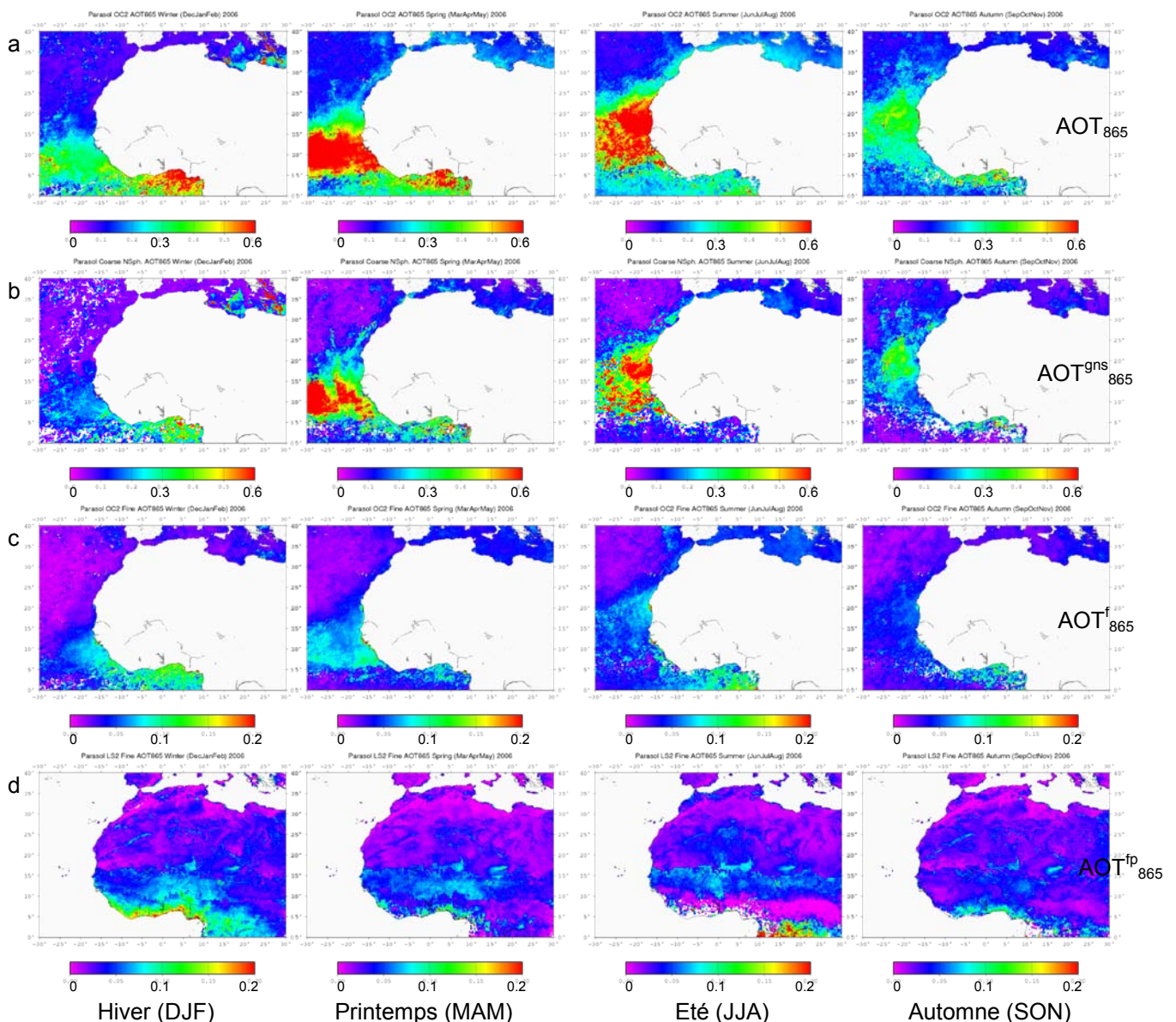


Figure 2.13. Cartes moyennes saisonnières pour l'année 2006 des produits aérosols restitués par PARASOL à 865 nm dans la région de l'Afrique de l'Ouest: (a) épaisseur optique totale au-dessus de l'océan, (b) épaisseur optique du mode grossier non sphérique au-dessus de l'océan, (c) épaisseur optique du mode fin au-dessus de l'océan, (d) épaisseur optique du mode fin au-dessus du continent.

Les cartes d'AOT₈₆₅ PARASOL (figure 2.13.a) mettent en évidence des contenus en aérosol très élevés autour des côtes nord Africaines au printemps et en été, autour de 0.6 en AOT à 865 nm sur une large zone océanique. En hiver et en automne les contenus en aérosol restitués par PARASOL au-dessus de l'Atlantique sont inférieurs à ceux observés au printemps et en été, à l'exception de la zone située autour du Golfe de Guinée en hiver. La figure 2.13.b montre que les AOT élevées observées au printemps et en été correspondent à des particules du mode grossier non sphérique. PARASOL confirme ainsi que les poussières minérales dominent l'aérosol autour de l'Afrique de l'ouest de mars à août, et même tout au long de l'année puisque les cartes d'AOT₈₆₅ (figure 2.13.a) et d'AOT^{gns}₈₆₅ (figure 2.13.b) sont très similaires. Les AOT^f₈₆₅ (figure 2.13.c) et les AOT^{fp}₈₆₅ (figure 2.13.d) présentent des valeurs largement inférieures à celles des AOT^{gns}₈₆₅, ne dépassant pas 0.15, aussi bien au-dessus du continent Nord Africain qu'au-dessus de l'océan Atlantique. Toutefois, on peut noter que PARASOL montre un signal un peu plus intense autour du Golfe de Guinée en hiver (figure 2.13.c et d, 1^{ère} colonne), qui indique la contribution significative de particules plus fines, issues de feux de biomasse. En conclusion, les observations de PARASOL confirment la domination des poussières minérales au-dessus de l'Atlantique nord tropical, et ce tout au long de l'année. D'après les observations de PARASOL pour l'année 2006, les particules plus fines issues de feux de biomasse semblent avoir une influence assez limitée, à la fois dans le temps (l'hiver) et géographiquement (autour du golfe de Guinée).

La figure 2.14. compare les produits de niveau 3 (moyennes mensuelles) restitués par PARASOL aux mesures photométriques sur le site de M'Bour de mars 2005 à juin 2009. La figure 2.14.a montre que l'AOT₈₆₅ PARASOL est bien corrélée à celle mesurée par le photomètre, à l'exception de 3 mois particuliers : (i) juillet 2005 où l'AOT PARASOL est largement supérieure à celle du photomètre mais cette différence peut s'expliquer par un écart-type élevé sur les mesures PARASOL (0.58) autour du site qui traduit une forte hétérogénéité spatiale du panache d'aérosols. (ii) juillet 2007 où l'AOT PARASOL est cette fois bien inférieure à celle mesurée par le photomètre, ce qui peut s'expliquer par une défaillance dans l'acquisition des données PARASOL (seulement 28% de données PARASOL sur ce mois). (iii) octobre 2008 où l'AOT PARASOL est largement supérieure à celle mesurée par le photomètre mais là encore cet écart peut s'expliquer par le peu de mesures photométriques réalisées sur ce mois (seulement 2 jours de données). En dehors de ces trois mois, les variations de l'AOT PARASOL et photométriques à l'échelle mensuelle sont remarquablement similaires, en particulier pour l'année 2006. C'est le cas également des coefficients d'Angström (figure 2.14.b) et des épaisseurs optiques du mode grossier (figure 2.14.d). La comparaison est moins évidente pour les épaisseurs optiques du mode fin (figure 2.14.c) car les niveaux restent faibles (inférieurs à 0.15). Si la variabilité mensuelle

des AOT_f est de ce fait plus difficile à interpréter, les ordres de grandeurs entre les restitutions PARASOL et les mesures photométriques sont toutefois cohérents.

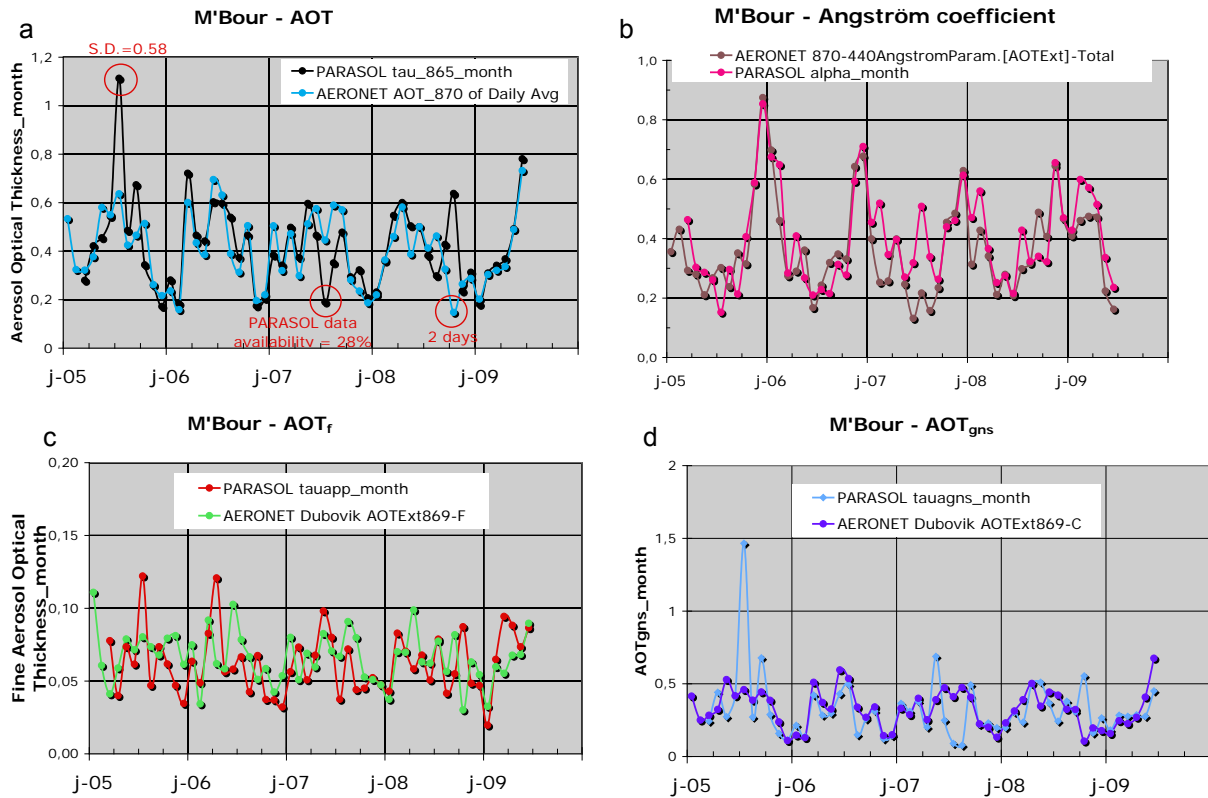


Figure 2.14. Comparaison des produits de niveau 3 PARASOL (moyennes mensuelles) aux mesures photométriques du site de M'Bour (Sénégal) pour la période mars 2005 à juin 2009. (a) Epaisseur optique totale en aérosol à 865 nm, (b) Coefficient d'Angström, (c) Epaisseur optique en aérosol du mode fin à 865 nm, (d) Epaisseur optique en aérosol du mode grossier à 865 nm (non sphérique pour PARASOL). Les produits PARASOL sont extraits sur une zone océanique de $1^\circ \times 1^\circ$ autour du site.

La figure 2.15. présente les cartes moyennes hivernales (DJF) d'AOT PARASOL (à 865 nm) et d'AOT MODIS/AQUA (à 550 nm) pour les 4 dernières années. PARASOL montre que la saison sèche 2006 de la SOP-0 AMMA a été caractérisée par des contenus en aérosols faibles en comparaison à 2007 et, dans une moindre mesure 2008 et 2009. Ces différences interannuelles apparaissent également sur les observations de MODIS/AQUA. Les valeurs d'AOT mesurées par le photomètre de M'Bour confirment que l'hiver 2006 était le plus faiblement chargé en aérosols en comparaison aux 3 années suivantes. La figure 2.16. présente les cartes PARASOL d'épaisseur optique en aérosol du mode grossier non-sphérique et du mode fin pour les mêmes périodes. Les observations de PARASOL montrent que, même en hiver, pour ces quatre années, le contenu en petites particules reste faible devant celui en gros aérosols non-sphériques, sur toute la zone de l'Atlantique oriental. Les AOT du mode fin ne dépassent pas 0.2, alors que celles du mode grossier non sphérique peuvent atteindre 0.6 (à 865 nm), même dans les zones les plus proches de l'équateur. Ces mesures PARASOL suggèrent que l'essentiel de la variabilité interannuelle

des contenus en aérosols hivernaux entre 2006 et 2009 est liée à celles des poussières minérales dont le contenu est à la fois élevé et variable d'une année à l'autre : faible en 2006, et dans une moindre mesure en 2009, bien plus élevé en 2007 et 2008.

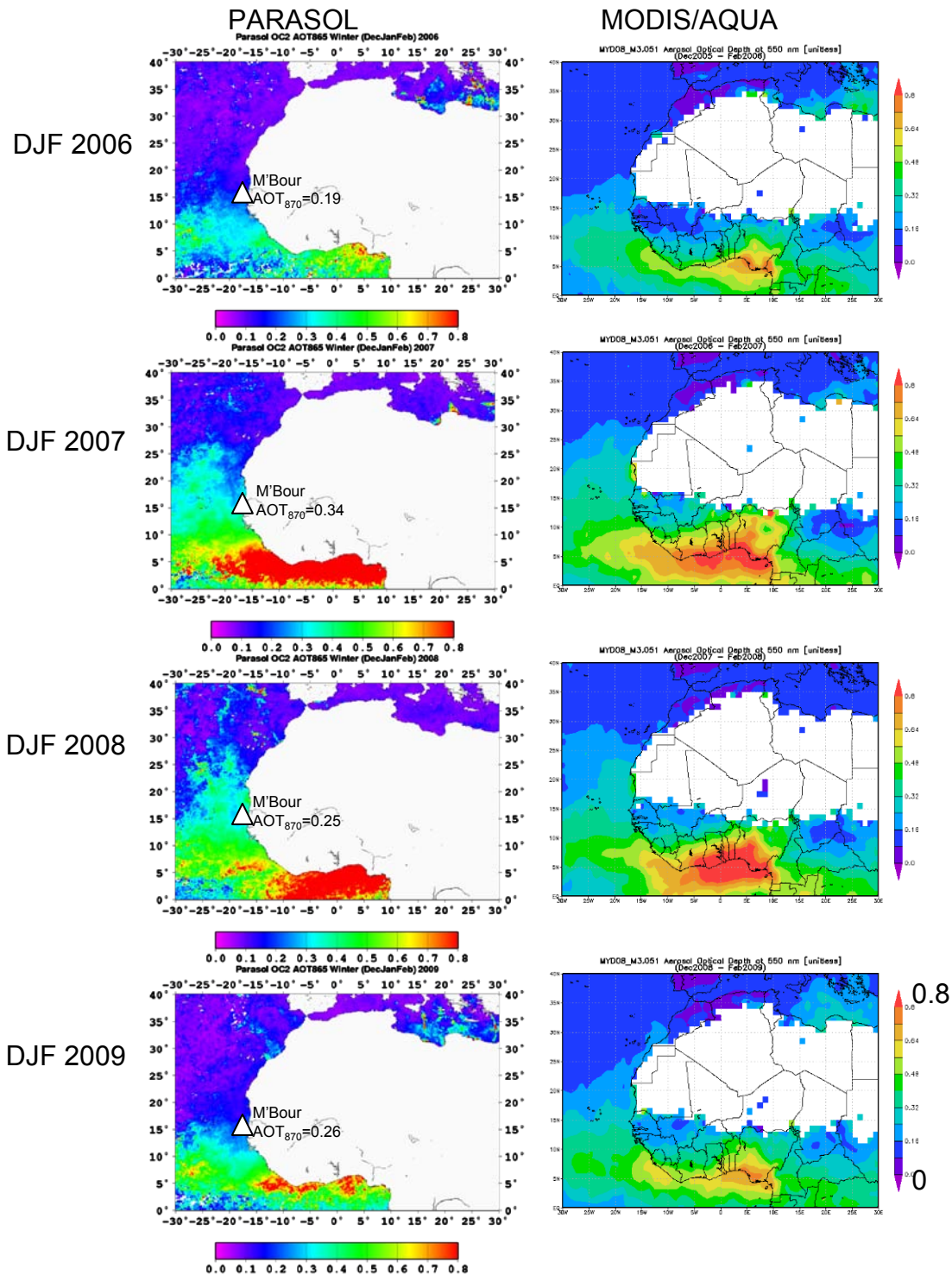


Figure 2.15. Cartes moyennes hivernales (Décembre – Janvier – Février) des épaisseurs optiques totales en aérosol restituées par PARASOL (1^{ère} colonne à 865nm au-dessus des mers) et par MODIS/AQUA (2^{nde} colonne à 550 nm au-dessus des mers et des surfaces continentales non-désertiques) de 2006 (année de la SOP-0 AMMA) à 2009. Sur les cartes PARASOL sont reportées les valeurs moyennes d'AOT à 870 nm mesurées par le photomètre de M'Bour pour chaque période.

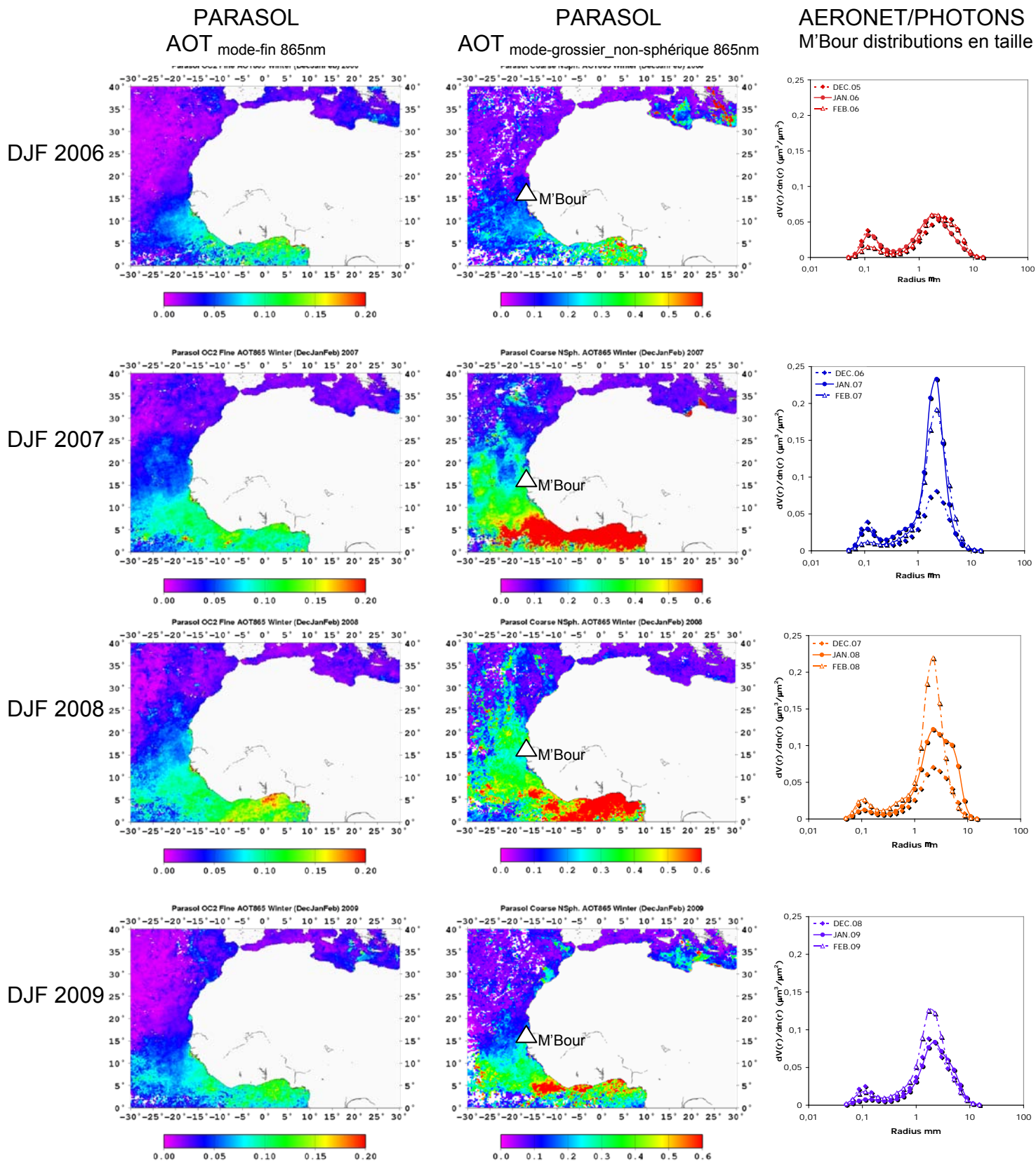


Figure 2.16. Cartes moyennes hivernales (D-J-F) des épaisseurs optiques en aérosol du mode fin (colonne de gauche) et du mode grossier non-sphérique (colonne centrale) à 865 nm, restituées par PARASOL de 2006 à 2009. La colonne de droite reporte les moyennes mensuelles de distributions en taille volumiques mesurées par le photomètre de M'Bour pour chacune des quatre périodes.

Les distributions granulométriques moyennes obtenues à partir des inversions des mesures photométriques de M'Bour reportées figure 2.16. (colonne de droite) sont cohérentes avec les observations de PARASOL : si l'on compare l'hiver 2006 à ceux de 2007 et de 2008, c'est essentiellement la charge en particules du mode grossier qui augmente. En 2009, la charge en aérosols est plus similaire à celle de l'hiver 2006, avec toutefois une contribution des particules du mode grossier un peu plus élevée.

En conclusion les observations du contenu et de la taille des particules issues de PARASOL pour les quatre dernières années suggèrent que :

- (i) Pour les quatre hivers 2006 à 2009, la contribution des particules du mode fin, correspondant aux aérosols de feux de biomasse est assez faible et peu variable d'une année à l'autre.
- (ii) L'influence des poussières minérales est forte dans toute la région de l'Atlantique nord oriental, même en saison sèche, et même dans les zones les plus méridionales, situées à proximité de l'équateur.
- (iii) Les contenus en poussières minérales varient fortement d'un hiver à l'autre et semblent à l'origine de l'essentiel de la variabilité interannuelle observée sur les contenus en aérosol dans la région.

2.3. Les observations d'OMI : contenu et absorption des aérosols

Les travaux présentés dans ce paragraphe ont été menés, pour l'essentiel, dans le cadre de la thèse de Virginie Buchard [Buchard, 2009], dirigée par Colette Brogniez (LOA) et que j'ai co-encadrée.

2.3.1. Les produits aérosols OMI

L'instrument OMI (Ozone Monitoring Instrument) a été lancé en juillet 2004 à bord de la plate-forme AURA (NASA Earth Observing System), qui, tout comme PARASOL, fait partie de l'A-TRAIN. OMI comprend deux spectromètres, l'un effectuant des mesures dans l'UV de 270 nm à 365 nm (résolution de 0.45 nm), l'autre dans le visible de 365 à 500 nm (résolution de 0.63 nm). La fauchée de l'instrument OMI est de 2600 km, permettant une couverture quasiment globale de la Terre et sa résolution spatiale est de 13 x 24 km² au nadir. OMI peut être considéré comme le successeur des instruments TOMS, qui ont fonctionné à bord de différentes plates-formes depuis la fin des années 1970, en particulier Nimbus-7 de 1978 à 1993 et Earth-Probe de 1996 à 2005. TOMS et OMI sont des instruments dédiés à la mesure de la quantité totale d'ozone, mais permettent également des estimations de l'éclairement UV à la surface et des propriétés des aérosols.

La première approche pour retrouver les propriétés des aérosols dans l'UV est apparue à la fin des années 1990 avec l'indice en aérosol (Aerosol Index en anglais ou AI) TOMS [Herman *et al.*, 1997a]. Quelques années plus tard, l'équipe d'Omar Torres au Goddard Space Flight Center (GSFC/NASA) a développé une méthode d'inversion permettant de retrouver l'épaisseur optique en aérosol et l'albédo de diffusion simple à partir des mesures de TOMS [Torres *et al.*, 2002]. Ces produits ont fait l'objet de validation avec les mesures des photomètres du réseau AERONET/PHOTONS sur la période 1996-2000 et pendant la campagne de mesures en Afrique du Sud SAFARI 2000. Les comparaisons effectuées ont montré que les épaisseurs optiques en aérosols issues de TOMS étaient en accord à $\pm 20\%$ avec celles d'AERONET/PHOTONS pour les aérosols non absorbants, et à $\pm 30\%$ pour les aérosols absorbants [Torres *et al.*, 2002 ; Torres *et al.*, 2005]. De plus, Torres *et al.* [2002] précisent que l'accord entre les AOT TOMS et celles issues des mesures photométriques est meilleur pour les AOT relativement élevées (supérieures à 0.2 ou 0.3), et que cet algorithme TOMS est moins performant pour les faibles contenus en aérosols.

L'algorithme « OMAERUV » utilisé pour OMI est basé sur la même méthode d'inversion que celle utilisée pour TOMS : les produits aérosols fournis sont l'AI, l'épaisseur optique en aérosol d'absorption (Absorbing Aerosol Optical Thickness ou AAOT) et d'extinction (AOT) à 388 nm [Torres *et al.*, 2007]. Rappelons simplement que l'AI OMI est

établi pour les longueurs d'onde 354 et 388 nm, et que c'est un paramètre semi-quantitatif, qui fournit une indication de la présence de particules absorbant dans l'UV. L'AI est sensible au contenu en aérosols (épaisseur optique), à l'albédo de diffusion simple (absorption) et aussi à l'altitude de la couche d'aérosol [Torres *et al.*, 1998]. L'AI est positif pour les aérosols absorbants dans l'UV (poussières minérales et particules carbonées), négatif pour les aérosols non-absorbants (sulfates et sels marins), et pratiquement nul en présence de nuages ou en l'absence d'aérosols. Notons que les AOT et AAOT retrouvées par OMI dépendent de l'altitude de la couche d'aérosols considérée dans l'algorithme OMAERUV, surtout dans le cas d'aérosols absorbants. Cette altitude est estimée, soit à partir de climatologies issues de modèles (pour les aérosols désertiques), soit à partir d'hypothèses sur la hauteur du transport (pour les aérosols carbonés). L'intérêt majeur des produits aérosols OMI, est que l'algorithme fonctionne à la fois au-dessus des surfaces océaniques et continentales, qui présentent un albédo de surface faible dans l'UV (même dans le cas des zones arides). Ainsi, contrairement à la plupart des capteurs aérosols, l'information restituée par OMI sur les aérosols est disponible à l'échelle globale. Toutefois, l'influence de l'altitude de la couche d'aérosols et le problème de la contamination nuageuse des pixels OMI constituent des sources d'erreurs potentiellement importantes.

2.3.2. Qualification et analyse de l'Aerosol Index

Dans un premier temps, nous avons choisi six sites Africains du réseau AERONET/PHOTONS pour examiner le degré de corrélation entre les indices en aérosols OMI et les AOT mesurées depuis le sol. Il s'agit de Maine-Soroa et Banizoumbou (au Niger), Agoufou et Cinzana (au Mali), Djougou (au Bénin) et M'Bour (au Sénégal) (voir figure 2.1 pour la situation géographique de ces sites). La figure 2.17. montre la relation obtenue entre l'AI-OMI et les AOT AERONET/PHOTONS pour l'ensemble de ces six sites au cours de l'année 2006. Nous avons sélectionné les AI-OMI strictement positifs (correspondant aux aérosols absorbants) et les mesures photométriques comprises dans une fenêtre de 15 minutes autour du passage d'OMI ont été moyennées.

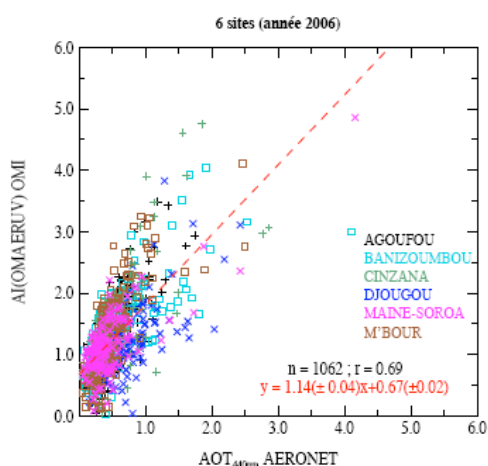


Figure 2.17. Relation entre l'indice en aérosol OMI et l'épaisseur optique en aérosol photométrique à 440 nm pour l'année 2006. La comparaison comprend 6 stations AERONET/PHOTONS en Afrique (Maine-Soroa et Banizoumbou au Niger, Cinzana et Agoufou au Mali, Djougou au Bénin, et M'Bour au Sénégal). D'après Buchard [2009].

La corrélation obtenue entre les AI-OMI et les AOT photométriques (à 440 nm) est significative, avec un coefficient de corrélation de 0.69 pour un total de 1062 points. Toutefois, ce degré de corrélation est plutôt inférieur à ceux observés lors des études menées précédemment avec l'AI-TOMS [Hsu *et al.*, 1999], probablement du fait que nous avons considéré plusieurs sites de comparaison et l'ensemble de l'année 2006. La figure 2.17. montre une dispersion assez importante des points autour de la droite de régression, qui peut traduire l'influence des variations de l'altitude de la couche d'aérosol et/ou de son absorption sur la relation AI-OMI/AOT. Afin d'étudier l'impact de ces deux effets nous avons mené une étude spécifique sur le site de M'Bour (Sénégal) pour lequel nous disposons, en plus des mesures photométriques, des répartitions verticales de l'aérosol mesurées par le LIDAR CIMEL. La figure 2.18. montre la relation AI-OMI/AOT AERONET/PHOTONS (à 440 nm) obtenue cette fois sur le seul site de M'Bour pour l'année 2006.

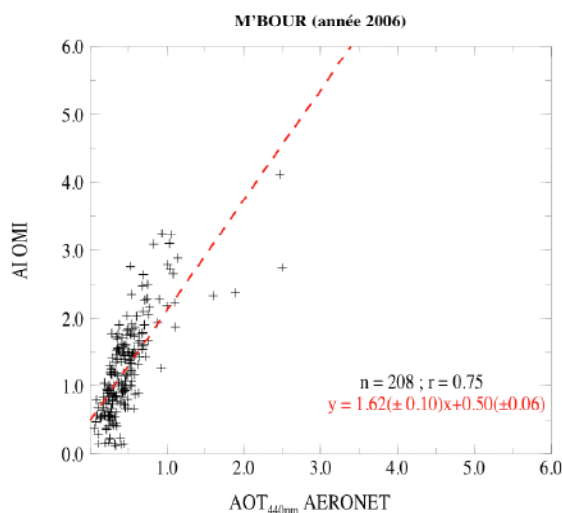


Figure 2.18. Relation en l'indice en aérosol OMI et l'épaisseur optique en aérosol photométrique à 440 nm sur le site de M'Bour (Sénégal) pour l'année 2006. D'après Buchard [2009].

Le coefficient de corrélation obtenu cette fois à M'Bour est légèrement supérieur à celui obtenu précédemment pour les comparaisons effectuées avec les 6 sites photométriques ($R=0.75$ pour 208 points). La figure 2.18. montre également que la dispersion des points autour de la droite de régression reste observable pour le site de M'Bour. A partir de cette relation, nous avons utilisé les profils verticaux des aérosols mesurés par LIDAR ainsi que les propriétés optiques des aérosols issues du photomètre pour examiner les impacts de l'altitude de la couche d'aérosol et de son absorption sur l'AI-OMI.

La figure 2.19. montre les profils verticaux des coefficients d'extinction des aérosols obtenus à partir des mesures du LIDAR de M'Bour moyennés pour chaque saison de l'année 2006. Les profils obtenus confirment les différences d'altitudes de transport des aérosols par

saison mises en évidence par *Léon et al.* [2009] (voir également section 2.1.3). En été, l'altitude moyenne de la couche d'aérosols est plus élevée (aux environs de 3 km) qu'en hiver et en automne (altitude inférieure à 2 km). Au printemps, la situation est intermédiaire avec une couche d'aérosols située entre 2 et 2.5 km d'altitude, et une seconde couche située vers 1 km. Ce transport basse couche correspond aux profils mesurés durant le mois de mars 2006 lors d'un événement de poussières très intense qui a été détecté sur l'ensemble des sites de la région [*Tulet et al.*, 2008 ; *Menut et al.*, 2009]. On remarque que le profil vertical moyen hivernal fait également apparaître 2 couches d'aérosols, l'une autour de 1 km et une seconde vers 2 km. Comme mentionné précédemment, les analyses effectuées pendant la SOP-0 AMMA ont permis de montrer que les poussières minérales en hiver étaient transportées dans les basses couches alors que les aérosols de feux de biomasse se situaient à plus haute altitude [*Derimian et al.*, 2008 ; *Haywood et al.*, 2008].

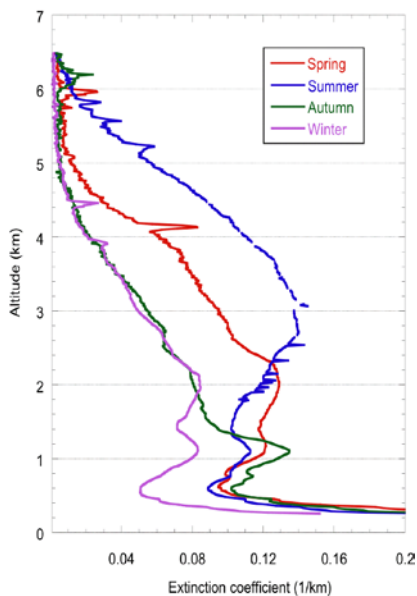


Figure 2.19. Profils verticaux saisonniers des coefficients d'extinction des aérosols à 532 nm déduits des mesures du LIDAR de M'Bour au cours de l'année 2006. Le profil de l'hiver en rose (décembre-janvier-février) représente la moyenne de 25 profils journaliers; celui du printemps en rouge (mars-avril-mai) celle de 66 profils journaliers; celui de l'été en bleu (juin-juillet-août) celle de 46 profils journaliers, et celui de l'automne en vert (septembre-octobre-novembre) celle de 25 profils journaliers.

La figure 2.19. montre donc clairement des changements d'altitude de transport de l'aérosol en fonction de la saison. Connaissant la sensibilité de l'AI-OMI à ce paramètre, nous avons donc examiné si la relation AI-OMI/AOT variait également en fonction de la saison.

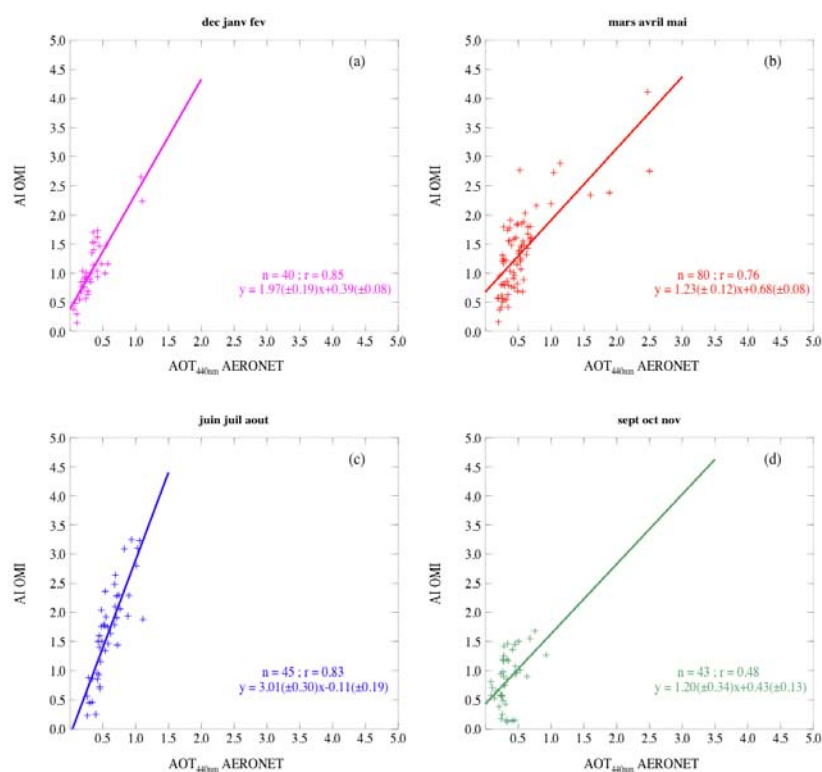


Figure 2.20. Relations entre l'AI-OMI et l'AOT photométrique à 440 nm à M'Bour pour les 4 saisons de l'année 2006. (a) hiver, (b) printemps, (c) été, (d) automne. D'après Buchard [2009].

La figure 2.20. montre les relations obtenues entre l'AI-OMI et l'AOT photométrique à M'Bour pour les 4 saisons de l'année 2006. On remarque d'abord que les coefficients de corrélation obtenus entre l'AI-OMI et l'AOT sont très significatifs en hiver, printemps et été (entre 0.76 et 0.85), mais faibles en automne ($R=0.48$). Concernant les pentes des droites de régression, la plus élevée apparaît en été (de l'ordre de 3). En hiver la pente de la relation entre AI-OMI et AOT est de l'ordre de 2, alors qu'elle est plus faible en automne et au printemps (de l'ordre de 1.2). Cette étude saisonnière montre donc que c'est en été que l'AI-OMI présente la plus grande sensibilité à l'AOT : au vu des profils verticaux mesurés par le lidar en cette saison, il est très probable que cette sensibilité soit liée à l'altitude élevée des poussières minérales transportées en cette saison. En hiver, la valeur relativement élevée de la pente de la relation entre AI-OMI et AOT peut s'expliquer par l'influence du transport des aérosols de feux de biomasse à une altitude supérieure à celle des poussières minérales. En revanche c'est au printemps et en automne que la sensibilité de l'AI-OMI à l'AOT est la plus faible. En automne, la corrélation obtenue entre l'AI-OMI et l'AOT n'étant pas significative, il est difficile de conclure. Cependant, au printemps un examen approfondi des données montre que la situation est plus complexe. En mars, la corrélation entre l'AI-OMI et l'AOT présente une pente de 0.88 ($R=0.82$), alors qu'en avril-mai la pente est plus de deux fois et

de plus élevée (2.38, R=0.83). Comme nous l'avons déjà mentionné précédemment, au cours du mois de mars 2006 c'est le transport des poussières minérales dans les basses couches qui peut expliquer la sensibilité très faible de l'AI-OMI à l'AOT. En revanche, en avril-mai, la sensibilité de l'AI OMI obtenue est cohérente avec un transport des poussières à plus haute altitude, intermédiaire entre la situation d'hiver et la situation d'été.

Nous avons voulu examiner si en plus de l'altitude de la couche d'aérosols, l'influence de la nature de l'aérosol (et en particulier de son absorption) pouvait également expliquer les changements de relation entre l'AI-OMI et l'AOT. Nous avons pour cela analysé les coefficients d'Angström et albédo de diffusion simple des aérosols restitués à partir des mesures photométriques de M'Bour. Ces deux paramètres combinés constituent un bon indicateur nous permettant de distinguer les aérosols de feux de biomasse (fines particules absorbantes donc de coefficients d'Angström élevés et albédos de diffusion simple faibles) des poussières minérales (coefficients d'Angström faibles et albédos de diffusion simple élevés correspondant à des particules de grandes tailles moins absorbantes). Le tableau 2.1. montre les moyennes mensuelles de ces deux paramètres à M'Bour au cours de l'année 2006, ainsi que celles des AOT (à 440 nm).

	janv.	févr.	mars	avril	mai	juin	juillet	août	sept.	oct.	nov.	déc.
n_{obs}	722	938	1710	1491	1244	977	786	589	657	1004	1086	1086
AOT ₄₄₀	0.37	0.23	0.67	0.51	0.45	0.71	0.70	0.46	0.34	0.47	0.29	0.32
$\alpha_{440/670}$	0.68	0.60	0.28	0.30	0.40	0.16	0.26	0.38	0.39	0.33	0.62	0.62
n'_{obs}	16	5	84	132	60	70	36	11	6	19	10	9
ω_{0-440}	0.84	0.84	0.89	0.91	0.90	0.92	0.93	0.94	0.93	0.92	0.87	0.82

Tableau 2.1. Moyennes mensuelles des propriétés des aérosols déduites des mesures photométriques sur le site de M'Bour (Sénégal) pour l'année 2006. n_{obs} et n'_{obs} indiquent le nombre d'observations prises en compte dans le calcul des valeurs moyennes. D'après *Buchard [2009]*.

Le tableau 2.1. confirme que les AOT sont maximales en mars et en juin-juillet et minimales en novembre et février. L'analyse de ce tableau indique que de mars à octobre l'aérosol à M'Bour est dominé par les poussières minérales : le coefficient d'Angström est faible (entre 0.16 et 0.40) et l'albédo de diffusion des aérosols supérieur ou égal à 0.89. En revanche, les mois de novembre à février sont caractérisés par des albédos de diffusion simple inférieurs ou égaux à 0.87 et des coefficients d'Angström supérieurs ou égaux à 0,60. Ces valeurs indiquent l'influence d'aérosols de feux de biomasse à cette période de l'année.

Sur le site de M'Bour, on peut donc distinguer 3 grandes périodes en 2006 :

- (i) de novembre à février, le site est sous la double influence de poussières minérales (transportées dans les basses couches) et d'aérosols de feux de biomasse

(transportés en altitude) ; La sensibilité de l'AI-OMI à l'AOT peut être qualifiée de moyenne (pente de l'ordre de 2).

- (ii) en mars, la station de M'Bour est soumise à un transport de poussières minérales à basse altitude ; la sensibilité de l'AI-OMI à l'AOT est faible (pente de l'ordre de 0.9).
- (iii) enfin, d'avril à octobre la station de M'Bour est toujours sous l'influence unique des poussières minérales, mais cette fois celles-ci sont transportées à plus haute altitude, ce qui augmente la sensibilité de l'AI-OMI à l'AOT (pente de l'ordre de 2.8).

Ces 3 périodes sont illustrées sur la figure 2.21..

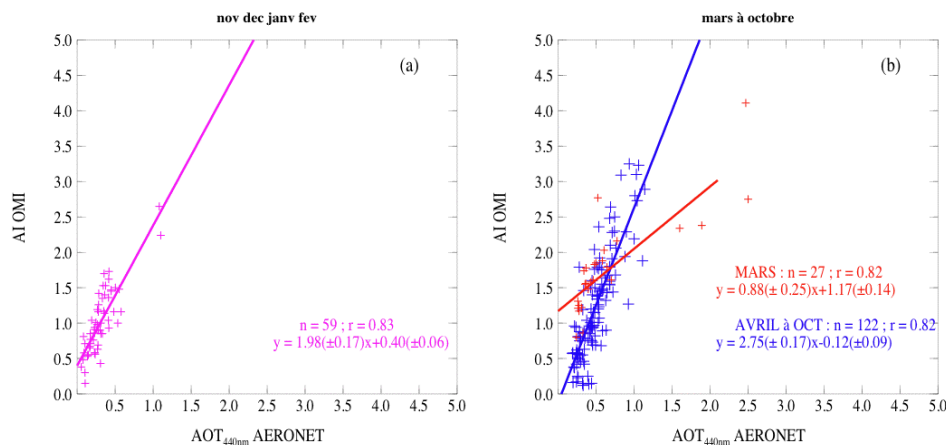


Figure 2.21. Corrélations entre l'AI-OMI et l'AOT AERONET à 440 nm à M'Bour pour 3 périodes de l'année 2006 : novembre à février, mars, et avril à octobre. D'après Buchard [2009].

Cette étude a permis de mieux évaluer le rôle des changements d'altitude de transport des poussières minérales sur la relation entre l'AI-OMI et l'AOT : entre mars et la période avril-octobre la pente de la relation AI/AOT augmente d'un facteur 3 du fait de ce changement d'altitude de transport des poussières désertiques. Entre novembre et février c'est à la fois la composition de l'aérosol qui est modifiée (l'absorption augmente du fait de la présence d'aérosols de feux de biomasse), et son altitude (poussières dans les basses couches et aérosols de feux à une altitude plus élevée). Il est donc difficile de séparer les deux effets, mais dans cette situation particulière la sensibilité de l'AI OMI à l'AOT reste significative et intermédiaire en comparaison aux deux situations précédentes de poussières pures à basse et haute altitude. Notons enfin que dans les trois cas, les AI-OMI et AOT sont bien corrélés ($R \geq 0.82$), la dispersion la plus importante étant observée logiquement en mars, lorsque les poussières sont à basse altitude. Nos résultats confirment donc que l'AI-OMI est un bon indicateur du contenu en aérosols absorbants de l'atmosphère, significativement corrélé à l'AOT, mais dont l'interprétation est compliquée par l'influence forte de l'altitude de la couche d'aérosols, et, dans une moindre mesure, de son absorption.

2.3.3. Validation des épaisseurs optiques et albédos de diffusion simple en aérosols

L'un des intérêts de l'algorithme aérosol OMI est la restitution de l'épaisseur optique en aérosol et de l'albédo de diffusion simple à 388 nm, en particulier au-dessus des surfaces continentales arides et semi-arides du globe.

La figure 2.22. montre la comparaison des AOT-OMI à 388 nm avec celles obtenues à la même longueur d'onde par les photomètres des 6 sites AERONET/PHOTONS d'Afrique de l'Ouest déjà utilisés pour les comparaisons de l'Al-OMI.

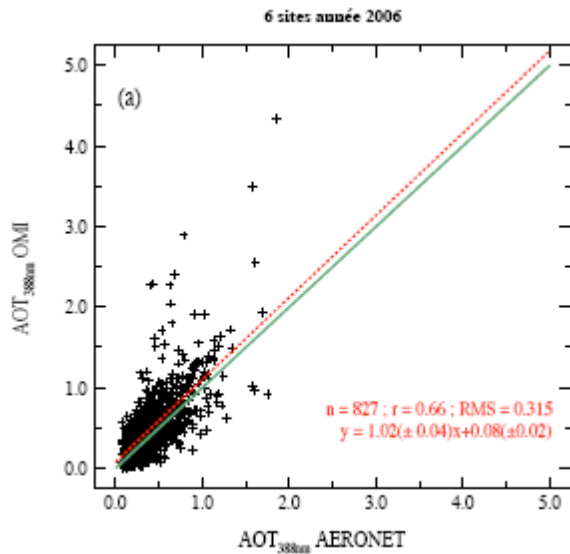


Figure 2.22. Comparaison des AOT-OMI et AERONET-PHOTONS à 388 nm pour l'année 2006 et les six sites Africains de Maine-Soroa, Banizoumbou (Niger), Agoufou, Cinzana (Mali), Djougou (Bénin), et M'Bour (Sénégal). La comparaison concerne les données OMI auxquelles la condition « contamination minimale du pixel par les nuages » a été attribuée. D'après Buchard [2009].

On peut qualifier l'accord obtenu entre les AOT-OMI et les AOT mesurées par les photomètres de moyennement correct: le coefficient de corrélation n'est pas très élevé ($R=0.66$) mais la pente de la droite de régression est proche de l'unité (1.02), et l'ordonnée à l'origine est assez faible (0.08). Toutefois le RMS⁵ est assez élevé (0.32), et on constate une surestimation des AOT-OMI comparées à celles mesurées par le photomètre, ce qui peut traduire des problèmes de contamination nuageuse des pixels OMI. Rappelons que la taille des pixels OMI est importante, au mieux de $13 \times 24 \text{ km}^2$ au nadir, elle peut atteindre $13 \times 128 \text{ km}^2$ à l'extrémité de la fauchée. La mesure photométrique étant bien-sûr ponctuelle, et les panaches d'aérosols plus ou moins homogènes spatialement, cela peut expliquer certaines différences observées entre les AOT mesurées au sol et celles issues des observations OMI.

⁵ Le RMS ou Root Mean Square représente la moyenne de la somme des écarts entre les AOT_{OMI} et les $AOT_{AERONET}$ au carré, et permet d'estimer les différences entre ces deux grandeurs.

A partir des AOT et AAOT restituées par OMI à 388 nm, nous avons calculé les albédos de diffusion simple, SSA (pour Single Scattering Albedo) à 388 nm que nous avons comparé aux moyennes journalières des SSA déduits des mesures photométriques à 440 nm (440 nm étant la plus petite longueur d'onde pour laquelle est calculé un SSA). Notons que cette différence de longueur d'onde entre les albédos de diffusions simple OMI et photométriques peut entraîner des écarts dans les comparaisons.

La figure 2.23. présente la comparaison des albédos de diffusion simple pour l'année 2006 et les six sites photométriques d'Afrique de l'ouest. Le nombre total de points de comparaison (432) est inférieur à celui des comparaisons des AOT (827, voir figure 2.22.), à cause des conditions d'inversion nécessaires pour obtenir ce paramètre à partir des mesures photométriques.

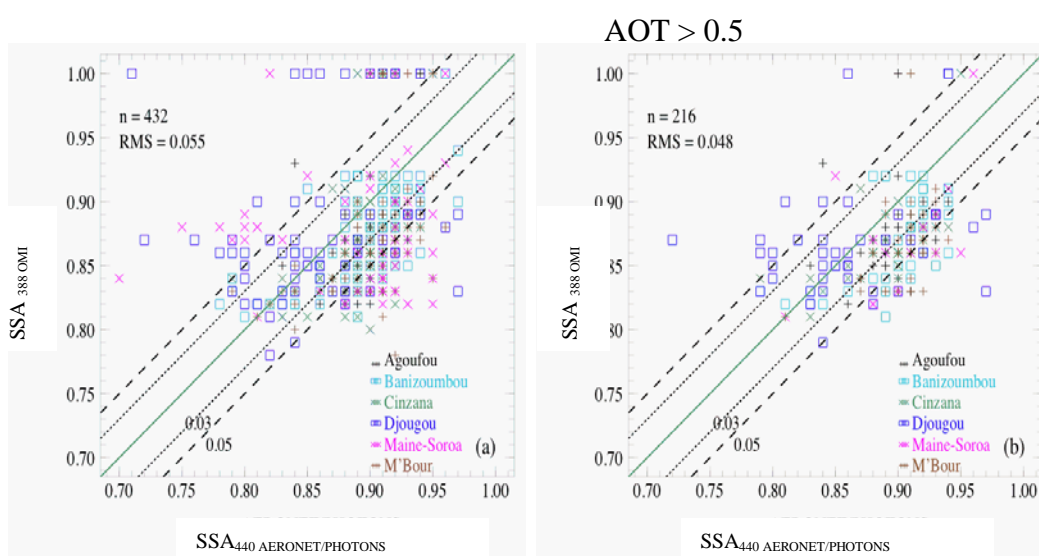


Figure 2.23. Comparaison des albédos de diffusion simple restitués par OMI à 388 nm et par les mesures photométriques à 440 nm au cours de l'année 2006 pour les six sites AMMA d'Afrique (voir figure 2.22.). La droite verte est la première bissectrice, celle en pointillés noirs est située à ± 0.03 , celle en tirets noirs à ± 0.05 de la première bissectrice. Les points associés à chaque site sont représentés par des couleurs différentes. (a) tous points considérés. (b) pour les AOT à 440 nm photométriques supérieures à 0.5. D'après Buchard [2009].

La figure 2.23. montre que l'écart entre les albédos de diffusion simple OMI et photométriques est généralement inférieur à 0.05. Le RMS calculé sur l'ensemble des points est égal à 0.055. En sélectionnant les points de comparaison correspondant à des AOT à 440 nm supérieures à 0,5 (figure 2.23.b), le nombre de points diminue de moitié et le RMS diminue légèrement (de 0.055 à 0.048). Si certains points qui présentaient des désaccords importants ont disparu, l'amélioration reste limitée. Dans l'ensemble les résultats obtenus concernant l'albédo de diffusion simple sont un peu moins satisfaisants que ceux présentés par Torres et al. [2007], qui mettaient en évidence des RMS de l'ordre de 0.03 en comparant les SSA AERONET (à 440 nm) et OMI (à 388 nm) sur 9 sites différents.

La figure 2.24. résume les résultats obtenus concernant l'étude de l'absorption des aérosols cette fois uniquement pour le site de M'Bour, et sur la période des 3 années 2005 à 2007. La figure 2.24.a compare les albédos de diffusion simple restitués par OMI à 388 nm à ceux issus des mesures photométriques à 440 nm. Notons que sur l'ensemble des comparaisons effectuées (264 valeurs), 80% des valeurs présentent un écart inférieur à 0.05. Avec un RMS de l'ordre de 0.04, cette comparaison met en évidence un accord plutôt satisfaisant entre les SSA restitués par OMI à 388nm et ceux issus des mesures photométriques à 440nm.

La figure 2.24.b montre la variation spectrale de l'albédo de diffusion simple à 388 nm (issu d'OMI), et à 440, 670, 875, 1020 nm (dédit des mesures photométriques) par saison. Cette figure met en évidence une plus forte absorption des aérosols en hiver, du fait de l'influence des aérosols de feux de biomasse, en comparaison aux trois autres saisons, où l'aérosol est dominé par les poussières minérales. De plus, on constate une bien plus forte variabilité des SSA l'hiver (voir les écart-types reportés figure 2.24.b), du fait de la plus grande diversité des situations, correspondant soit à un mélange poussières minérales – aérosols de feux, soit à des cas de poussières « pures ».

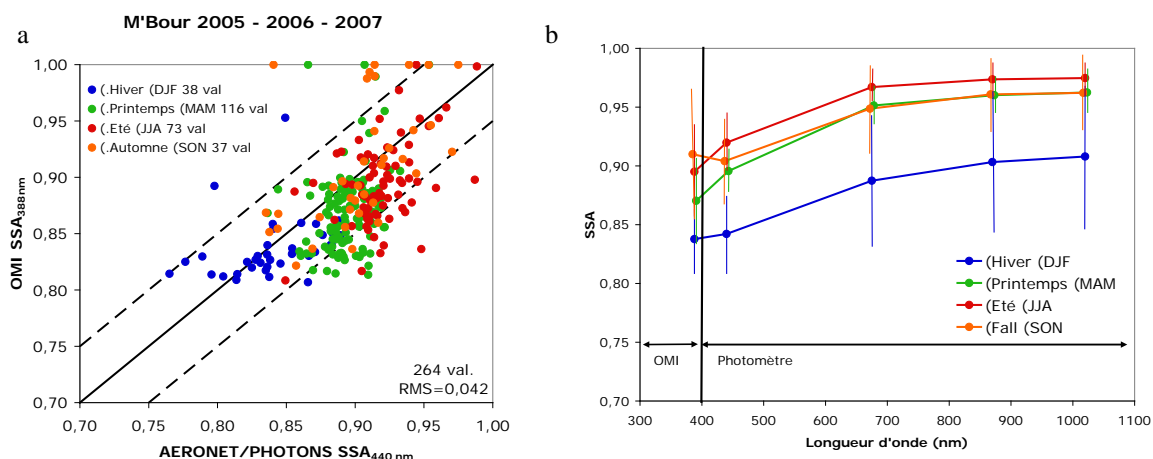


Figure 2.24. (a) Albédos de diffusion simple restitués par OMI à 388 nm en fonction de ceux issus des mesures photométriques à 440 nm à M'Bour de 2005 à 2007. Hiver : décembre-janvier-février, 38 cas; Printemps : mars - avril – mai, 116 cas; Eté : juin – juillet –août, 73 cas ; Automne : septembre - octobre – novembre, 37 cas. (b) Variations spectrales des moyennes saisonnières de l'albédo de diffusion simple des aérosols à M'Bour de 2005 à 2007. Les valeurs à 388 nm sont restituées par OMI celles à 440, 675, 870 et 1020 nm sont déduites des mesures photométriques. Les écart-types sont reportés autour de chaque valeur moyenne de SSA.

La figure 2.25. montre les variations spectrales des moyennes mensuelles de SSA au cours des trois hivers 2005, 2006, et 2007. On constate en effet une grande diversité des propriétés d'absorption de l'aérosol, allant de fortes absorptions à toutes les longueurs d'ondes en décembre 2005 (SSA de l'ordre de 0.78) à des absorptions bien plus faibles et diminuant aux plus grandes longueurs d'onde en janvier-février 2007, caractéristiques des

poussières minérales. Au cours des 3 mois de l'hiver 2006 on constate que l'absorption est intermédiaire, et typique des situations de mélanges d'aérosols.

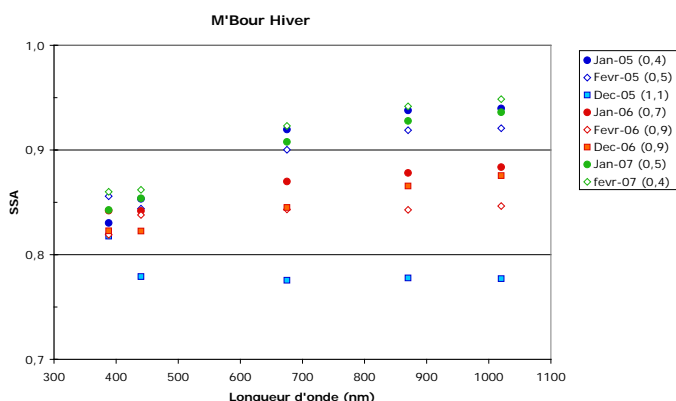


Figure 2.25. Variations spectrales des moyennes mensuelles de l'albédo de diffusion simple à M'Bour au cours des 3 hivers 2005, 2006, 2007. A 388 nm les valeurs sont issues d'OMI, de 440 à 1020 nm d'AERONET. Les coefficients d'Angström moyens sont indiqués entre parenthèses dans la légende.

La figure 2.26. présente les variations des moyennes mensuelles de SSA OMI à 388 nm et photométriques à 440 nm au cours des 3 années 2005 à 2007. Cette figure montre que les SSA issus du satellite OMI et ceux du photomètre présentent des évolutions saisonnières assez similaires au cours de ces 3 années. On note que les SSA OMI sont en général soit du même ordre de grandeur que ceux issus des mesures AERONET, soit inférieurs. En moyenne sur toute la période 2005-2007, les SSA sont de 0.88 à 388nm, et 0.90 à 440 nm. Les valeurs maximales sont observées en été (supérieures ou égales à 0.9), les minimales en hiver (généralement comprise entre 0.80 et 0.85).

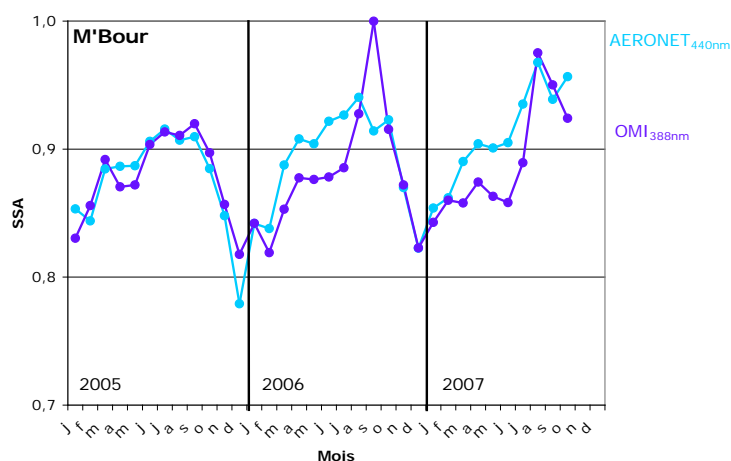


Figure 2.26. Evolutions des moyennes mensuelles de SSA OMI à 388 nm (en violet) et photométriques à 440 nm (en bleu clair) à M'Bour de 2005 à 2007. Le nombre de valeurs par mois varie de 1 (sept. 2006) à 23 (avril 2006), pour un total de 264 points de comparaison.

2.4. Conclusions

Les travaux présentés dans ce chapitre s'appuient sur les mesures sol du site de M'Bour, et les observations de deux capteurs de l'A-TRAIN, PARASOL et OMI. Nous avons plus particulièrement analysé les situations de mélanges d'aérosols de feux de biomasse et poussières minérales pendant la saison sèche de 2006. En complément des mesures photométriques, celles des capteurs satellitaires de l'A-TRAIN ont permis une analyse de la taille des aérosols (PARASOL), et de leur absorption (OMI).

Nous avons pu montrer que les produits de niveau 3 PARASOL (moyennes mensuelles) sur mer sont en bon accord avec les mesures photométriques sur le site de M'Bour sur la période 2005-2009. De plus, les observations de PARASOL tout comme celles de photomètres suggèrent que l'aérosol est dominé par les poussières sahariennes, et que la contribution des particules de feux de biomasse est assez minoritaire, même en hiver. Enfin, les données PARASOL mettent en évidence des contenus globaux en aérosol relativement peu élevés pendant l'hiver 2006 en comparaison aux années suivantes (2007-2009). Il semble que cette variabilité interannuelle soit liée à celle des poussières Sahariennes et non à celle des aérosols de feux, dont les contenus restent faibles et assez constants au cours des hivers 2006-2009.

Les observations d'aérosols d'OMI sont très complémentaires de celles de PARASOL. D'une part, elles sont disponibles à la fois sur mer et sur le continent Africain, y compris au-dessus des régions arides. D'autre part elles fournissent l'albédo de diffusion simple des aérosols dans l'UV. L'algorithme OMI permet notamment de restituer une épaisseur optique en aérosol à 388 nm, qui est en assez bon accord avec les AOT mesurées par les photomètres ($R=0.66$), mais n'atteint pas les niveaux de précision obtenus sur mer, notamment avec PARASOL. Nous avons en particulier analysé conjointement les absorptions restituées par OMI à 388 nm et celles issues des photomètres à 440 nm, sur le site de M'Bour sur une période de 3 années (2005-2007). Nous avons ainsi mis en évidence des différences saisonnières nettes entre l'absorption des aérosols en hiver (maximale, SSA à 388 et 440 nm compris entre 0.8 et 0.85) et l'absorption des aérosols en été (minimale, $SSA_{OMI388} \leq SSA_{Photom440}$, pouvant atteindre des valeurs autour de 0.95). Dans l'ensemble les données d'absorption restituées par OMI sont cohérentes en comparaison à celles estimées à partir des mesures photométriques, du moins dans les conditions rencontrées en Afrique de l'ouest (contenus en aérosols et absorptions élevés).

3. Climatologie et impact des poussières minérales

3.1. Introduction

Les poussières désertiques, émises par les régions arides et semi-arides de la planète, constituent l'une des espèces d'aérosols troposphériques les plus abondantes en terme de concentration massique dans l'atmosphère. Une de leurs caractéristiques importantes est qu'elles peuvent être transportées sur de longues distances, à plusieurs milliers de kilomètres de leurs zones d'émission. Le Sahara et le Sahel sont considérés comme les principales sources de poussières minérales [Prospero et al., 2002 ; Engelstaedter et al., 2006], sans doute responsables d'au moins la moitié des émissions globales [Laurent et al., 2008]. Les poussières minérales ont différents impacts sur l'environnement, qui ont motivé bon nombre des travaux de recherche qui leur ont été consacré ces dernières années. D'abord, il s'agit de mieux comprendre et quantifier leur impact climatique à la fois par effet radiatif direct et indirect [Sokolik et al., 2001 ; Sassen et al., 2003 ; Forster et al., 2007], mais également leur rôle potentiel sur les précipitations [Rosenfeld et al., 2001] et sur la formation des cyclones (dans l'océan Atlantique tropical [Dunion et Velden, 2004 ; Evan et al., 2006a]). Les poussières peuvent, de plus, représenter une source importante d'éléments nutritifs pour la biosphère continentale ou océanique [Jickells et al., 2005], et également avoir des impacts sur la santé des populations comme l'ont suggéré plusieurs études récentes [Griffin et al., 2001; Molesworth et al., 2002 ; Sultan et al., 2005 ; Prospero et al., 2005]. Notons toutefois que, dans bien des cas, l'existence d'un lien direct de causalité entre les poussières et la pathologie reste difficile à établir [Prospero et al., 2008]. Soulignons enfin que, parmi les questions importantes non résolues, les incertitudes demeurent très élevées quant à la détermination de la fraction anthropique des poussières, récemment considérée inférieure à 20% par les experts de l'IPCC [Forster et al., 2007].

J'ai commencé à m'intéresser aux poussières minérales d'origine nord Africaine dès le début des années 1990, dans le cadre de mon stage de DEA [Chiapello, 1992] et de ma thèse au Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques [Chiapello, 1996], dans l'équipe de Gilles Bergametti. Mes recherches portaient alors sur l'analyse des aérosols collectés sur le site des Iles du Cap Vert, situées à 500 km au large de Dakar dans l'Atlantique nord tropical. Je me suis ainsi intéressée au cycle saisonnier des poussières minérales transportées dans cette région, avec en particulier la mise en évidence d'un transport à basse altitude hivernal [Chiapello et al., 1995]. De plus, nous avons utilisé une double approche géochimique et météorologique, pour identifier différentes provenances géographiques au Sahara et au Sahel des poussières collectées aux Iles du Cap Vert sur une période de 3 années (1992-1994) [Chiapello et al., 1997]. Enfin, à partir de notre

ensemble de mesures physico-chimiques et optiques, nous avons pu montrer que les poussières minérales dominaient très largement l'épaisseur optique en aérosol dans cette région [Chiapello et al., 1999a], en comparaison aux autres espèces présentes (sulfates, sels marins, aérosols carbonés). Après ma thèse, j'ai poursuivi mes activités de recherche sur les poussières aux Etats-Unis, dans l'équipe de Joe Prospero à l'Université de Miami. Cette expérience, qui a duré 1 an et demi, m'a permis de disposer d'un jeu de mesures exceptionnel. J'ai eu ainsi accès aux données d'autres stations de suivi des poussières minérales nord Africaines, en particulier aux Iles Canaries et à la Barbade, où les mesures de concentrations de poussières sont effectuées de façon quasi continue depuis la fin des années 1960. De plus, c'est dans le cadre de ce post-doctorat, que Joe Prospero m'a proposé de travailler en collaboration avec le groupe de Jay Herman à la NASA/GSFC (Goddard Space Flight Center) sur la validation et l'interprétation des données satellitaires d'aérosols issues de TOMS/Nimbus 7 (Total Ozone Mapping Spectrometer). Un des points essentiels de cette étude était d'évaluer les capacités de ce tout nouveau produit, l'indice en aérosol TOMS (ou TOMS AI pour Aerosol Index), à détecter les contenus en poussières minérales, aussi bien en zone océanique qu'au-dessus des surfaces continentales. Les comparaisons des données d'AI TOMS à la fois aux concentrations de poussières minérales mesurées sur différents sites de l'Atlantique nord Tropical (Iles du Cap Vert, Canaries, Barbade) et aux mesures photométriques d'épaisseur optique en aérosol effectuées lors de campagnes de terrain au Niger et au Sénégal ont mis en évidence des résultats très encourageants [Chiapello et al., 1999b]. Enfin, lors de mon arrivée au Laboratoire d'Optique Atmosphérique à Lille fin 1997, j'ai souhaité continuer mes activités de recherche sur les poussières minérales nord Africaines. Tout d'abord, en collaboration avec Cyril Moulin (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement) nous avons entrepris de réaliser une climatologie du transport des poussières minérales au-dessus de l'Atlantique sur les années 1980 et 1990 [Chiapello et Moulin, 2002 ; Moulin et Chiapello, 2004]. Nous nous sommes appuyés pour cela sur les observations satellitaires recouvrant de longues périodes de temps : celles des capteurs TOMS dans l'ultra-violet et de METEOSAT dans le visible. A partir de ce jeu de données, nous avons pu mettre en évidence et préciser les rôles respectifs de paramètres météorologiques comme l'Oscillation Nord Atlantique (ONA ou NAO en anglais) et les précipitations en région sahélienne, sur la variabilité interannuelle des contenus en poussières minérales transportés au-dessus de l'Atlantique [Chiapello et al., 2005]. Notre climatologie satellitaire de poussières combinée aux 30 années de mesures de poussières de la Barbade a également mis en évidence la possible influence de la pression humaine au Sahel sur l'évolution à long-terme des contenus en poussières dans cette région [Moulin et Chiapello, 2006]. Cette étude, qui a été étendue à la dernière décennie (2000-2009) sera présentée en section 3.2. Enfin, plus récemment, en collaboration avec Isabelle

Jeanne, alors médecin épidémiologiste au CERMES (Niger), et Nadège Martiny au Centre de Recherches en Climatologie (CRC, Dijon), je me suis intéressée aux liens entre poussières minérales et épidémies de méningite en Afrique de l'Ouest [*Martiny et al.*, 2007]. Ces travaux se poursuivent actuellement dans le cadre du GIS ADCEM (2009-2012, piloté par Béatrice Marticorena au Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques) et seront présentés en section 3.3.

3.2. Variabilité interannuelle des poussières nord Africaines

3.2.1. Réalisation d'une archive « poussières » TOMS/METEOSAT (1979-2000)

Les satellites météorologiques géostationnaires METEOSAT ont été utilisés pour l'étude des poussières Africaines dès le début des années 1990 [*Jankowiak et Tanré*, 1992 ; *Dulac et al.*, 1992], en fournissant des cartes d'épaisseurs optiques en poussières au-dessus des régions océaniques adjacentes à l'Afrique (océan Atlantique et Méditerranée) [*Moulin et al.*, 1997]. *Moulin* [1997] a ainsi utilisé les données du canal VIS à large bande des capteurs de première génération, METEOSAT-2 à -5 pour fournir des cartes journalières d'épaisseurs optiques en poussières sur la période 1983-1994. Cette archive a été étendue par la suite jusqu'à 1997, date de la fin de vie « opérationnelle » du capteur METEOSAT-5 [*Chiapello et Moulin*, 2002]. La précision obtenue sur les épaisseurs optiques en poussières restituées par METEOSAT est de l'ordre de 25%, et cette archive, grâce à sa continuité, est particulièrement bien adaptée à l'étude de l'évolution saisonnière et interannuelle des poussières transportées au-dessus de l'Atlantique et de la Méditerranée.

Parallèlement, à la fin des années 1990, l'équipe de Jay Herman au GSFC (Goddard Space Flight Center) a mis au point une nouvelle technique de télédétection des poussières minérales s'appuyant sur les observations dans l'ultraviolet (UV) du capteur TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer), initialement conçu pour le suivi de l'ozone atmosphérique [*Herman et al.*, 1997a]. Alors que les épaisseurs optiques en poussières restituées par METEOSAT/VIS ne couvraient que les zones océaniques autour de l'Afrique, les indices en aérosol (ou Aerosol Index, AI en anglais) fournis par TOMS ont alors été disponibles à l'échelle globale, aussi bien au-dessus des océans que sur les surfaces continentales. Malgré cette innovation majeure, la « technique » TOMS d'observation des poussières n'a pas été pas sans poser de problèmes : contamination nuageuse due à une résolution spatiale initiale de l'ordre de 50 km, sensibilité de l'AI qui augmente avec l'altitude des poussières (à épaisseur optique constante) [*Torres et al.*, 1998]. Ainsi, l'AI TOMS est en fait un indice semi-quantitatif, et c'est seulement en le combinant aux épaisseurs optiques en poussières restituées par METEOSAT, que nous avons pu développer une climatologie

satellitaire des poussières nord Africaines sur la période 1979-2000. Pour ce faire, nous avons utilisé les produits satellitaires issus de 3 capteurs:

- TOMS/Nimbus 7 (N7) de 1979 à 1992 : Aerosol Index (AI, de résolution spatiale $1^\circ \times 1,25^\circ$) calculé à partir des longueurs d'onde 340 et 380 nm. Disponible à l'échelle globale (océans et continents), 1 image /jour vers midi [*Herman et al.*, 1997a].
- METEOSAT-VIS de 1984 à 1997 (-2 à -5) en format ISCCP-B2 : Epaisseur Optique en Poussières à 550 nm (Dust Optical Thickness ou DOT_{550} , de résolution spatiale dégradée à 30 km). Disponible au-dessus des zones océaniques adjacentes à l'Afrique de l'ouest), 1 image/jour à 12h00 TU [*Moulin et al.*, 1997].
- TOMS/Earth-Probe (E-P) de 1997 à 2000⁶: Aerosol Index (AI, de résolution spatiale $1^\circ \times 1.25^\circ$) calculé à partir des longueurs d'onde 331 et 360 nm. Disponible à l'échelle globale (océans et continents), 1 image /jour vers midi [*Torres et al.*, 2002].

Notre approche a consisté à établir des relations statistiques entre les AI TOMS et les DOT_{550} METEOSAT, basées sur une comparaison pixel par pixel de ces deux produits sur la région de l'Atlantique nord tropical ($15-30^\circ N$, côte- $30^\circ W$). Après avoir projeté les données METEOSAT sur la grille TOMS (1° latitude \times 1.25° longitude), nous avons comparé les données quotidiennes de TOMS/Nimbus 7 sur une période de 3 années (1986-1988) et celles de TOMS/Earth-Probe sur une année (1997) aux épaisseurs optiques en poussières restituées par METEOSAT [*Chiapello et Moulin*, 2002 ; *Moulin et Chiapello*, 2004]. Pour tenir compte de l'impact des variations saisonnières de l'altitude du transport des poussières sur la relation AI/ DOT_{550} , nous avons établi des relations moyennes hivernales (octobre à mars, poussières à basse altitude), et estivales (avril à septembre, poussières à haute altitude), pour chacun des capteurs. Ces relations ont été utilisées pour convertir les TOMS AI en épaisseur optique en poussières à 550 nm (DOT_{550}) :

Hiver (Oct. - Mar.): $DOT_{550}=0,71 \times AI_{TOMS N7} - 0,22$ $DOT_{550}=0,75 \times AI_{TOMSEP} - 0,14$ (avec $AI > 0$)

Été (Avr. - Sep.): $DOT_{550}=0,43 \times AI_{TOMS N7} - 0,28$ $DOT_{550}=0,45 \times AI_{TOMSEP} - 0,01$ (avec $AI > 0$)

Nous avons ainsi pu calculer des TOMS DOT_{550} à partir de l'ensemble des AI journaliers TOMS/Nimbus 7 (1979-1992) et TOMS Earth-Probe (1997-2000), pour la région de l'Atlantique nord tropical et de l'Afrique de l'ouest. Ces TOMS DOT_{550} ont été validés par comparaison aux épaisseurs optiques en aérosol mesurées par des photomètres lors de campagnes de terrain menées en Afrique dans les années 1980 (pour la période Nimbus 7) et par le réseau AERONET-PHOTONS en Afrique de l'Ouest et aux Iles du Cap Vert (pour la période Earth-Probe). La figure 3.1. montre que les résultats obtenus pour l'été ne font pas apparaître de biais important. La corrélation est significative ($R=0.82$ pour 400 points de comparaisons), et si la précision ainsi obtenue sur les épaisseurs optiques en poussières

⁶ A partir de 2001 le capteur, bien que toujours actif, a subi une dérive instrumentale empêchant l'utilisation des données pour le suivi à long-terme des aérosols.

TOMS peut être considérée comme moyenne, elle reste raisonnable compte-tenu de la résolution spatiale du produit satellitaire utilisé (de l'ordre de 1° soit une centaine de kilomètres carré). Ces résultats montrent bien que cette archive satellitaire de poussières est suffisamment cohérente avec les mesures sol pour être utilisée pour l'étude de la variabilité interannuelle des poussières sur l'ensemble des années 1980 et 1990.

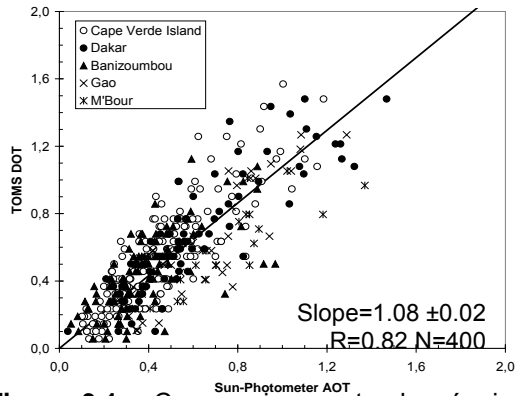


Figure 3.1. Comparaison entre les épaisseurs optiques en poussières estimées à partir des AI TOMS/Nimbus 7 et TOMS/Earth-Probe et celles mesurées par photomètre à 550 nm au printemps et en été (avril-septembre). Cette comparaison inclue les sites AERONET/PHOTONS des Iles du Cap Vert, M'Bour (Sénégal), et Banizoumbou (Niger) pour la période TOMS/Earth-Probe (1997-2000). Pour la période TOMS/Nimbus7 (1979-1992), les mesures photométriques utilisées sont celles de Gao (Mali, 1986-1988) et de M'Bour (Sénégal, printemps 1986-1987). Extrait de *Moulin et Chiappello* [2004].

La figure 3.2. montre l'évolution des épaisseurs optiques en poussières moyennes pour la région de l'Atlantique nord tropical (15-30°N, Côte-30°W) restituées par TOMS/N7 (14 ans 1979-92), MET/VIS (14 ans 1984-97), et TOMS/EP (4 ans 1997-2000) sur l'ensemble de la période 1979 à 2000 (22 ans). Sur les 10 années communes aux différents capteurs (1984-1992 et 1997), on observe généralement un accord très satisfaisant entre les épaisseurs optiques en poussières restituées, ce qui confirme la bonne cohérence de la base de données satellitaires que nous avons utilisée pour construire notre archive « poussières ».

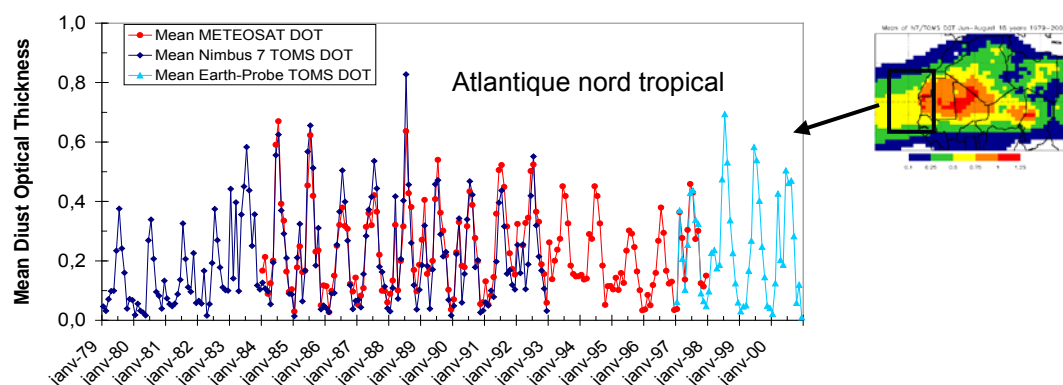


Figure 3.2. Evolution des moyennes mensuelles d'épaisseur optique en poussières satellitaires à 550 nm de 1979 à 2000 en moyenne géographique sur la zone de l'Atlantique nord tropical (15-30°N, Côte-30°W). En bleu foncé sont indiquées les estimations de TOMS/N7 (1979-1992), en bleu ciel celles de TOMS/EP (1997-2000), en rouge les restitutions de METEOSAT/Vis (1984-1997).

Cette archive « poussières » présentée figure 3.2. met en évidence des variations saisonnières et interannuelles fortes des contenus en poussières minérales transportés au-dessus de l'Atlantique nord tropical. Les épaisseurs optiques en poussières les plus élevées sont mesurées en été (le plus souvent en juillet), alors que les valeurs minimales apparaissent généralement en automne et en hiver (souvent en décembre). On peut noter une intensification du transport d'été certaines années, par exemple en 1988 ou en 1998, en comparaison à d'autres, en particulier celles du début de la série de données satellitaires, entre 1979 et 1982, années qui apparaissent clairement pauvres en poussières. Il est également intéressant de remarquer que certaines années se caractérisent par l'apparition d'une seconde période de transport de poussières au cours de l'hiver. L'intensité de ce transport « secondaire » semble extrêmement variable, puisqu'il est parfois pratiquement inexistant (voir par exemple en 1979 ou en 1996), et pour d'autres années d'une intensité qui se rapproche de celle du transport d'été (1990, 2000 par exemple).

3.2.2. Les causes « climatiques » de la variabilité

La figure 3.3. présente les variations interannuelles des contenus en poussières restituées par notre archive satellitaire sur l'Atlantique, pour les deux périodes de transport identifiées précédemment, c'est-à-dire l'hiver (janvier-février-mars, figure 3.3.a) et l'été (juin-juillet-août, figure 3.3.b). La figure 3.3.a confirme que les contenus en poussières varient très fortement en hiver, de plus d'un facteur 4 entre les années les plus riches en poussières (1983, 1989, 1992 caractérisées par des $DOT_{JFM} > 0.20$) et les plus pauvres (1979, 1980, 1999, avec des $DOT_{JFM} < 0.05$). En été, comme le montre la figure 3.3.b, si la variabilité interannuelle des contenus en poussières transportées sur l'Atlantique persiste, elle est plus limitée : entre les années les plus riches en poussières (1985, 1998, DOT_{JJA} de l'ordre de 0.57), et les plus pauvres (1980, 1981, DOT_{JJA} de l'ordre de 0.25), elle est de l'ordre d'un facteur 2. En comparant les figures 3.3.a et 3.3.b, on peut noter que (i) la variabilité interannuelle du transport d'été (maximum en 1985 et 1998) présente des différences avec celle du transport d'hiver (maximum en 1983 et 1989) ; (ii) le début de la période de notre archive satellitaire, c'est-à-dire les années 1979 à 1982, est caractérisé par de très faibles contenus en poussières, et ce en hiver comme en été.

Jusqu'à présent, deux phénomènes météorologiques majeurs ont été identifiés comme exerçant une influence sur la variabilité interannuelle du transport des poussières nord Africaines : l'Oscillation Nord Atlantique (ONA ou NAO pour North Atlantic Oscillation en anglais) [Moulin et al., 1997], et depuis plus longtemps encore, à partir des mesures de concentrations effectuées à la Barbade à partir du milieu des années 1960, la sécheresse au Sahel [Prospero et Nees, 1986 ; Prospero et Lamb, 2003]. Nous avons donc voulu utiliser

notre nouvelle archive satellitaire de poussières, couvrant une période suffisamment longue (22 ans de 1979 à 2000) et une zone géographique étendue (nord-ouest de l'Afrique et océan Atlantique), à la fois pour vérifier et pour préciser les rôles respectifs de ces deux paramètres.

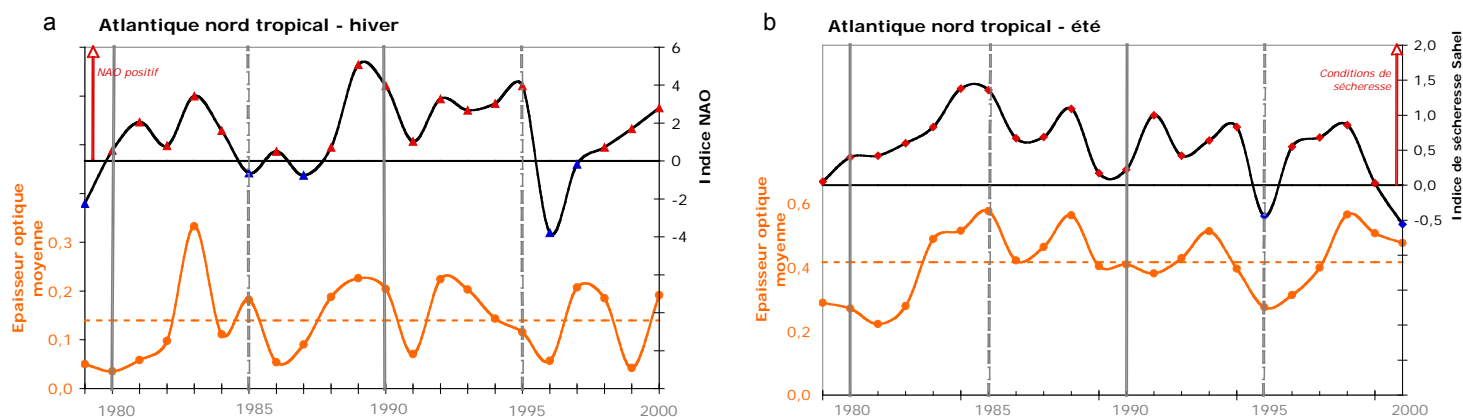


Figure 3.3. Evolution interannuelle de l'épaisseur optique saisonnière en poussières à 550 nm (en orange) déduite de notre archive satellitaire TOMS en moyenne géographique au-dessus de l'Atlantique nord tropical (15-30°N) entre 1979 et 2000 (a) en hiver (janvier-février-mars), (b) en été (juin-juillet-août). Entre 1993 et 1996, les données METEOSAT/VIS sont utilisées pour compléter les données TOMS. La figure 3a reporte les variations interannuelles de l'indice NAO (coefficient de corrélation de 0.52 avec la courbe des poussières), la figure 3b celles de l'indice de sécheresse au Sahel (coefficient de corrélation de 0.44 avec celle des poussières). L'indice NAO utilisé est celui défini par *Hurrell* [1995], mis à jour jusqu'en 2000. L'indice de sécheresse au Sahel est adapté de *L'hôte et al.* [2002] (voir texte). Adapté de *Chiapello et Moulin* [2002], et *Moulin et Chiapello* [2004].

Comme le montre la figure 3.4., l'oscillation nord Atlantique (NAO) est un phénomène météorologique de l'Atlantique nord qui a des impacts déterminants sur le climat de l'Europe de l'ouest, mais dont l'influence s'étend également au nord de l'Afrique et à l'est de l'Amérique du nord. L'indice NAO est calculé chaque année et mesure la différence de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. La NAO est plus importante en hiver et a deux phases, chaque phase étant responsable de conditions atmosphériques distinctes autour de l'Atlantique nord. Les hivers de la phase positive (négative) de la NAO se produisent lorsqu'il y a une forte (faible) différence de pression entre les Açores et l'Islande. La NAO régit ainsi les hivers de l'Europe du Nord qui sont soit humides et chauds, soit froids et secs. A ce jour on ne sait pas vraiment pourquoi la NAO peut être dans une phase positive ou négative. Jusqu'à environ 1900, l'indice NAO a changé presque chaque année, mais depuis le début du 20^{ème} siècle l'indice NAO a été principalement positif, ce qui cause des hivers humides et chauds sur l'Europe du Nord (voir figure 3.4.). Il se peut que ce changement soit simplement dû aux variations naturelles du climat, mais il n'est pas exclu que le NAO soit sensible au réchauffement global dû aux activités humaines.

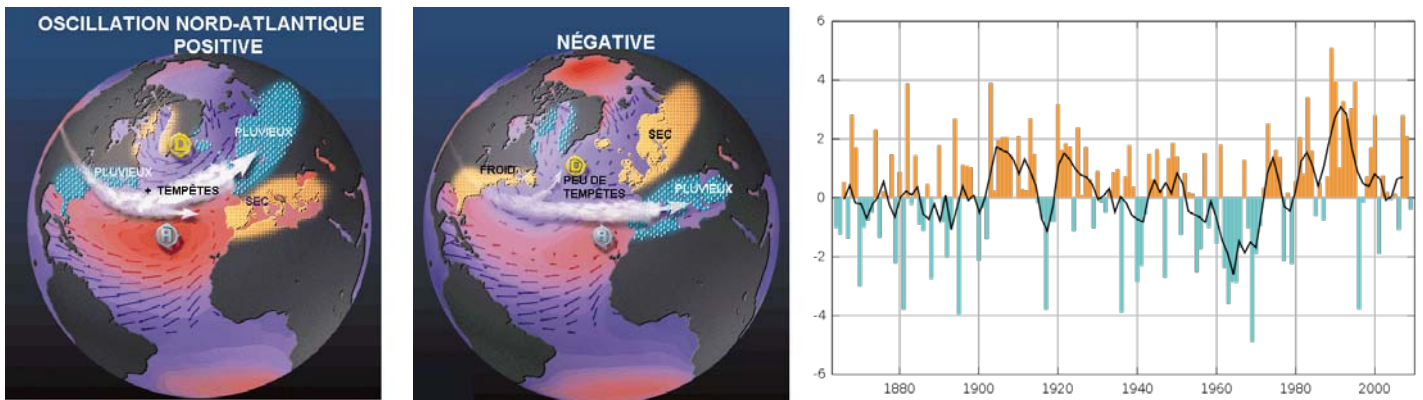


Figure 3.4. Effets de l'anomalie positive et négative de l'Oscillation Nord Atlantique sur la météorologie autour de l'Atlantique nord, et variations annuelles de l'indice NAO de 1860 à 2005. Les phases positives de la NAO apparaissent en orange, les phases négatives en bleu. A la fin du 19^{ème} siècle les variations de l'indice NAO sont fortes d'une année à l'autre. Au 20^{ème} siècle on observe surtout des périodes de plusieurs années où l'indice moyen est plutôt positif (1980-1998 par exemple), et d'autres périodes moins nombreuses où il est plutôt négatif (1955-1974).

L'étude de *Moulin et al.* [1997] a été la première à montrer, en s'appuyant sur 11 années d'observations de poussières de METEOSAT/VIS, que lorsque la NAO est dans une phase positive, le transport des poussières est favorisé sur la Méditerranée et l'Atlantique. La figure 3.3.a montre l'existence d'une corrélation significative entre la NAO et le transport hivernal des poussières sur l'Atlantique tel qu'il est estimé sur 22 années par notre archive satellitaire, avec un coefficient de corrélation entre les TOMS DOT_{JFM} et l'indice NAO de 0.52. En revanche, la corrélation obtenue entre le transport estival des poussières et l'indice NAO n'est pas significative ($R= 0.10$, résultats non montrés). Notre archive satellitaire tend ainsi à confirmer l'influence de la NAO sur le transport des poussières, mais avec un impact se limitant essentiellement à l'hiver. Les phases positives de la NAO, avec les valeurs les plus élevées, induisent généralement un transport de poussières hivernal intense sur l'Atlantique, comme en 1983, 1989, 1990 ou 2000. A l'inverse, les années présentant des indices NAO très négatifs, comme 1979 et 1996 sont caractérisées par une quasi-absence de transport hivernal de poussières sur l'Atlantique. Notons que sur la période présentée figure 3.3., 1979-2000, la NAO est essentiellement dans une phase positive (17 années sur les 22). Il est naturellement probable que la NAO agisse sur le transport des poussières principalement via le renforcement de l'Anticyclone des Açores et des alizés sur la partie orientale de l'Atlantique, ce qui a été confirmé par les travaux de *Riemer et al.* [2006].

Comme nous l'avons déjà indiqué, l'autre paramètre climatique dont l'influence a été mise en évidence sur la variabilité interannuelle du transport des poussières est la sécheresse au Sahel. Il existe différents indices de sécheresse, parmi lesquels ceux définis par *Nicholson* [1993] et *L'Hôte et al.* [2002]. Ces indices sont calculés à partir des mesures de précipitations des stations météorologiques situées en zone Sahélienne (entre 14 et 18°N

en Afrique de l'ouest), où la quasi-totalité des précipitations se produit pendant la saison d'été, entre juin et août. Nous avons pu vérifier que la plupart des indices de précipitation publiés sont dans l'ensemble très comparables, et notre choix s'est porté sur celui de *L'Hôte et al.* [2002], qui recouvrait la totalité de la période de notre archive satellitaire. Comme le montre la figure 3.5., les conditions de sécheresse dominant au Sahel depuis les années 1970, avec deux pics particulièrement sévères dans les années 1970 et dans les années 1980, qui ont eu des conséquences dramatiques, en terme de crise alimentaire pour les populations Sahéliennes. Si dans les années 1990, 2 années humides ont été enregistrées (1994 et 1999), il semble que la sécheresse ait plutôt tendance à se poursuivre, avec toutefois une étendue géographique plus limitée que dans les années 1970 et 1980.

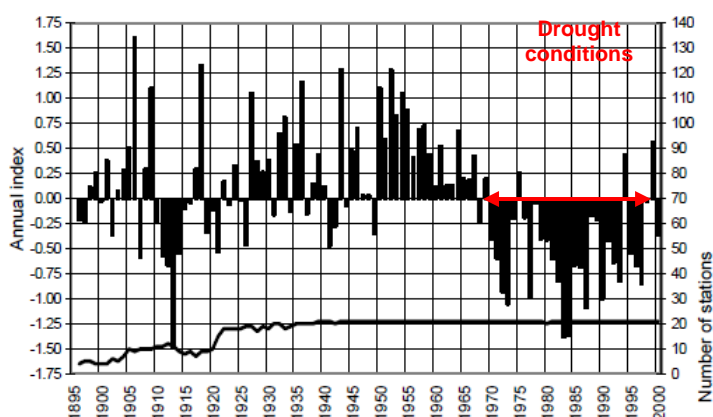


Figure 3.5. Variations de l'indice de précipitations annuelles au Sahel sur la période 1896-2000. D'après *L'hôte et al.* [2002]. On voit apparaître clairement les épisodes de sécheresse sans précédent des années 1970 (1 seule année humide) et 1980 (aucune année humide). Malgré l'arrivée bénéfique de deux années humides des années 1990 (1994 et 1999), certains experts considèrent qu'il s'agit pour le moment d'un signe trop ténu du point de vue statistique pour considérer que la sécheresse était terminée ou en voie de l'être à la fin de l'année 2000 [*L'hôte et al.*, 2003].

Nous avons défini un indice de sécheresse au Sahel pour l'année N comme l'opposé du déficit des précipitations annuelles (de ce fait la sécheresse augmente avec la valeur de notre indice) de l'année précédente (N-1) [*Moulin et Chiapello*, 2004]. La figure 3.3.b met en évidence une corrélation entre le transport estival des poussières sur l'Atlantique, de loin le plus intense, tel qu'il est estimé par notre archive satellitaire TOMS et cet indice de sécheresse au Sahel (N-1). Si le coefficient de corrélation obtenu n'est pas très élevé ($R=0.44$) sur l'ensemble de la période (22 années de 1979 à 2000), il augmente très significativement lorsqu'on se limite aux années 1980 ($R= 0.75$ de 1979 à 1990), les plus marquées par la sécheresse Sahélienne. En revanche, dans les années 1990, le lien entre la variabilité interannuelle des poussières en été et la sécheresse au Sahel apparaît moins prononcé. Notons que notre archive satellitaire de poussières ne met pas en évidence de corrélation entre les poussières et un indice de sécheresse calculé cette fois pour la même année. De même, la corrélation se dégrade si l'on considère l'indice de l'année N-2. Par

ailleurs, si l'on considère maintenant le transport d'hiver, la corrélation obtenue entre les TOMS DOT_{JFM} et l'indice de sécheresse (N-1) est faible que ce soit sur l'ensemble de la période 1979-2000 ($R=0.11$) ou sur les années 1980 (résultats non montrés). Nos résultats suggèrent donc que les précipitations d'été au Sahel vont principalement influencer le transport des poussières pendant l'année qui suit, probablement via des changements de couverture végétale affectant ainsi l'intensité des émissions.

Afin d'obtenir une vision plus complète de l'étendue géographique de l'impact de nos deux indices climatiques, NAO et sécheresse au Sahel, nous avons examiné les corrélations entre la variabilité interannuelle des DOT de notre archive satellitaire TOMS et celle des deux indices, cette fois pour chaque pixel TOMS ($1^\circ \times 1.25^\circ$). La figure 3.6. présente les cartes des résultats obtenus avec les coefficients de corrélation au-dessus de l'Afrique et de l'Atlantique oriental en hiver (a) et en été (b). Ces cartes confirment les résultats obtenus précédemment concernant l'impact de la NAO, dont l'influence sur le transport des poussières est forte en hiver, mais bien plus limitée en été, en particulier au-dessus de l'Atlantique.

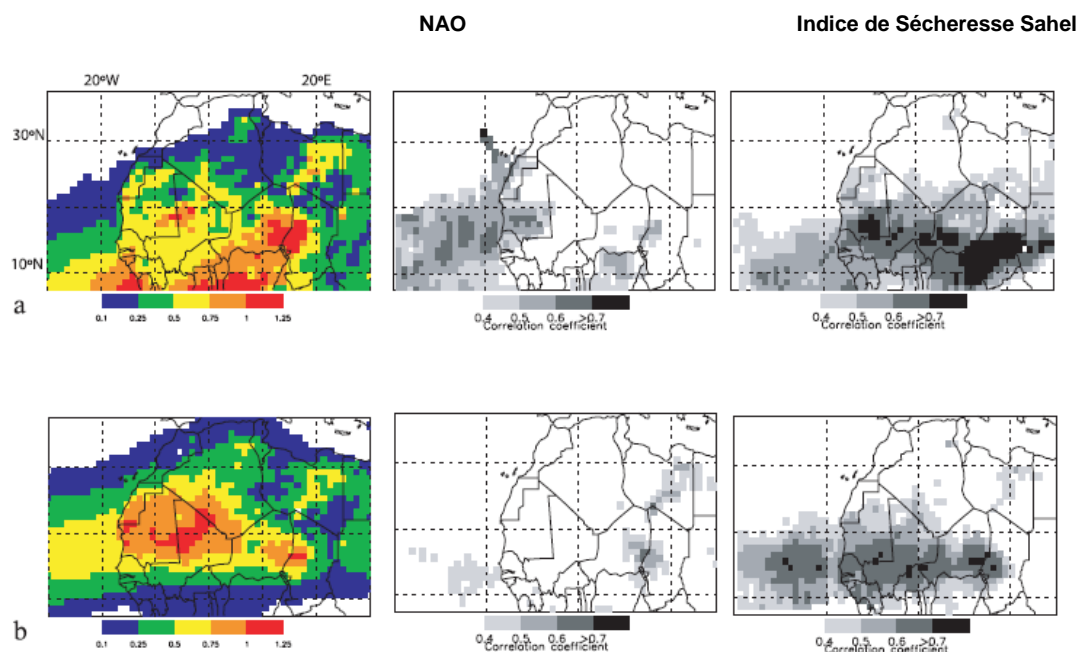


Figure 3.6. Cartes moyennes d'épaisseur optique en poussières restituées par TOMS (18 ans de 1979 à 2000) en hiver (janvier-mars, a) et en été (juin-août, b) et cartes saisonnières associées des coefficients de corrélation obtenus entre la variabilité interannuelle des poussières et celle de l'indice NAO (au milieu), ou de l'indice de sécheresse au Sahel (à droite). Pour les 18 années utilisées, un coefficient de corrélation de 0.5 (respectivement 0.6 et 0.7) correspond à un niveau de signification de 95% (respectivement de 99 et 99.9%). Afin de limiter le bruit lié à la faible précision de TOMS pour les faibles épaisseurs optiques, les corrélations ne sont calculées que pour les points de grille pour lesquels l'épaisseur optique moyenne sur la saison a dépassé 0.25 pour au moins une des 18 années. D'après *Chiapello et al. [2005]*.

En revanche, la figure 3.6. met en évidence une forte influence de la sécheresse au Sahel : d'abord sur le transport des poussières en été ainsi que nous l'avons analysé à partir de la figure 3.3.b, mais également en hiver, sur une zone située en fait au sud de 15°N , qui

n'était pas prise en compte dans la zone d'étude de la figure 3.3. (située au nord de 15°N). Ainsi, en hiver, la NAO agit principalement sur la variabilité interannuelle des poussières transportées au large du Sahara, sur la partie la plus au nord de l'océan Atlantique, alors que la sécheresse au Sahel agit sur la zone de transport des poussières située plus au sud (au sud de 15°N), au large du Sahel. C'est d'ailleurs sur cette zone que le transport hivernal des poussières est le plus intense, ce qui démontre que la sécheresse au Sahel est en fait le phénomène climatique dominant en terme de variabilité interannuelle des poussières transportées vers l'Atlantique. La figure 3.6. montre bien de très fortes corrélations entre la variabilité interannuelle des épaisseurs optiques en poussières TOMS et celle des indices de sécheresse, pour certaines zones géographique au Sahel: notons en particulier, les zones du sud Mauritanie, sud Mali et sud Niger, ainsi que le Tchad. Ces zones ne sont pas nécessairement celles où les contenus en poussières moyens détectés par TOMS sont les plus intenses, mais elles semblent expliquer en grande partie la variabilité interannuelle des poussières. Pour cette raison, on peut considérer que ces régions de la bande sahélienne, très sensibles à la sécheresse, revêtent une importance particulière en terme de climatologie des poussières transportées sur l'Atlantique.

Nous avons voulu vérifier si la variabilité interannuelle des poussières nord Africaines, telle que nous l'avons enregistrée sur les années 1980 et 1990 à partir de notre climatologie satellitaire, est cohérente avec celle que l'on peut déduire des mesures de concentrations de poussières effectuées de façon quasi-continue depuis 1966 à la Barbade. Ces mesures de concentration constituent la plus longue base de données de poussières minérales nord Africaines (et sans doute mondiale), couvrant plus de trois décennies. Mais la station de la Barbade se situe dans les Caraïbes, à plusieurs milliers de kilomètres des sources nord Africaines, aussi sa représentativité à enregistrer la variabilité des poussières à la sortie de l'Afrique doit être évaluée. La figure 3.7. compare la variabilité interannuelle des concentrations de poussières mesurées à la Barbade (depuis 1966) et des épaisseurs optiques en poussières satellitaires au-dessus de l'Atlantique nord tropical (zone 15-30°N, Côte-30°W) (depuis 1979), pour l'hiver (a), l'été (b), et en moyenne annuelle (c). Dans les trois cas, la variabilité interannuelle enregistrée à la Barbade est assez similaire à celle déduite de nos observations satellitaires au-dessus de l'Atlantique à proximité des côtes Africaines. Les corrélations entre les deux séries temporelles varient en fonction de la saison, mais globalement, en moyenne annuelle, les mesures de concentration au sol et les DOT restituées par notre archive satellitaire sont très cohérentes ($R= 0.69$ sur les 22 ans communs aux 2 séries de données), alors que les deux jeux de données sont bien évidemment totalement indépendants. Ceci confirme que la Barbade constitue bien un site très représentatif du transport des poussières depuis l'Afrique, et que celui-ci évolue à l'échelle pluriannuelle de façon assez homogène sur l'ensemble de l'Atlantique nord tropical.

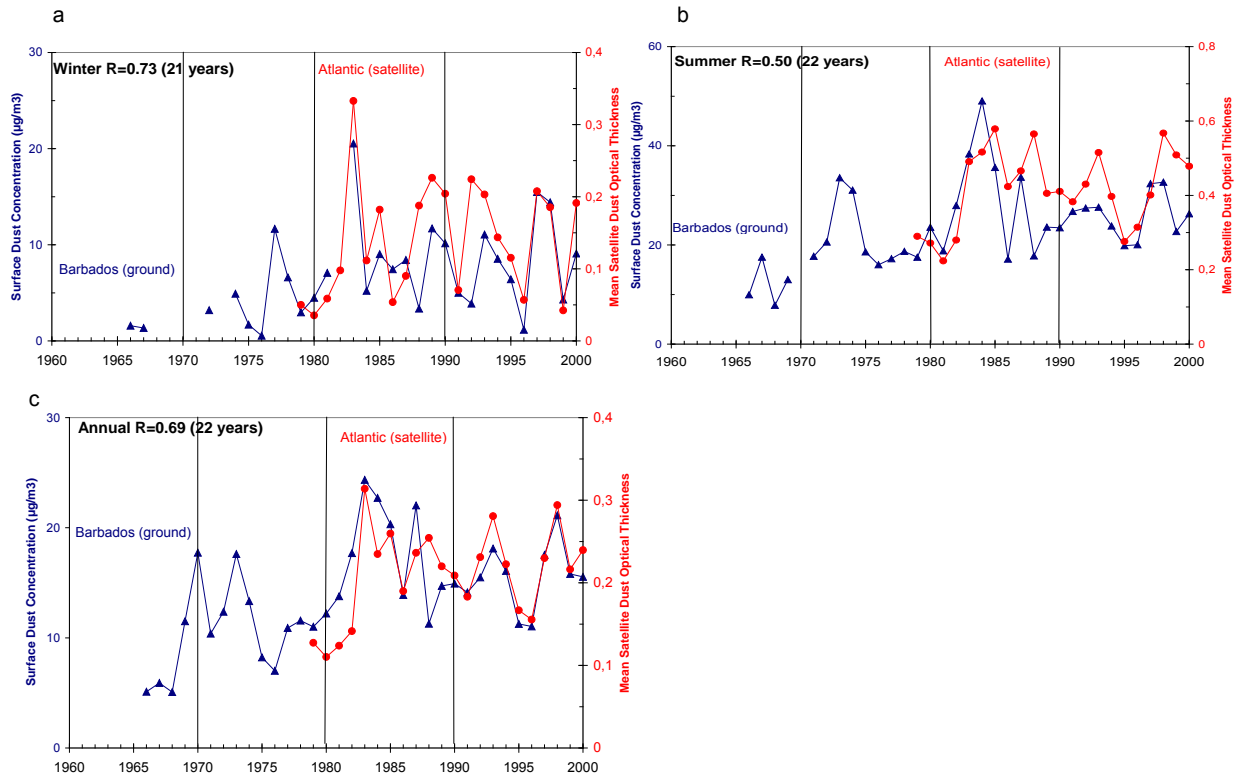


Figure 3.7. Comparaison de la variabilité interannuelle des concentrations de poussières mesurées au sol à la Barbade entre 1966 et 2000 (en bleu) et des épaisseurs optiques en poussières déduites de notre archive satellitaire en moyenne au-dessus de l'Atlantique (15-30°N, Côte-30°W) de 1979 à 2000 (en rouge) a) pour l'hiver (JFM), b) pour l'été (JJA), c) en moyenne annuelle.

3.2.3. Une augmentation résiduelle liée à la pression humaine au Sahel ?

Comme nous l'avons déjà indiqué, l'une des questions clés concernant les poussières minérales est la détermination de leur fraction anthropique, autrement dit celle liée à la pression humaine qui dans certaines régions semi-arides du globe, par exemple au Sahel, est potentiellement très forte. Cette question reste très débattue, notamment chez les modélisateurs [Mahowald et al., 2004 ; Tegen et al., 2004a, 2004b] et il faut reconnaître qu'il semble aujourd'hui encore très difficile d'y apporter une réponse simple et globale [Engelstaedter et al., 2006]. Nous avons donc voulu évaluer si notre climatologie satellitaire, combinée à la série historique de la Barbade, pouvait, pour le moins, apporter quelques éléments de réponse à cette question dans le cas des poussières nord Africaines. Il s'agit en fait de déceler, s'il existe, un signal « anthropique » dans l'évolution à long-terme des contenus en poussières, lié à la forte pression humaine au Sahel.

La figure 3.8. montre que les mesures de concentrations moyennes annuelles de poussières à la Barbade depuis 1966 font apparaître une tendance à l'augmentation en fonction de l'année : pente de $0.27 \mu\text{g m}^{-3}/\text{an}$ et coefficient de corrélation de 0.54. Nous savons maintenant que l'oscillation nord Atlantique et la sécheresse au Sahel expliquent en grande partie la variabilité interannuelle des poussières sur l'Atlantique. Nous avons donc

utilisé une régression bilinéaire sur ces deux indices pour calculer la variabilité interannuelle « théorique » des concentrations estimées à la Barbade, reportée figure 3.8.. On voit que dans l'ensemble ces concentrations estimées reproduisent de façon assez fidèle les mesures, avec toutefois quelques exceptions pour certaines années (comme en 1987 et 1988). On peut aussi remarquer figure 3.8. que les concentrations ainsi estimées sont supérieures aux mesures au début de la série temporelle, c'est-à-dire à la fin des années 60, et au contraire inférieures aux mesures à la fin des années 1990. Si l'on calcule la différence entre ces mesures et les estimations, ce qui revient en fait à corriger les effets du NAO et de la sécheresse, on obtient les concentrations résiduelles reportées au bas de la figure 3.8.. Ces concentrations résiduelles font toujours apparaître une augmentation en fonction du temps (pente = $0.17 \mu\text{g m}^{-3}/\text{an}$, $R= 0.50$), qui n'est cette fois pas imputable aux deux phénomènes climatique principaux, NAO et sécheresse au Sahel. Cette tendance correspond à une augmentation des concentrations de surface de l'ordre de $6 \mu\text{g/m}^3$ sur une période de 35 ans, soit presque un doublement. Si une telle observation ne peut pas faire office de preuve, il semble en tout cas plausible que cette intensification régulière des contenus en poussières depuis la fin des années 1960 puisse être reliée à un phénomène anthropique telle que la pression humaine en région Sahélienne.

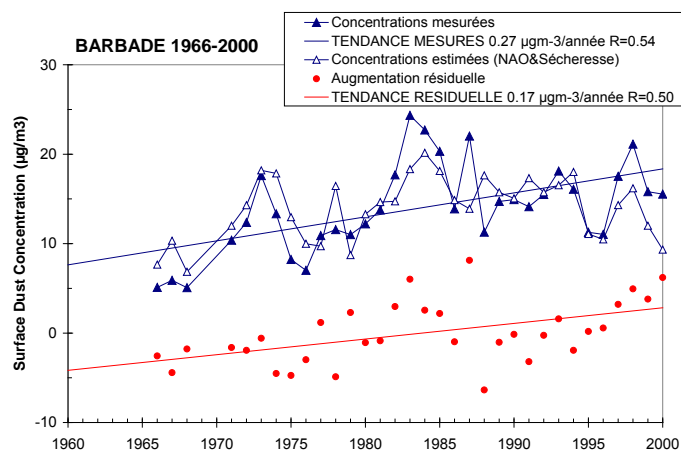


Figure 3.8. Concentrations moyennes annuelles en poussières au sol (ou SDC pour Surface Dust Concentration en $\mu\text{g/m}^3$) mesurées sur le site de la Barbade entre 1966 et 2000 (triangles pleins) et estimées à partir d'une régression bilinéaire sur les indices NAO et de sécheresse au Sahel (triangles ouverts). L'équation utilisée pour estimer les concentrations est : $\text{SDC}_{\text{estimée}} = 6.09 \times \text{Indice}_{\text{Sécheresse Sahel}} + 0.85 \times \text{Indice}_{\text{NAO}} + 10.36$ $R= 0.71$. La régression s'effectue sur les 33 années pour lesquelles on dispose d'au moins 6 mois de mesures (1969 et 1970 n'ont pas été considérées). Les points rouges dans la partie basse du graphique représentent les différences entre les concentrations mesurées et estimées (ou « concentrations résiduelles »). Nous avons reporté les droites de régression correspondant aux concentrations mesurées et aux concentrations résiduelles en fonction de l'année. Les pentes et coefficient de corrélations associés sont indiqués dans la légende. Adapté de *Moulin et Chiapello [2006]*.

Même si les données satellitaires de poussières sont limitées à la période 1979-2000 (moins les années 1993 à 1996, soit 18 ans), une telle augmentation des « niveaux de fond » de poussières devrait être détectable, et de l'ordre de 30%. La démarche utilisée pour analyser les données de la Barbade (présentée figure 3.8.) a donc été appliquée à chaque point de grille TOMS. On a utilisé une régression bilinéaire sur l'indice NAO et l'indice de sécheresse au Sahel pour calculer les épaisseurs optiques en poussières (ou DOT pour Dust Optical Thickness) moyennes annuelles « théoriques », qui ont été comparées à celles directement issues des observations TOMS. Les différences entre les DOT mesurées et ainsi calculées, nous donnent les DOT résiduelles, qui sont en fait corrigées, en terme de variabilité interannuelle, de l'effet de nos deux indices climatiques. On peut alors calculer, toujours pour chaque point de grille TOMS, une régression linéaire de ces DOT résiduelles en fonction de l'année sur la période 1979-2000, et donc la pente et le coefficient de corrélation associés. Pour que cette approche soit valide, nous nous sommes limités aux points pour lesquels le coefficient de corrélation multiple des TOMS DOT mesurés avec les deux indices climatiques (NAO et Sécheresse au Sahel) est supérieur à 0.6, et pour lesquels les DOT en moyenne climatologique (sur toute la période) sont supérieures à 0.1. La figure 3.9. présente les résultats obtenus.

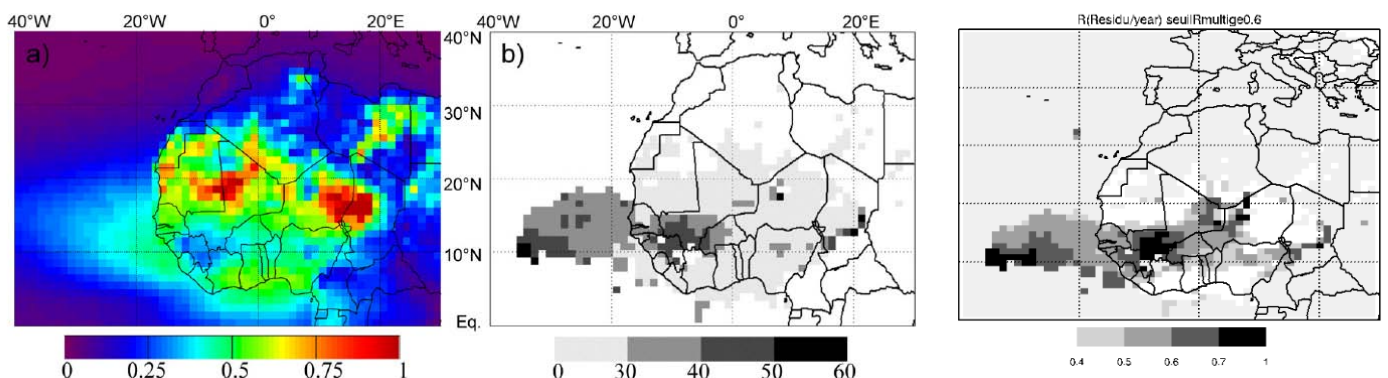


Figure 3.9. a) Carte de moyenne annuelle climatologique (1979-2000) de l'épaisseur optique en poussières TOMS (DOT). Augmentation relative cumulée sur les 22 ans (en %, b) et coefficient de corrélation (c) obtenus sur la régression linéaire des TOMS DOT résiduelles en fonction de l'année. Les TOMS DOT résiduelles correspondent à la différence entre les TOMS DOT mesurées et celles calculées à partir des deux indices NAO et sécheresse au Sahel. Adapté de *Moulin et Chiappello* [2006].

La figure 3.9.c met en évidence des coefficients de corrélation entre les TOMS DOT résiduelles et l'année significatifs ($R > 0.6$) sur une zone géographique couvrant à la fois certaines régions Sahéliennes (sud Mali, est Niger) et l'océan Atlantique, principalement entre 10 et 18°N. Sur ces zones, la figure 3.9.b montre que les augmentations du transport de poussières enregistrées par les TOMS DOT résiduelles entre 1979 et 2000 sont de l'ordre de 30 à 40%.

La climatologie de poussières déduite de notre archive satellitaire tend donc à confirmer les résultats obtenus à la Barbade : indépendamment des impacts de l'oscillation nord Atlantique et de la sécheresse au Sahel sur l'évolution pluriannuelle des poussières, les deux séries de données montrent une tendance à l'augmentation des niveaux de poussières minérales sur l'Atlantique. TOMS montre en plus que cette intensification du transport est associée à une augmentation des contenus mesurés sur certaines régions sahéliennes, comme cela avait déjà été suggéré par *N'Tchayi MBourou et al.* [1997] à partir de mesures de visibilité au Sahel dans les années 1950, 1970 et 1980.

La figure 3.10. compare maintenant la carte des valeurs de pentes absolues obtenues sur la régression des TOMS DOT résiduelles en fonction de l'année avec la carte de dégradation des sols issue de la FAO (Food and Agriculture Organisation), qui localise les zones les plus touchées par la désertification en Afrique. Il s'agit en fait de zones fragilisées par les conditions climatiques dont les sols sont dégradés par l'activité humaine, principalement l'agriculture et l'élevage.

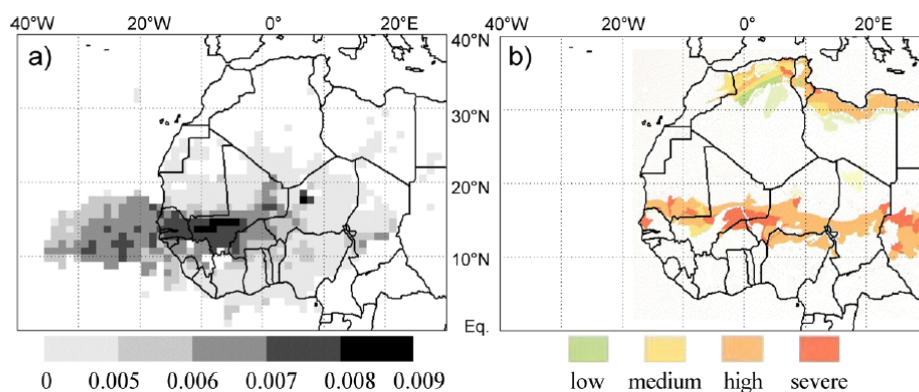


Figure 3.10. a) Carte des valeurs absolues des pentes (en an^{-1}) de la régression linéaire entre les TOMS DOT résiduelles (différences entre les TOMS DOT mesurées et estimées à partir des indices NAO et de sécheresse au Sahel) et l'année (période 1979-2000) et b) Carte des sols les plus fragilisés par l'activité humaine et dégradés par érosion éolienne. D'après *Moulin et Chiapello* [2006].

La figure 3.10.a montre bien que les zones où les quantités de poussières ont le plus augmenté se situent au sud ouest du Mali ainsi que sur une petite région située à l'ouest du Niger. La figure 10b montre que ces zones coïncident géographiquement avec celles où la dégradation des sols est forte à sévère. Autrement dit, les données satellitaires mettent non seulement en évidence une augmentation des niveaux de fond des quantités de poussières sur 2 décennies (années 1980 et 1990), indépendamment de la variabilité interannuelle liée aux impacts de l'Oscillation Nord Atlantique et de la Sécheresse au Sahel. Mais en plus, les zones géographiques en Afrique de l'ouest où l'augmentation mesurée est la plus forte sont situées au Sahel et ont été identifiées par la FAO comme étant particulièrement touchées par la désertification sous la pression anthropique. Il semble donc fort probable que

l'augmentation des niveaux de fond des poussières mesurées sur plus de 3 décennies à la Barbade (1966-2000) et sur 2 décennies en Afrique de l'ouest et au-dessus de l'Atlantique par satellite (années 1980 et 1990) puisse être attribuée à une composante anthropique liée à la dégradation des sols sur certaines zones sahéliennes.

3.2.4. La dernière décennie (2000-2009)

Pour cette dernière décennie, on dispose d'un bien plus large choix de produits satellitaires aérosols (MODIS, MISR, MSG, OMI, POLDER,...) qu'au cours des années 1980 et 1990, pour poursuivre la climatologie des poussières nord Africaines. Pourtant la plupart de ces capteurs utilisent des nouveaux algorithmes, et fournissent des produits de nature différente (en longueur d'onde, en résolution spatiale ou temporelle), ce qui ne facilite pas la connexion entre les deux périodes. De plus, de nombreux capteurs, en particulier ceux de l'A-Train, ne couvrent pas l'ensemble des années 2000, ce qui rend également la tâche plus difficile. C'est le cas par exemple d'OMI et de PARASOL, tous deux lancés en 2004, et de MSG qui a fonctionné à partir de 2004. Citons deux exceptions intéressantes : les données issues de MODIS/Terra qui sont disponibles de février 2000 à aujourd'hui, et celles du capteur AVHRR qui présentent l'avantage de couvrir l'ensemble des trois dernières décennies (années 1980 à aujourd'hui).

Parmi les études les plus récentes portant sur l'évolution pluriannuelle des poussières nord Africaines, certaines font le lien entre les variations des contenus en poussières transportées et celles des températures de surface de l'océan Atlantique nord tropical (« sea surface temperature » ou SST) [*Foltz and McPhaden, 2008 ; Evan et al., 2009*]. D'autres suggèrent l'existence d'un impact (direct ou indirect) de la variabilité des poussières sur celle de l'activité cyclonique au-dessus de l'Atlantique [*Evan et al., 2006a*].

Notons que *Foltz et McPhaden* [2008] combinent les épaisseurs optiques en aérosol TOMS à 380 nm et MODIS/Terra à 550 nm pour montrer une diminution des contenus en poussières transportés en été sur l'Atlantique entre 1980 et 2006. Cette étude suggère que cette diminution serait reliée à une augmentation significative des précipitations en région sahélienne pendant cette même période. Toutefois, ni la qualité, ni la représentativité des données d'épaisseur optique en aérosol TOMS utilisées pour cette étude ne sont évaluées. Aussi une telle diminution demande à être confirmée par d'autres séries de données satellitaires et/ou de mesures sol. L'analyse publiée tout récemment par *Evan et Mukhopadhyay* [2010] est intéressante car elle combine différents types de mesures aux observations satellitaires de poussières (AVHRR principalement) pour reconstruire l'évolution interannuelle des contenus en poussières au-dessus de l'Atlantique nord tropical sur la période 1955-2008, soit 54 années. Cette étude met ainsi en évidence que le

maximum de poussières a été mesuré en 1984, et de façon générale au milieu de la période (début des années 1980), alors que les niveaux les plus bas en poussières apparaissent au début et à la fin des 54 années considérées (années 1950 et 2000). De ce fait, la tendance générale observée est une augmentation des teneurs en poussières sur l'Atlantique de 1955 à 1984 et au contraire une tendance à leur diminution sur les 25 dernières années, de 1984 à 2008.

Afin d'étudier l'évolution des poussières minérales sur l'Atlantique au cours des dix dernières années nous avons choisi de nous appuyer sur deux séries de mesures, qui sont disponibles sur l'ensemble de la période 2000-2009: les mesures photométriques d'épaisseur optique en aérosol aux Iles du Cap Vert (réseau AERONET/PHOTONS) et les épaisseurs optiques en aérosols restituées par MODIS/TERRA⁷ [Remer *et al.*, 2005].

La figure 3.11. montre la variabilité interannuelle des AOT photométriques mesurées au Cap Vert en hiver (a) et en été (b) de 2000 à 2009. Ces mesures mettent d'abord en évidence une assez forte variabilité interannuelle des contenus en aérosols en hiver (facteur 2.7 entre le minimum en 2009 et le maximum en 2000). Cette variabilité hivernale est bien corrélée à l'évolution interannuelle de l'indice NAO ($R=0.72$ sur 9 années), comme cela avait été mis en évidence sur les 2 décennies précédentes avec les données TOMS. En revanche, la figure 3.11.b montre que les mesures d'AOT photométriques en été ne présentent que de très faibles oscillations à l'échelle interannuelle (facteur 1.2 entre le minimum en 2002 et le maximum en 2006). Cette variabilité n'est pas significativement corrélée à l'évolution de l'indice de sécheresse au Sahel, au contraire de ce qui avait été mis en évidence durant les années 1980 et 1990 avec les données TOMS. L'évolution des AOT MODIS/TERRA présentée en figure 3.11.c (pour l'hiver) et 3.11.d (pour l'été) confirme les caractéristiques de la variabilité interannuelle mise en évidence à partir des AOT photométriques du Cap Vert : (i) plus forte variabilité interannuelle des AOT en hiver qu'en été (facteur 1.3 entre le minimum et le maximum) ; (ii) en hiver, corrélation avec l'évolution interannuelle de l'indice NAO ($R=0.70$), alors qu'en été on ne retrouve pas la corrélation avec la sécheresse au Sahel, qui avait été mise en évidence sur les décennies précédentes.

⁷ Les données d'aérosol MODIS sont disponibles sur le site : <http://daac.gsfc.nasa.gov/giovanni/>. Nous avons utilisé les données de MODIS/Terra Version 5 : AOT 550 nm 1° x 1° Atmosphere daily global product.

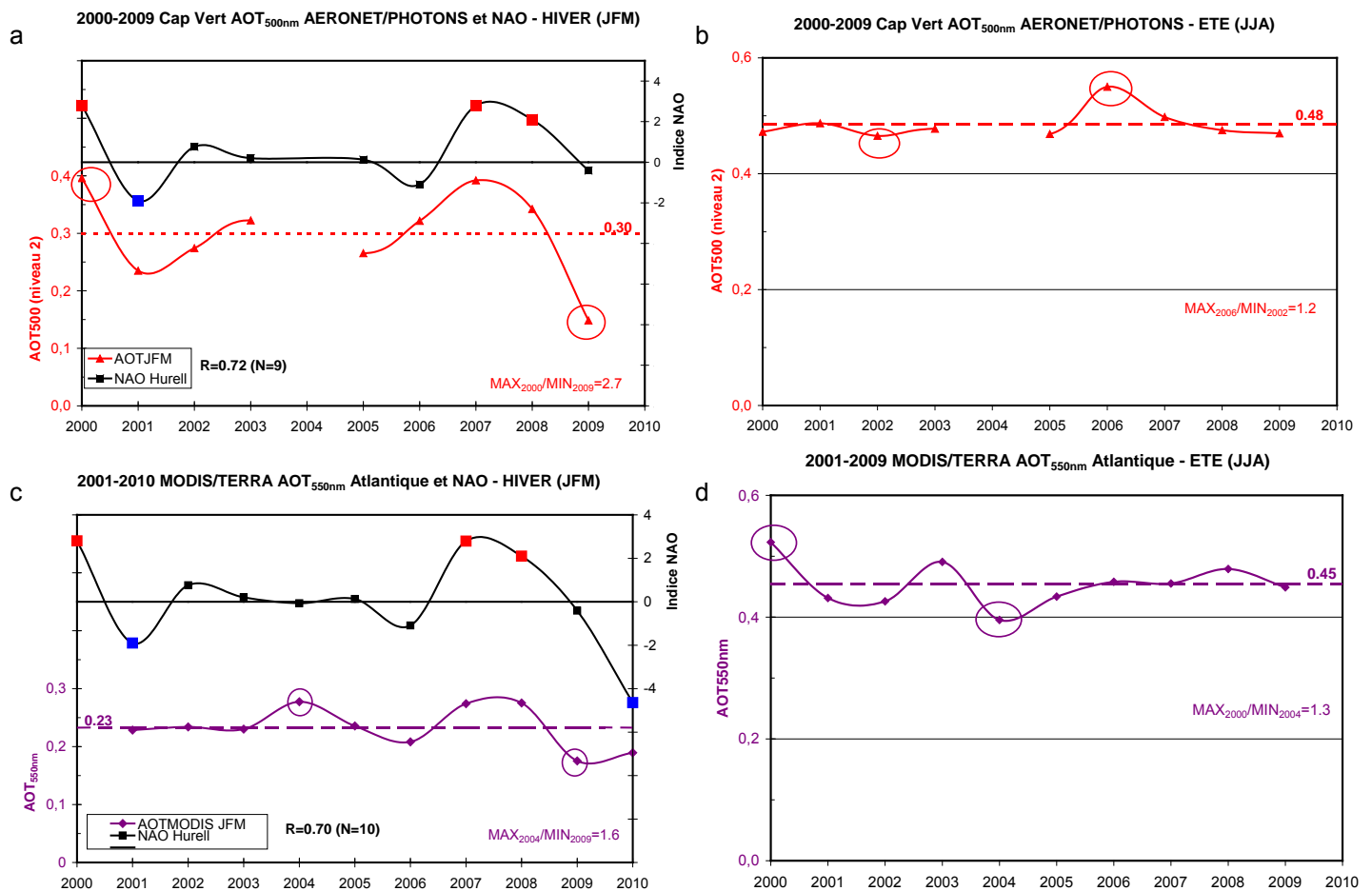


Figure 3.11. Evolution des moyennes d'épaisseur optique en aérosol à 500 nm (niveau 2) mesurées (triangles rouges) par le photomètre du réseau AERONET/PHOTONS aux Iles du Cap Vert de 2000 à 2009 en hiver (Janvier-Février-Mars, a) et en été (Juin-Juillet-Août, b). Evolution des moyennes d'épaisseur optique en aérosol à 550nm restituées par MODIS/TERRA sur la zone Atlantique nord tropical (15-30°N, côte-30°W) c) en hiver, d) en été. Les variations interannuelles de l'indice NAO de Hurrell sont également reportées sur les figure a) et c).

La figure 3.12. présente l'évolution des indices de sécheresse au Sahel sur les 50 dernières années (1960-2010). Sur cette période on voit clairement apparaître les conditions de très forte sécheresse dans les années 1980, dans les années 1970 et, dans une moindre mesure, dans les années 1990. Sur la période 2000-2009, on constate qu'on reste très majoritairement dans des conditions de déficit de précipitations, mais bien moins marquées que sur les trois décennies précédentes. Seule l'année 2002 est caractérisée par un fort déficit de pluviométrie. De plus, deux années « humides » sont enregistrées, 2003 et 2008. Dans l'ensemble, sur la période 2000-2009, les oscillations interannuelles des précipitations au Sahel sont moins marquées que sur la période 1970-2000, ce qui pourrait expliquer, au moins en partie, la relativement faible variabilité interannuelle observée sur les AOT mesurées en été, à la fois par le photomètre des Iles du Cap Vert, et par MODIS/TERRA sur l'Atlantique nord tropical.

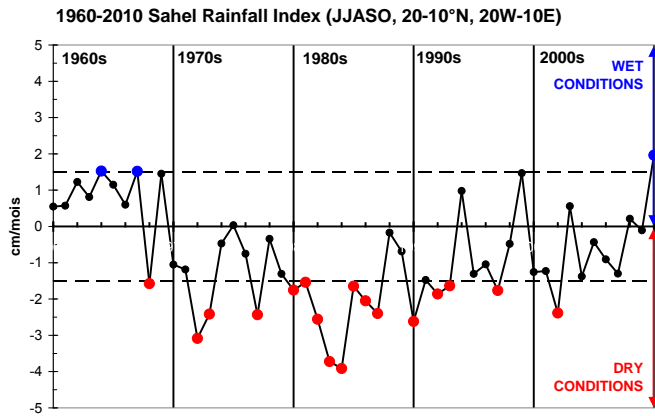


Figure 3.12. Variations des anomalies de précipitations au Sahel (en cm/mois) en moyenne pour Juin-Juillet-Août-Septembre-Octobre (JJASO) sur la période 1960-2010. Les anomalies sont calculées par rapport à la période 1900-2010. Les données sont disponibles sur le site <http://www.jisao.washington.edu>. Sur la période de disponibilité commune (jusqu'en 2000) ces données sont très similaires à celles d'indices de précipitations au Sahel de *L'Hôte et al.* [2002] présentées figure 3.5.

La figure 3.13. montre cette fois l'évolution des moyennes annuelles des épaisseurs optiques mesurées par le photomètre aux Iles du Cap Vert et restituées par MODIS/TERRA sur la période 2000-2009. Les deux séries de données mettent en évidence que les AOT mesurées au Cap Vert sur les 10 dernières années présentent une faible variabilité interannuelle : le maximum des AOT photométriques est mesuré en 2008 ($AOT_{500}=0.375$), le minimum en 2009 ($AOT_{500}=0.313$), ce qui représente un facteur 1.2 de variabilité. Sur les 9 ans d'observations, les AOT photométriques annuelles sont toutes comprises entre 0.3 et 0.4 (moyenne de 0.35). Les moyennes annuelles des AOT MODIS de 2000 à 2009 présentent également une variabilité limitée (facteur 1.3 entre le minimum en 2009 et le maximum en 2000). On peut noter que les deux séries d'AOT, photométriques aux Iles du Cap Vert et MODIS sur l'Atlantique nord tropical sont bien corrélées ($R=0.77$ sur les 9 ans de données communs).

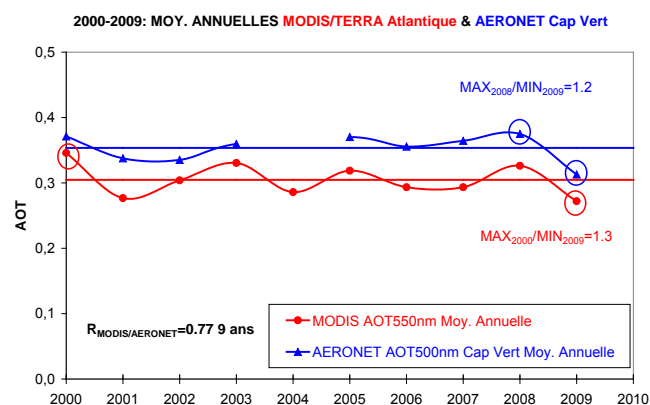


Figure 3.13. Evolution des moyennes annuelles d'épaisseur optique en aérosol à 500 nm (de niveau 2) mesurées par le photomètre du réseau AERONET/PHOTONS aux Iles du Cap Vert (triangles bleus) et des AOT à 550 nm restituées par MODIS/TERRA sur la zone de l'Atlantique nord tropical (points rouges) de 2000 à 2009. Les mesures photométriques de 2004 ne sont pas considérées car l'on dispose seulement de 19% de jours d'observations sur l'année. Pour toutes les autres années, au moins 59% des jours sont disponibles.

Récemment, les données d'épaisseur optique en poussières établies à partir des observations satellitaires AVHRR au-dessus de l'océan (combinées sur la période récente à celles de MODIS/AQUA [Evan et al., 2006b ; Evan and Mukhopadhyay, 2010]) ont été mises à disposition sur la période 1982 – mai 2010. Ces DOT (Dust Optical Thickness) ont été corrigées des aérosols stratosphériques, de la composante marine de l'aérosol, ainsi que de la fraction du mode fin (à partir de MODIS), selon la méthode proposée par Kaufman et al. [2005a]. Les détails et la validation de la base historique d'épaisseur optique en poussières ainsi réalisée au-dessus de l'Atlantique nord tropical (0-30°N, 10-65°W, à 1° de résolution spatiale)⁸ sont présentés dans Evan and Mukhopadhyay [2010].

La figure 3.14. regroupe l'évolution des moyennes annuelles de DOT AVHRR sur l'Atlantique nord tropical (15-30°N, côte Africaine – 30°W) entre 1982 et 2009 (courbe verte, 28 ans), celle des moyennes annuelles de TOMS/METEOSAT DOT sur la même zone géographique de 1979 à 2000 (courbe rouge, 22 ans), et reporte également les moyennes annuelles de concentrations de poussières à la Barbade de 1966 à 2000 (courbe bleue, 33 ans). Comme cela a été établi précédemment, notamment par Evan and Mukhopadhyay [2010], les DOT AVHRR mettent clairement en évidence une tendance nette à la diminution des contenus en poussières depuis 1982 ($R=0.77$, pente de $-0.003/\text{an}$). Les données de la Barbade, qui recouvrent une période différente, les années 1966 à 2000, montrent au contraire, comme cela a été mis en évidence en section 3.2.3., une tendance à l'augmentation des niveaux de concentrations en poussières ($R=0.54$, pente de $+0.27 \mu\text{g.m}^{-3}/\text{an}$). Nous n'avons pas reporté la tendance obtenue sur la climatologie TOMS-Meteosat disponible de 1979 à 2000, car si elle est légèrement positive (pente de $+0.003$), le coefficient de corrélation sur les 22 années reste assez faible ($R=0.38$).

Sur la période commune aux trois jeux de données, les 19 années 1982 à 2000, les données AVHRR sont moyennement bien corrélées aux mesures de concentrations de la Barbade ($R=0.50$) et plutôt mal corrélées aux DOT TOMS-METEOSAT ($R=0.42$). A titre de comparaison, sur cette même période, le coefficient de corrélation obtenu entre les DOT TOMS-METEOSAT et les mesures de poussières à la Barbade est plus élevé ($R=0.63$). La figure 3.14. met en évidence des écarts très significatifs entre les deux jeux de données satellitaires, en particulier pour certaines années (1984, 1991).

Toutefois, l'intérêt principal de cette figure est de fournir une vision d'ensemble de l'évolution des contenus en poussières nord Africaines depuis la fin des années 1960, à partir de trois jeux de données totalement indépendants et disponibles sur plusieurs décennies. Clairement, l'analyse est compliquée par le manque de recouvrement de données sur la période la plus récente (années 2000 pour lesquelles il nous manque les

⁸ Disponible sur le site : <http://trane.evsc.virginia.edu/Data.html>.

concentrations de la Barbade) et sur la plus ancienne (absence de données satellitaires avant les années 1980). La cohérence, que l'on qualifier au mieux de moyenne, entre les données AVHRR et TOMS-METEOSAT ne facilite pas non plus l'interprétation. Malgré ces limitations, il ressort de la figure 3.14. que: (i) les charges en poussières ont augmenté entre la fin des années 1960 et le milieu des années 1980, où elles ont atteint leur maximum ; (ii) dans les années 1990 les contenus en poussières sont restés relativement élevés (oscillations autour de la moyenne); (iii) dans les années 2000 la variabilité interannuelle des contenus en poussières est bien plus faible, et les contenus détectés par AVHRR ont également très nettement diminué (toujours inférieurs à la moyenne). Bien évidemment, comme nous l'avons déjà discuté, cette variabilité est à relier à celle des précipitations au Sahel sur la même période (voir figure 3.12.). Toutefois, la question de la pression humaine au Sahel et de son possible impact sur l'augmentation des poussières dans les années 1980 et 1990, n'apparaît pas dans l'évolution des poussières détectées par AVHRR sur la période 2000-2009. Il reste difficile d'apporter une conclusion définitive sur ce point à partir des seuls jeux de données présentés dans ce manuscrit. D'autres études seront nécessaires pour interpréter totalement le changement dans l'évolution interannuelle des poussières détecté au cours des années 2000, en comparaison aux décennies précédentes. Ce type d'analyse restera de toute façon compliqué par l'absence de données, en particulier photométriques, recouvrant l'ensemble des décennies présentées ici, ainsi que par la difficulté à connecter les observations de poussières issues de différents capteurs, d'ancienne et de nouvelle génération.

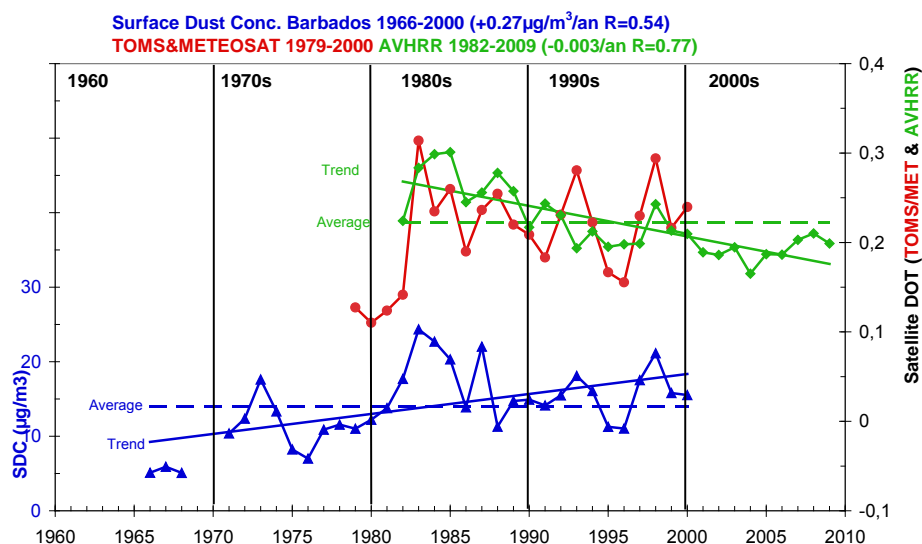


Figure 3.14. Evolution des moyennes annuelles (i) de concentrations en poussières mesurées à la Barbade de 1966 à 2000 (courbe bleue) ; (ii) d'épaisseur optique en poussières TOMS et METEOSAT de 1979 à 2000 (courbe rouge) et (iii) d'épaisseur optique en poussières AVHRR de 1982 à 2009 (courbe verte), en moyenne géographique sur la zone de l'Atlantique nord tropical (15-30°N, côte-30°W). Sont également reportées les valeurs moyennes (en pointillés) et les droites de régression en fonction de l'année (tendances, en traits pleins) pour les DOT AVHRR et les données de la Barbade.

3.3. Etude préliminaire des liens poussières/méningites

3.3.1. Introduction

Plusieurs pays d'Afrique de l'Ouest subissent des épidémies de méningites⁹ saisonnières, qui constituent ainsi l'un des problèmes de santé publique. Rappelons que le programme AMMA (voir chapitre 2) a joué ces dernières années un rôle crucial sur la recherche environnementale et climatique en Afrique de l'Ouest. Une des originalités d'AMMA est de s'intéresser non pas uniquement aux aspects météorologiques, mais également aux impacts (sanitaires, agricoles, ressources en eau,...) des conditions climatiques. Ainsi, l'on sait que de nombreuses maladies infectieuses présentes en Afrique de l'Ouest sont influencées par les conditions climatiques. Il existe par exemple des relations entre le développement des insectes vecteurs de certaines maladies, comme le paludisme, et les conditions de température, d'humidité, de précipitations, et la présence d'eau de surface. Les épisodes de poussières, particulièrement nombreux et intenses en Afrique de l'Ouest, auraient également des effets sur la santé en étant irritant pour les muqueuses. Ces irritations peuvent alors devenir des portes d'entrée pour certaines bactéries. On soupçonne ainsi l'existence d'un lien entre le développement de la méningite et la présence de poussières dans l'atmosphère provenant du Sahara et du Sahel [*Molesworth et al.*, 2002 ; *Thomson et al.*, 2006]. Les épidémies de méningite se produisent en saison sèche, de février à avril, une période où les concentrations de poussières au sol sont généralement élevées. A l'heure actuelle, les recherches dans ce domaine étant récentes, on n'a pas su encore identifier précisément quelle caractéristique de la saison sèche influe majoritairement sur la survenue de la méningite. L'enjeu des travaux présentés dans cette section est bien là : si l'on arrive à établir le lien entre les paramètres climatiques (incluant les poussières) et le moment où apparaît la maladie, on ouvre la voie de la prédiction, particulièrement utile à la lutte et au contrôle de la méningite. La tâche est complexe car de nombreux facteurs se combinent dans ce type de pathologie, à la fois d'ordre démographique (mouvement des populations), socioéconomique (surpopulation des habitations, pauvreté), épidémiologique, et climatique [*Sultan et al.*, 2005 ; *Yaka et al.*, 2008]. Notons que depuis 2009, ces recherches sont financées par le GIS « Climat-Environnement-Société » dans le cadre d'un projet piloté par le LISA (« Impact des Aérosols Désertiques et du Climat sur les Epidémies de Méningites au Sahel »), en étroite collaboration avec Nadège Martiny au CRC (Centre de Recherches Climatiques à Dijon), qui a pris la responsabilité de cette étude au sein d'AMMA.

⁹ La méningite est une inflammation des méninges le plus souvent d'origine infectieuse. On distingue les méningites virales (fréquentes et bénignes), et les méningites bactériennes plus rares et graves.

3.3.2. Caractéristiques de la méningite en Afrique de l'Ouest

D'après l'OMS (Organisation Mondiale de la Santé), en Afrique de l'Ouest (Sénégal, Mali, Burkina Faso et Niger) les épidémies de méningites affectent chaque année entre 25000 et 250 000 personnes pendant la saison sèche, principalement dans la zone latitudinale 10-15°N, appelée ceinture de la méningite (voir figure 3.15). Environ 10% des cas sont mortels, et 10 à 20% des survivants présentent des séquelles neurologiques, dans cette région où l'accès aux soins est difficile. Chez la bactérie *Neisseria Meningitidis* (ou méningocoque)¹⁰, principale cause de méningite en Afrique, on distingue différents sérotypes : le type A prédomine en Afrique, mais l'on peut trouver également les types C, Y et W135 [Broutin et al., 2007]. En Afrique, la prévention et le contrôle des épidémies reposent actuellement sur une détection rapide de la maladie et sur la vaccination de masse de la population à risque, système qui nécessite des interventions réactives, coûteuses et massives. Un nouveau vaccin conjugué contre le groupe A, spécialement conçu pour éliminer les épidémies de méningite en Afrique est en cours d'introduction sur le continent. L'utilisation proactive de ce vaccin devrait empêcher la survenue d'épidémies dues au méningocoque A, même si son introduction dans l'ensemble de la ceinture méningitique (450 millions d'habitants) devrait encore prendre une dizaine d'années.

Les plus fortes épidémies se produisent tous les 8 à 12 ans selon les périodes considérées et les pays [Broutin et al., 2007], l'une des plus dramatiques de tous les temps ayant balayé la ceinture de la méningite en 1996 (environ 200 000 cas). La figure 3.15. montre le nombre de cas de méningites et de décès associés, données collectées par l'OMS de 2004 à 2009, dans différents pays de la ceinture africaine de la méningite. Parmi les 14 pays considérés, nous avons choisi de travailler sur 3 pays : le Burkina Faso, le Niger et le Mali. Ces 3 pays sont affectés par la méningite à différents degrés : plus de 70 000 cas au Burkina Faso, 28 000 au Niger, et 5700 cas au Mali.

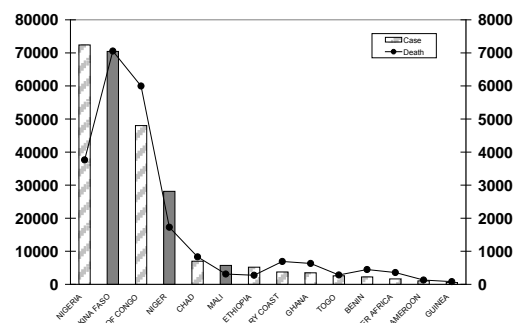


Figure 3.15. A gauche, carte de la ceinture de la Méningite [Yaka et al., 2008], à droite nombre de cas total de méningites à méningocoque et décès associés sur la période 2004-2009 pour 14 pays de la ceinture Africaine de la méningite (données OMS) [Martiny et Chiapello, 2011].

¹⁰ Le méningocoque est une bactérie à transmission interhumaine qui s'effectue par les voies aériennes et ne survit pas longtemps hors de l'organisme (nécessité de proximité immédiate pour la contagion).

En moyenne, le climat dans cette région comprend une saison sèche de décembre à mai, et une saison humide de juin à novembre. La saison sèche est marquée par les vents d'harmattan en provenance du Sahara, chauds et secs, et parfois chargés de poussières minérales. Plusieurs études ont suggéré que ces vents fragilisent les voies respiratoires, diminuent l'immunité du pharynx, et facilitent le passage de la bactérie dans le sang, augmentant ainsi le risque d'épidémie [Molesworth *et al.*, 2002].

Les données que nous utilisons dans le cadre des études poussières/méningites sont celles du nombre de cas de méningites à méningocoques fournies par l'OMS à l'échelle hebdomadaire dans les différents pays de la ceinture de la méningite, disponibles à partir de 2003 [Thomas, 2008]. La figure 3.16. illustre l'évolution annuelle du nombre de cas hebdomadaires sur les 3 pays choisis, et pour l'année 2006. On peut observer que les années ne sont parfois pas complètes (il manque une semaine de relevés ou plusieurs semaines sont regroupées dans un seul bulletin épidémiologique), ce qui peut compliquer l'analyse statistique des données. On peut distinguer toutefois le cycle saisonnier caractéristique de la méningite, avec un démarrage en février, un pic du nombre de cas vers la semaine 13 (fin mars), et une diminution du nombre de cas vers fin avril. On constate enfin que pour cette année 2006, le nombre de cas de méningites au Burkina Faso (de l'ordre de 2000/semaine en période de pic) est largement plus élevé qu'au Mali (maximum autour d'une centaine de cas par semaine), alors que le nombre de cas de méningites au Niger est intermédiaire (maximum d'environ 400 cas /semaine).

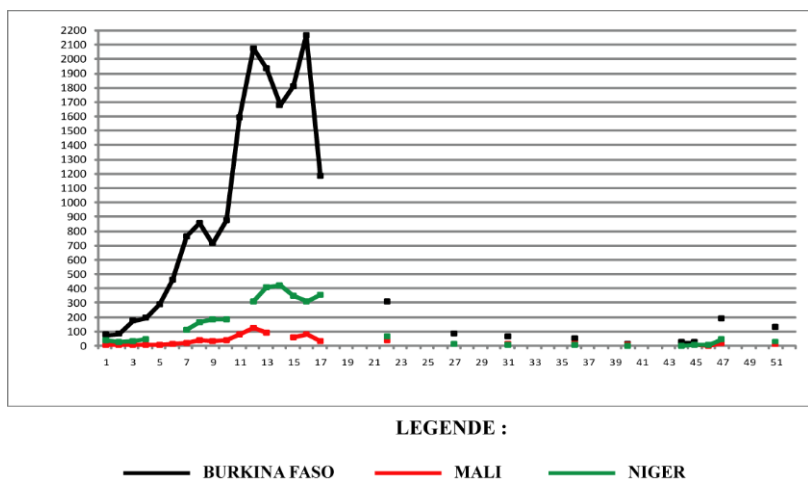


Figure 3.16. Evolution du nombre de cas de méningites par semaine pour l'année 2006 au Burkina Faso, Mali, et Niger. D'après Thomas [2008].

3.3.3. Utilisation des mesures de télédétection des aérosols

L'utilisation de mesures de télédétection des aérosols pour l'étude des liens entre poussières minérales et méningites est une approche qui permet de disposer d'un jeu de données particulièrement intéressant. D'une part les mesures photométriques sont

disponibles de façon assez continue sur différents sites AERONET/PHOTONS d'Afrique de l'Ouest (Niger, Sénégal, Mali, ...) depuis, selon les sites, la fin des années 1990 ou le début des années 2000. D'autre part il est évident que les données satellitaires d'aérosol fournissent une couverture temporelle (quotidienne en général et pour bon nombre de capteurs sur plusieurs années), et géographique (l'ensemble de la région) uniques. Toute la question est d'évaluer comment ce type de mesures, qui restitue au mieux un contenu en aérosol intégré verticalement, reflète les conditions de poussières près de la surface qui nous intéressent dans le contexte du lien avec la méningite. L'analyse des données issues des 3 stations de suivi des concentrations particulaires au sol (PM_{10}) mises en place par le LISA dans le cadre d'AMMA (Sahelian Dust Transect, depuis 2006) à Banizoumbou (Niger), Cinzana (Mali) et M'Bour (Sénégal) [Marticorena *et al.*, 2010] devrait apporter des solides éléments de réponse. En effet, ces 3 stations sont intégrées au réseau AERONET/PHOTONS et donc également équipées d'un photomètre mesurant l'épaisseur optique en aérosol. Ainsi, dans le cadre du GIS ADCEM, une étudiante en post-doctorat au LISA (Houda Yahi) va utiliser une approche basée sur la classification des types de temps pour établir de façon statistiquement robuste, les liens entre concentrations en particules au sol et contenu intégré verticalement mesuré par photométrie ou issu d'observations satellitaires. Cette approche a déjà été utilisée avec succès dans la région Lilloise, pour retrouver la concentration particulaire à partir de mesures photométriques et satellitaires [Yahi *et al.*, 2011].

Concernant les données satellitaires utilisables pour la détection des poussières minérales au-dessus du continent Africain, nous avons pour le moment choisi de tester l'indice en aérosol issu du capteur OMI, en opération sur AURA depuis 2004 [Torres *et al.*, 2007]. Comme le montre la figure 3.17., les résultats obtenus à l'échelle hebdomadaire par comparaison de cet indice en aérosol OMI aux épaisseurs optiques en aérosols issues des mesures photométriques pour l'année 2006 sur différents sites d'Afrique de l'Ouest sont plutôt encourageants. Globalement, les 2 séries de données co-varient, même si on note dans certains cas des différences d'intensités significatives entre les pics d'AOT photométriques et ceux d'AI OMI, par exemple en été (semaines 22 à 24 à Ouagadougou). En saison sèche, qui nous intéresse dans le contexte de la méningite, il arrive que les pics d'AOT CIMEL soient moins bien détectés par l'AI OMI (semaine 10 à Agoufou, Cinzana et Banizoumbou), ce qui peut indiquer la présence de poussières dans les plus basses couches de l'atmosphère (voir notamment l'analyse des AI OMI présentée en section 2.3.2.). Toutefois, la figure 3.17. suggère que les données d'indice en aérosol OMI peuvent fournir une information fiable et exploitable dans le cadre des études poussières/méningites, même si moins précise que celle déduite des mesures d'AOT photométriques depuis le sol [Thomas, 2008].

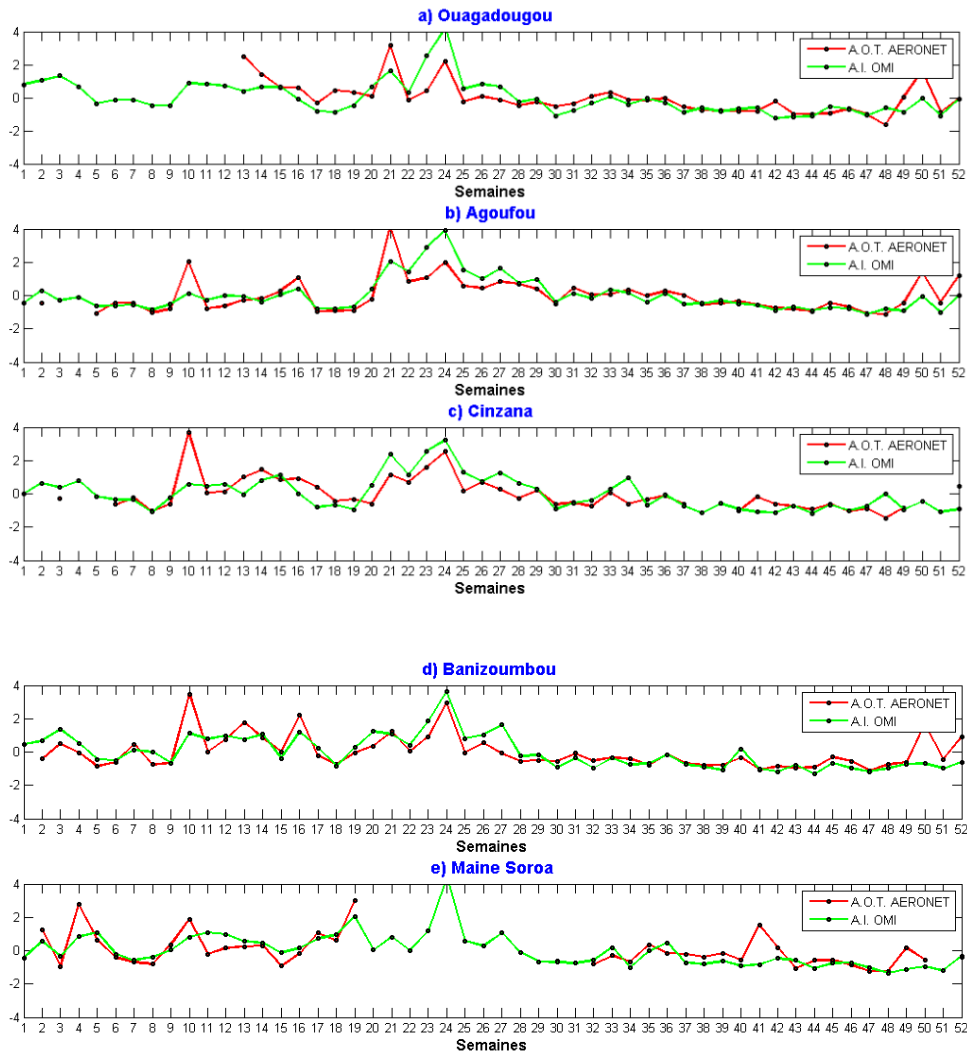


Figure 3.17. Comparaison des cycles annuels à pas de temps hebdomadaire des indices en aérosol (AI) OMI et des AOT CIMEL (niveau 2) pour l'année 2006 pour les sites a) Ouagadougou (Burkina Faso), b) Agoufou (mali), c) Cinzana (Mali), d) Banizoumbou (Niger), e) Mainé Soroa (Niger). Les données ont été normalisées. D'après Thomas [2008].

3.3.4. Evolution des cas de méningites : lien avec les poussières ?

Première analyse à partir des données TOMS (2003)

C'est en 2005, en collaborations avec Isabelle Jeanne (alors épidémiologiste au CEMES de Niamey) et Olivier Boucher, dans le cadre du stage de master de M. Kotecka au LOA [Kotecka, 2005], que nous avons commencé à examiner conjointement les données de cas de méningites et les mesures de poussières sur plusieurs pays d'Afrique de l'Ouest. Cette première étude, exploratoire, s'était centrée sur la période 2003-2004 et nous ne disposions alors que des données satellitaires d'aérosol du capteur TOMS (sur la plateforme Earth-Probe), prédécesseur d'OMI. La figure 3.18. montre les résultats obtenus concernant l'évolution hebdomadaire du nombre de cas de méningites et de contenus en poussières détectés par TOMS en 2003 à l'échelle du pays pour le Niger, le Mali et le

Burkina Faso. On note, tout d'abord pour le Niger, une coïncidence temporelle entre l'évolution du nombre de cas de méningites et celle des poussières observées par TOMS, entre le début de l'année et la période de pic de l'épidémie (semaines 1 à 14, coefficient de corrélation de 0.94). A partir de début avril (vers la semaine 15), le nombre de cas de méningites diminue, alors que les contenus en poussières restitués par TOMS ont tendance à augmenter. Ce que l'on peut retenir donc de ce premier examen des données à l'échelle du Niger, c'est qu'il existe une corrélation significative entre l'évolution des cas de méningites et celle des quantités de poussières entre janvier et début d'avril, période durant laquelle les cas de méningites apparaissent et augmentent progressivement. En dehors de cette période, c'est-à-dire à partir du moment où le nombre de cas de méningites chute, on n'observe plus de lien entre poussières et méningites.

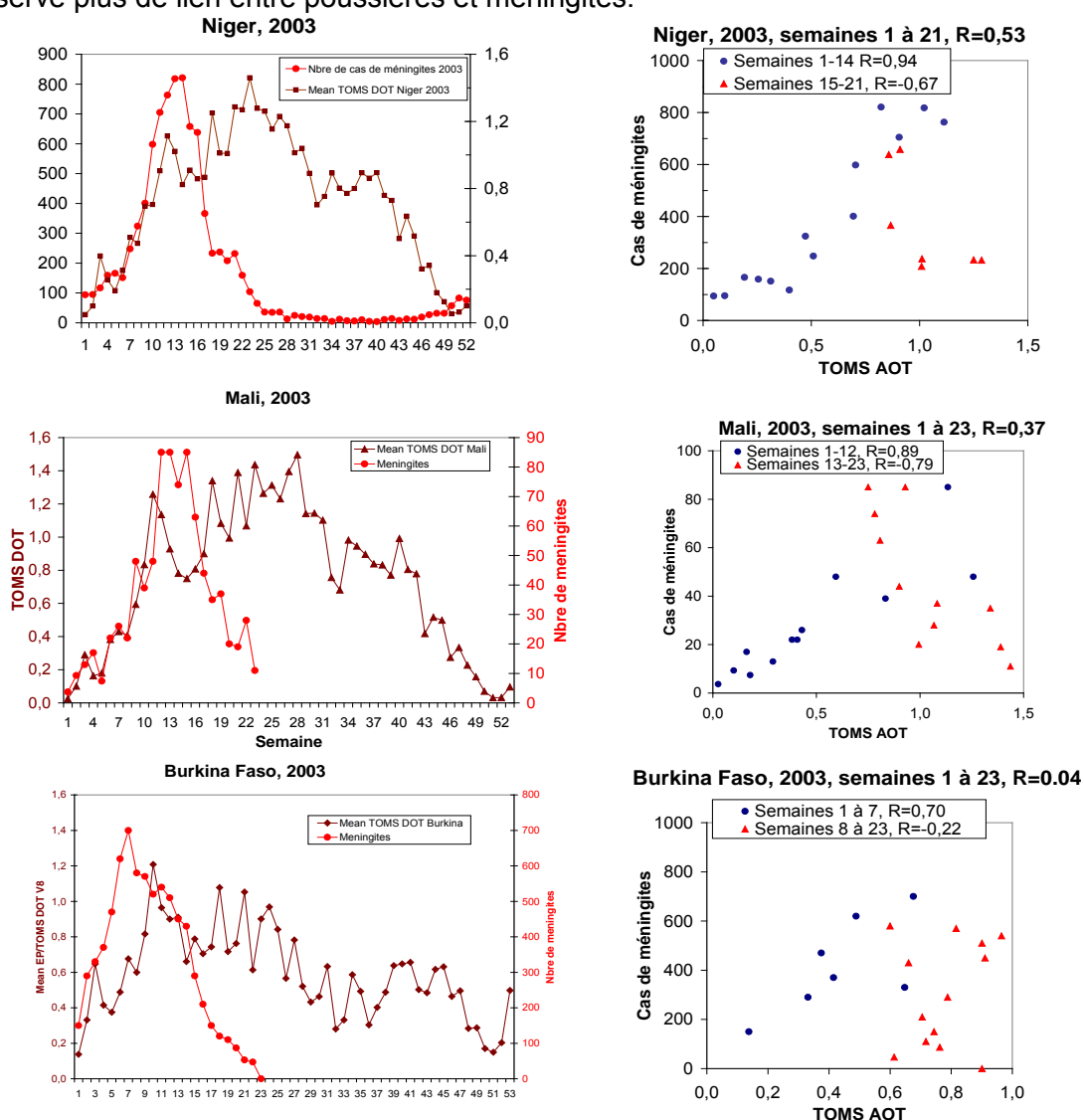


Figure 3.18. Evolution hebdomadaire du nombre de cas de méningites (en rouge) et de l'épaisseur optique en poussières déduite de TOMS/Earth-Probe (en brun) au Niger, Mali, et Burkina Faso en 2003. Les épaisseurs optiques en poussières TOMS sont obtenues à partir des relations statistiques établies par comparaison des indices en aérosol TOMS aux DOT METEOSAT/VIS et présentées en section 3.2.1.

Cette première analyse des données du Niger en 2003 semble être confirmée au Mali, puisqu'on observe également une co-variation de l'évolution du nombre de cas de méningites et des quantités de poussières entre janvier et fin mars (semaines 1 à 12, $R=0.89$). Enfin, au Burkina Faso, la corrélation est moins nette ($R=0.70$) et plus limitée dans le temps (semaines 1 à 7, soit jusqu'à mi-février). La figure 3.18. suggère que durant cette période le nombre de cas méningites augmente plus rapidement et fortement que les quantités de poussières restituées par TOMS, en particulier entre les semaines 4 et 7.

En moyenne saisonnière à partir des AOT AERONET/PHOTONS (2004-2009)

Sur les 6 dernières années, nous avons examiné les épaisseurs optiques en aérosol mesurées par les photomètres du réseau AERONET/PHOTONS, notamment à Banizoumbou au Niger. La figure 3.19. montre l'évolution hebdomadaire des anomalies de nombres de cas de méningites au Niger et d'épaisseur optique en aérosol ($AOT_{440\text{ nm}}$) mesurée à Banizoumbou, en moyenne sur la période 2004-2009.

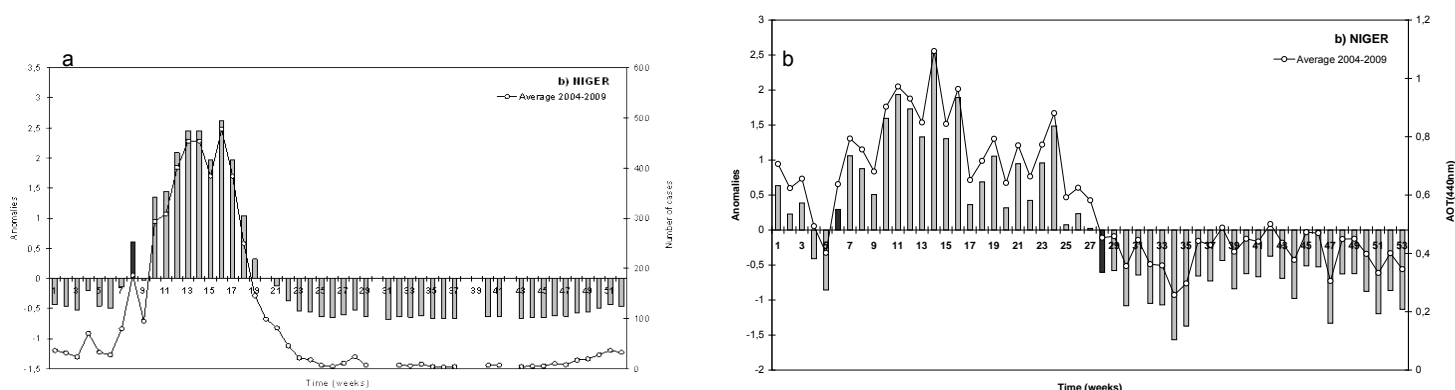


Figure 3.19. Evolution saisonnière du nombre de cas de méningites au Niger (a) et de l'épaisseur optique en aérosol ($AOT_{440\text{nm}}$) mesurée par le photomètre de Banizoumbou (b) en moyenne sur la période 2004-2009. Pour chaque série de données sont reportées les moyennes hebdomadaires des anomalies standardisées ($M(w)$, calculées selon la définition de Sultan et al. [2004] :

$$M(w) = \sum_{y=2004}^{y=2009} \left[\frac{X_y(w) - \bar{X}_y}{\sigma_y} \right] / N$$

Où \bar{X}_y et σ_y représentent respectivement la moyenne et l'écart-type des 52 valeurs hebdomadaires de nombre des cas $X_y(w)$ pour l'année y , et $N=6$ représentant le nombre d'années sur la période 2004-2009. Ceci permet de donner le même poids à chacune des 6 années, quelle que soit l'intensité de l'épidémie de manière à ne s'intéresser uniquement qu'à l'évolution saisonnière de l'épidémie. De plus, à partir de cette évolution moyenne, la notion d'«année épidémique» peut être définie par le nombre de semaines consécutives où l'indice $M(w)$ est supérieur à 0, avec la date du démarrage de l'épidémie comme première valeur positive.) Extrait de *Martiny et Chiapello* [en préparation, 2011]

La figure 3.19. montre qu'au Niger en moyenne saisonnière sur les 6 dernières années l'épidémie présente un premier pic de cas en semaine 8 (19-25 février), et démarre réellement en semaine 10. Le maximum de cas se produit entre les semaines 13 et 16 (26 mars-21 avril). L'épidémie se termine en semaine 20 (du 14 au 20 mai), avec une anomalie

standardisée négative (de -0.0018). Si l'on examine parallèlement les données d'AOT à Banizoumbou, on constate que les anomalies standardisées sont positives en continu des semaines 6 (5-11 février) à 27 (1 au 7 juillet). Plusieurs pics d'AOT d'intensités variables sont mesurés en semaines 7, 11 (12-18 mars), et 14 (2-8 avril), cette dernière représentant la valeur maximale de l'AOT. Ce que l'on peut remarquer à partir de la simple confrontation de ces 2 séries de données c'est que les valeurs maximales de cas de méningites en semaines 13-14 et 16 sont précédées par des événements de poussières en semaines 11 et 14 (décalage de l'ordre de 2 semaines). A partir de cette observation, nous avons voulu examiner les coefficients de corrélation entre le nombre de cas de méningites et les AOT en considérant différents pas de temps de décalages (de 0 à 4 semaines) et 2 périodes distinctes : (i) du début à la fin du cycle saisonnier de l'épidémie (semaines 8 à 20), (ii) du début au maximum de cas de méningites (semaines 8 à 16). Les résultats sont résumés dans le tableau 3.1.

Décalage temporel (semaines) AOT- Méningites	Du début au maximum de l'épidémie	Durée totale de l'épidémie
Aucun	0.76	0.73
1	0.50	0.58
2	0.76	0.72
3	0.75	0.52
4	0.84	0.30

Tableau 3.1. Coefficients de corrélation obtenus entre l'évolution hebdomadaire du nombre de cas de méningites au Niger et celle de l'épaisseur optique en aérosol mesurée par le photomètre de Banizoumbou en moyenne sur la période 2004-2009, avec différents pas de temps de décalages entre les 2 séries de données (de 0 à 4 semaines). Deux périodes sont considérées, la totalité de la durée de l'épidémie (semaines 8 à 20) et la période entre le début de l'épidémie et son maximum (semaines 8 à 16).

De façon générale, les coefficients de corrélations sont plus élevés lorsqu'on considère la période entre le début et le maximum de l'épidémie, résultats qui tendent à confirmer ce qui avait été montré en 2003 avec les données TOMS. L'ensemble des données suggère donc que les poussières pourraient jouer un rôle sur les méningites, essentiellement entre le début et le maximum de l'épidémie. On note que les coefficients de corrélation calculés entre les 2 séries de données sont assez élevés, la valeur maximale étant obtenue pour un décalage de 4 semaines entre l'AOT et le nombre de cas de méningites ($R= 0.84$, voir figure 3.20.). Toutefois les valeurs de coefficients de corrélation obtenues avec les autres décalages temporels entre les deux séries de données, en particulier 0 et 2 semaines sont également significatifs. Le même type d'analyse mené sur les données de méningites au Mali et au Burkina Faso et d'AOT mesurées à Cinzana et Ouagadougou a d'ailleurs montré des décalages temporels différents entre pic de poussières et de méningites : ce sont des décalages de 3 semaines au Mali, et de 1 semaine au Burkina Faso qui permettent d'obtenir

les coefficients de corrélation les plus élevés (respectivement 0.89 et 0.83) [Martiny et Chiapello, en préparation 2011].

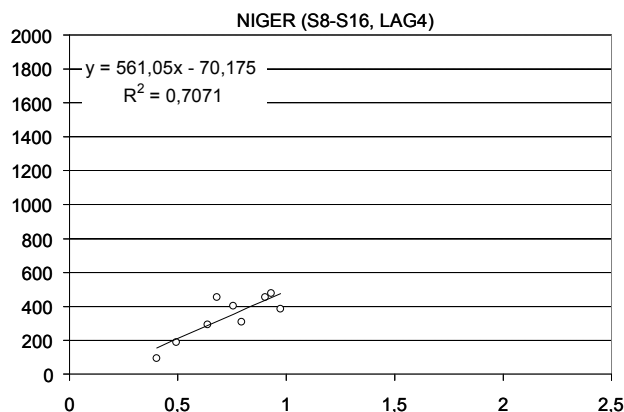


Figure 3.20. Régression linéaire obtenue entre l'AOT mesurée à Banizoumbou et le nombre de cas de méningites au Niger en moyenne sur la période 2004-2009 (avec 4 semaines de décalage temporel, voir tableau 3.1).

3.4. Conclusions

Les observations satellitaires que nous avons utilisé dans cette étude des poussières minérales d'origine nord Africaine ont clairement démontré leur intérêt. D'abord pour établir une climatologie régionale des poussières transportées au-dessus de l'Atlantique dans les années 1980 et 1990. Ensuite pour étendre cette étude aux années plus récentes, de 2000 à 2009. La difficulté dans ce genre d'approche reste malgré tout de combiner les observations de poussières de différents capteurs qui utilisent des techniques de mesures spécifiques (domaine spectral, résolution,...), et recouvrent des périodes différentes. Toutefois, l'analyse en parallèle des jeux de mesures sol (de concentrations en poussières ou photométriques) permet de s'assurer de la fiabilité des climatologies satellitaires que nous avons utilisé et donc des variabilités et tendances des contenus en poussières mises en évidence. Quant aux premières analyses des liens poussières/méningites présentées dans ce chapitre, elles demandent à être approfondies, mais il semble très probable que les données satellitaires, combinées aux mesures sol (de concentrations en poussières et photométriques) y jouent un rôle important.

4. Surveillance et prévision de la pollution particulaire

Je présenterai dans ce chapitre les premières études que nous avons menées au LOA sur l'utilisation des produits aérosols POLDER au-dessus des continents pour l'étude de la pollution particulaire. Ces travaux ont démarré avec la thèse de Méloë Kacenenbogen [*Kacenenbogen, 2008*], qui s'est intéressée à la pollution en Europe de l'Ouest, en s'appuyant notamment sur les mesures de concentrations particulaires en France (section 4.1.). Parallèlement, dans le contexte du projet européen GEMS (Global and Regional Earth-System (Atmosphere) Monitoring using Satellite and in-situ data, 2005-2009), nous avons été en charge de la validation du modèle d'aérosol pour les cas de pollution particulaire. Ces travaux seront présentés en section 4.2. Enfin, dans le cadre de la thèse de Xiaoli Su (soutenance prévue en mai 2011), nous avons analysé les contenus en aérosol restitués par POLDER en Asie, et plus particulièrement en Chine, où les niveaux de pollution sont bien supérieurs à ceux observés en Europe de l'Ouest (section 4.3.)

4.1. Première analyse des données POLDER en Europe de l'Ouest

4.1.1. Etude des mesures sol à Lille en 2003

La surveillance de la qualité de l'air en particules en France s'appuie sur le suivi en continu des concentrations massiques au sol: PM_{10} pour les particules de diamètre aérodynamique inférieur à 10 μm , et $PM_{2.5}$ pour les particules de diamètre aérodynamique inférieur à 2.5 μm . Ces mesures sont assurées par les 38 associations agréées de surveillance de la qualité de l'air (AASQA) réparties sur l'ensemble du territoire, et distribuées par la Banque de Données Qualité de l'Air (BDQA, www.atmonet.org) gérée par l'ADEME.

Le tableau 4.1. présente les niveaux de qualité de l'air en particules en fonction des moyennes journalières de $PM_{2.5}$, estimés par l' « Environmental Protection Agency » (EPA) aux Etats-Unis. On constate que le niveau de pollution particulaire peut être considéré comme « modéré » à partir de moyennes journalières de $PM_{2.5}$ supérieures ou égales à 15.5 $\mu g/m^3$. Au-delà de 40,5 $\mu g/m^3$, les conditions sont à risque (« unhealthy »), d'abord pour les personnes les plus sensibles (enfants, personnes âgées), puis à partir de 65.5 $\mu g/m^3$ pour l'ensemble de la population.

$PM_{2.5}$ (24h) $\mu g/m^3$	0 - 15.4	15.5 - 40.4	40.5 - 65.4	65.5 - 150.4	150.5 - 250.4	250.5 - 350.4	350.5 - 500.4
Air Quality Category	Good	Moderate	Unhealthy for special groups	Unhealthy	Very unhealthy	Hazardous	Hazardous

Tableau 4.1. Catégorie de qualité de l'air en particules en fonction de la moyenne journalière de $PM_{2.5}$ (en $\mu g/m^3$). D'après Wang and Christopher [2003].

La figure 4.1. montre la variation des moyennes journalières de $PM_{2.5}$ mesurées à Lille en 2003 (courbe noire). On peut constater que les niveaux de concentration mesurés correspondent majoritairement à des conditions de qualité de l'air « bonne » ($0-15.4 \mu\text{g}/\text{m}^3$), ou « modérée » ($15.5-40.4 \mu\text{g}/\text{m}^3$), avec seulement 6 jours dans l'année, en février et décembre, caractérisés par des conditions à risque pour les personnes les plus sensibles (catégorie $40.5-65.4 \mu\text{g}/\text{m}^3$).

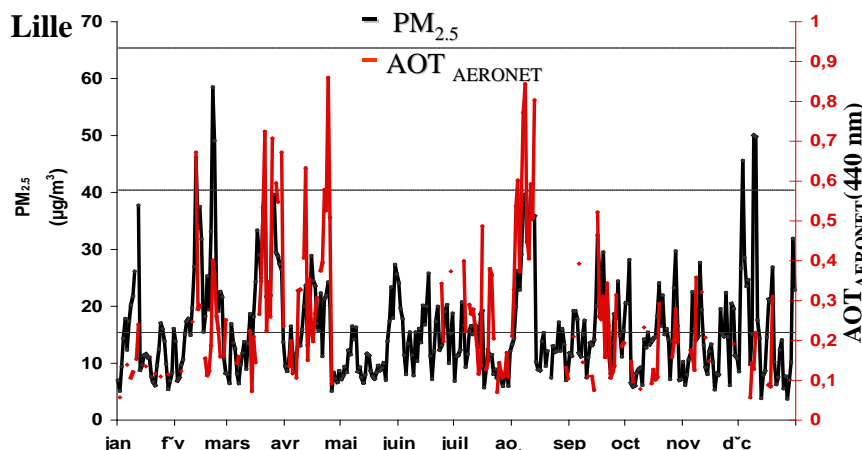


Figure 4.1. Moyennes journalières des $PM_{2.5}$ ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) en noir et épaisseurs optiques en aérosol (AOT) à 440 nm en rouge AERONET mesurés à Lille en 2003. Le photomètre (situé à Villeneuve d'Ascq sur le toit du LOA) et le TEOM sont distants de 4.2 km. D'après *Kacenenbogen* [2008].

De plus, la figure 4.1. montre que des pics de pollution particulaire sont mesurés tout au long de l'année, mais sont généralement plus intenses et plus fréquents en hiver. La figure 4.1. montre également les moyennes journalières d'épaisseur optique en aérosol (AOT à 440 nm en rouge) mesurées à Lille par le photomètre du réseau AERONET/PHOTONS. Les mesures photométriques d'aérosol ne s'effectuant que par ciel clair, on perd 58% d'observations en utilisant les mesures d'AOT. Cette perte est plus importante en hiver (24% de mesures d'AOT) qu'en été (34% de mesures d'AOT). On constate le plus souvent une bonne coïncidence entre les pics de $PM_{2.5}$ et les pics d'AOT, avec toutefois des différences d'intensité qui peuvent être très significatives.

Pour examiner la relation entre AOT et $PM_{2.5}$, nous avons calculé l'épaisseur optique en aérosol correspondant à des particules de rayon physique inférieur ou égal à $1 \mu\text{m}$, qui a priori se rapproche le plus du diamètre aérodynamique de $2.5 \mu\text{m}$. La figure 4.2. compare les $AOT_{440 (r < 1 \mu\text{m})}$ ainsi obtenues aux $PM_{2.5}$ mesurés à Lille en 2003. La corrélation obtenue est significative ($R=0.60$, $N=103$) mais la dispersion autour de la droite de régression reste assez élevée. Cette dispersion peut s'expliquer par de nombreux facteurs, changements de propriétés des aérosols, et surtout changements de distribution verticale de l'aérosol, puisque les PM sont mesurés au sol alors que les AOT sont intégrés verticalement. Une

étude plus approfondie a montré que la pente de la relation $AOT_{440 (r<1\mu m)}/PM_{2.5}$ pouvait varier d'un facteur 2 entre l'été et l'hiver. Pour ces 2 saisons les corrélations sont significatives (R de l'ordre de 0.7, voir figure 4.2.b)

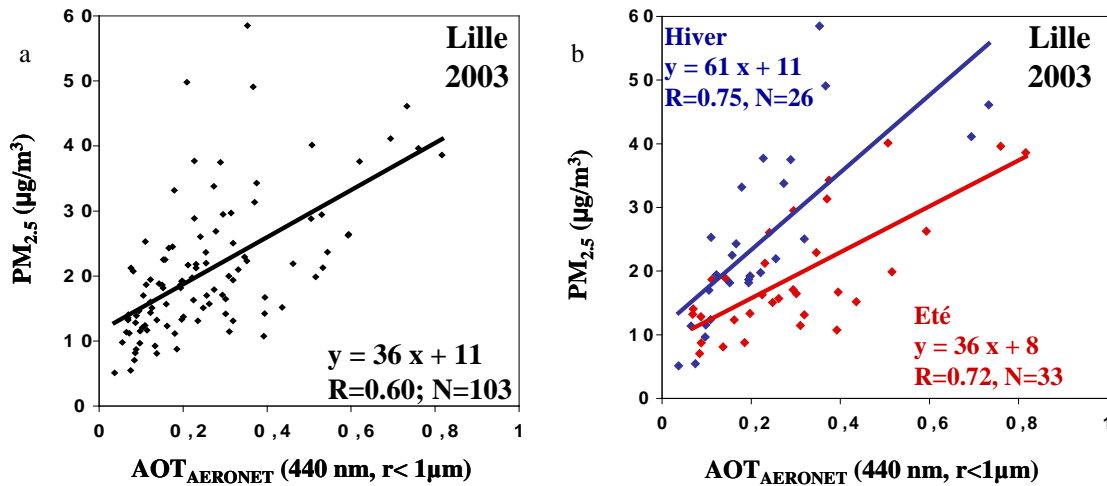


Figure 4.2. (a) Comparaison entre moyennes journalières d'AOT AERONET (de niveau 1.5 à 440 nm pour des particules de rayon inférieur à 1 μm) et moyennes journalières de $PM_{2.5}$ mesurés à Lille en 2003. (b) Idem pour l'hiver (en bleu) et l'été (en rouge) 2003. D'après *Kacenenbogen* [2008].

4.1.2. Les observations de POLDER-2 et -3

Nous avons analysé les observations de POLDER-2 et POLDER-3 en France en nous appuyant sur les mesures au sol de 28 stations de mesures de $PM_{2.5}$ et 10 sites AERONET/PHOTONS, présentés figure 4.3.

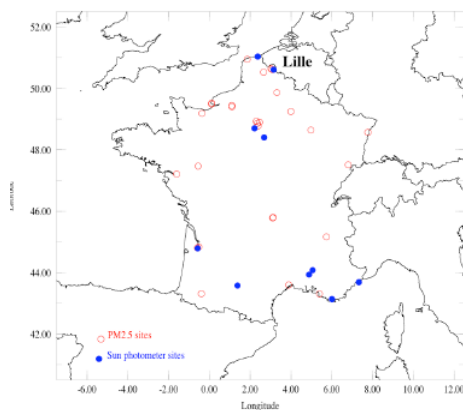


Figure 4.3. Carte des sites de mesures utilisés pour l'analyse des observations de POLDER en France : 28 sites de $PM_{2.5}$ (en rouge), 10 sites photométriques du réseau AERONET/PHOTONS (en bleu). D'après *Kacenenbogen et al.* [2006].

L'algorithme POLDER de restitution des propriétés des aérosols au-dessus des terres émergées a déjà été présenté au chapitre 2 (section 2.2.1.). Rappelons que cet algorithme

s'appuie sur les mesures polarisées et directionnelles à 670 et 865 nm [Deuzé *et al.*, 2001], pour fournir l'épaisseur optique en aérosol du mode fin à 865 nm, correspondant aux particules polarisantes. Dans cette étude, nous considérons l'épaisseur optique en aérosol à 440 nm extrapolée à partir des mesures à 670 et 865 nm (coefficient d'Angström).

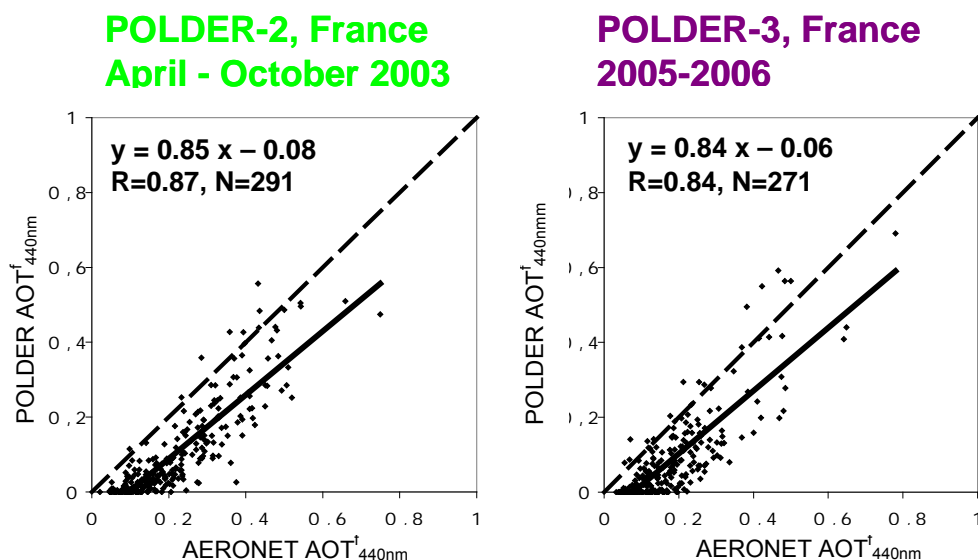


Figure 4.4. Comparaison des épaisseurs optiques en aérosol issues de POLDER-2 (avril-octobre 2003) et POLDER-3 (2005-2006) aux mesures photométriques d'épaisseur optique en aérosol du mode fin à 440 nm issues du réseau AERONET/PHOTONS en France.

La figure 4.4. présente la comparaison des AOT_{440nm}^f restituées par POLDER-2 et POLDER-3 à celles issues des mesures photométriques pour les 10 sites AERONET/PHOTONS présentés figure 4.3. On peut constater un assez bon accord entre les restitutions de POLDER et les mesures photométriques, avec toutefois une sous-estimation des AOT POLDER. Cette sous-estimation peut s'expliquer par l'utilisation du produit standard du mode fin d'AOT AERONET, correspondant à un rayon de coupure de $0.6 \mu m$ (point d'inflexion de la distribution en taille), alors qu'il a été établi que le produit POLDER AOT du mode fin correspond à des particules de rayon inférieur ou égal à $0.3 \mu m$ [Fan *et al.*, 2007]. Notons que, malgré ces différences, les coefficients de corrélation sont élevés (supérieurs à 0.8) pour les 2 périodes de comparaison.

La figure 4.5. présente les corrélations obtenues cette fois directement entre les mesures de $PM_{2.5}$ et les AOT_{440nm}^f restituées par POLDER-2 (période avril-octobre 2003) à Lille (figure 4.5.a), et en France (figure 4.5.b). La figure 4.5.c étend cette comparaison aux observations de POLDER-2 et POLDER-3 (avril-octobre 2003-05-06) en France. Cette comparaison montre que les coefficients de corrélation sont plutôt élevés à Lille ($R=0.71$), et

diminuent si l'on considère les mesures de $PM_{2.5}$ sur l'ensemble de la France ($R=0.57$), et lorsqu'on rajoute les observations de POLDER-3 à celles de POLDER-2 ($R=0.52$).

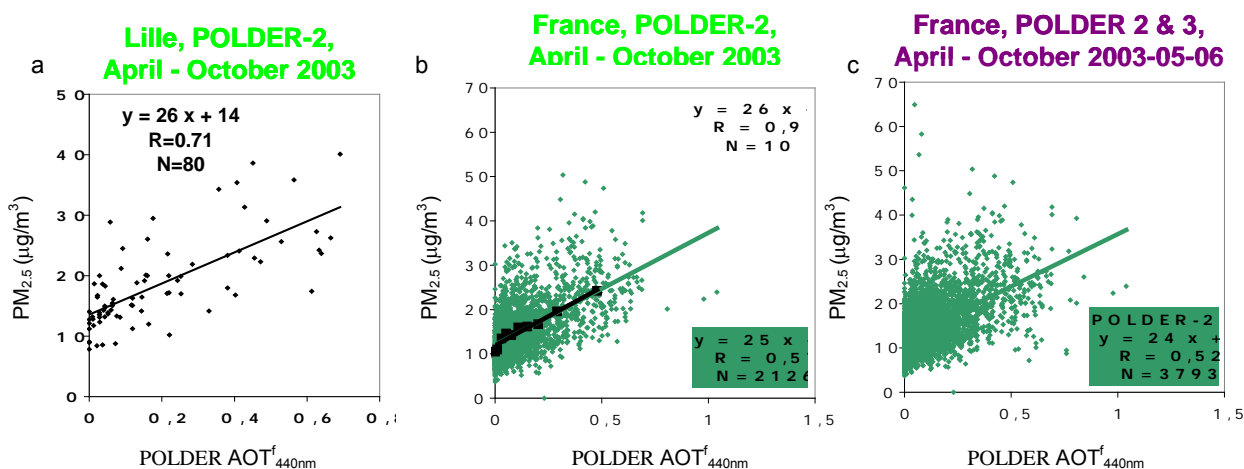


Figure 4.5. Corrélations entre les mesures de $PM_{2.5}$ à Lille (a) et en France (b et c) et les épaisseurs optiques en aérosol POLDER à 440 nm. Les figures (a) et (b) montrent les comparaisons obtenues avec les observations de POLDER-2 uniquement (avril-octobre 2003), la figure (c) inclue également les observations de POLDER-3 (avril-octobre 2003-05-06). La figure 4.5.b reporte en noir les valeurs moyennes obtenues sur 10 intervalles de mesures d' AOT_{440nm}^f POLDER (de même nombre de points). D'après *Kacenenlobogen* [2008].

Les droites de régression obtenues entre les AOT_{440nm}^f POLDER et les mesures de $PM_{2.5}$ pour les 3 comparaisons montrent des valeurs de pentes et d'ordonnées à l'origine qui restent assez similaires (comprises entre 24 et 26 pour la pente, et 12 et 14 $\mu g/m^3$ pour l'ordonnée à l'origine). Lorsque les données de la figure 4.5.b (POLDER-2 en France) sont moyennées sur 10 intervalles d' AOT_{440nm}^f POLDER de nombre égal de points (~212 valeurs par classe), on obtient un coefficient de corrélation très élevé ($R=0.97$), et des valeurs de pente et ordonnée à l'origine quasi-similaires à celles calculées à partir de l'ensemble des points. A partir de ces données moyennes, nous avons testé la capacité de POLDER à fournir une estimation de la qualité de l'air en particules, selon les standards présentés dans le tableau 4.1. Du fait des valeurs relativement peu élevées de $PM_{2.5}$ de notre jeu de données, nous avons du considérer seulement les deux premières catégories de qualité de l'air : « bonne », c'est-à-dire $PM_{2.5} < 15.5 \mu g/m^3$ et « modérée » c'est-à-dire $15.5 \mu g/m^3 \leq PM_{2.5} < 40.5 \mu g/m^3$. Le tableau 4.2 résume les valeurs minimales et maximales d' AOT_{440nm}^f POLDER obtenues pour chacune des 10 classes, ainsi que les pourcentages de valeurs de $PM_{2.5}$ rentrant dans ces 2 catégories de qualité de l'air. A partir d'un seuil de 0.17 en AOT_{440nm}^f POLDER, le pourcentage de données correspondant à une qualité de l'air en particules « modérée » dépasse celui de la catégorie de qualité de l'air « bonne ».

AOT Min.	AOT Max.	AQC "Good"	AQC "Moderate"	Error (%)
0.00	0.01	88.8	11.2	3.7
0.01	0.03	80.7	19.3	4.6
0.03	0.05	65.0	35.0	5.6
0.05	0.07	66.5	33.5	5.5
0.07	0.10	64.5	35.5	5.6
0.10	0.13	52.8	47.2	5.9
0.13	0.17	56.3	43.7	5.8
0.17	0.24	33.0	67.0	5.5
0.24	0.34	28.4	70.1	5.4
0.34	0.99	8.0	89.1	3.6

Tableau 4.2. Valeurs d'AOT_{440nm}^f POLDER minimales et maximales pour chacun des 10 intervalles considérés (données en noir de la figure 5b), et pourcentage de valeurs de PM_{2.5} correspondant aux catégories de qualité de l'air « bonne » et « modérée ». La dernière colonne indique la marge d'erreur à 90% sur ce pourcentage. D'après *Kacenenbogen et al.* [2006].

A partir de valeurs d'AOT supérieures à ce seuil de 0.17, la probabilité d'être en condition de qualité de l'air en particules « modérée » est en moyenne de 75%. En dessous d'épaisseur optique en aérosol POLDER de 0.17, la probabilité d'être en condition de qualité de l'air en particules « bonne » est en moyenne de 68%. Nous avons donc calculé sur l'ensemble des mesures POLDER de la période avril-octobre 2003-05-05, le pourcentage de jours d'AOT_{440nm}^f POLDER dépassant cette valeur de seuil de 0.17 sur l'Europe de l'Ouest. La figure 4.6. illustre les résultats obtenus.

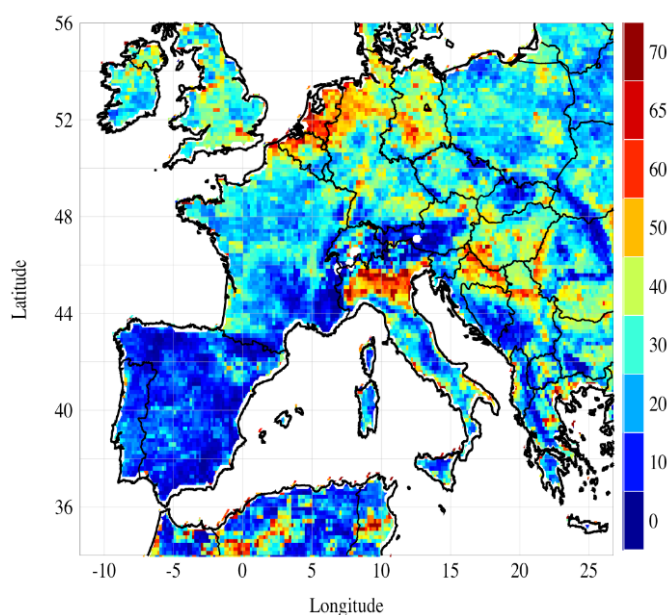


Figure 4.6. Pourcentage de jours d'observations présentant des valeurs de POLDER AOT_{440nm}^f supérieures au seuil de 0.17, correspondant à une qualité de l'air en particules « modérée » sur la période avril-octobre 2003, 2005, et 2006 (POLDER-2 et -3). D'après *Kacenenbogen* [2008].

Les données POLDER mettent en évidence des fréquences élevées de valeurs d'AOT supérieures à 0.17 principalement dans les régions industrialisées du nord de l'Italie et de l'Europe du Nord (Belgique et Pays Bas).

4.2. Validation des simulations d'épisodes de pollution particulaire dans le cadre de GEMS

4.2.1. Introduction

Dans le cadre du projet européen GEMS (Global and regional Earth-system Monitoring using Satellite and in-situ data), un système d'assimilation et de prévision des aérosols, des gaz à effet de serre ainsi que des gaz réactifs a été développé (ECMWF Integrated Forecasting System ou IFS) [Hollingsworth *et al.*, 2008]. L'enjeu est de créer pour la première fois un système opérationnel et global de surveillance et de prévision à moyen terme de la composition de l'atmosphère. Pour ce faire, il était important de réaliser une exploitation optimale des données satellitaires et in-situ les plus adéquates, utilisées d'une part en assimilation dans les modèles numériques, d'autre part pour la validation.

Durant la phase de développement, les simulations du module aérosol de GEMS ont d'abord été réalisées sur la période janvier 2003 – décembre 2004. Le modèle comprend alors les principales espèces d'aérosols (sels de mer, poussières désertiques, matière organique, carbone suie, et aérosols de sulfate) et assimile les épaisseurs optiques totales en aérosol MODIS à 550 nm au-dessus des océans et des continents (à l'exception des surfaces brillantes). Le LOA a contribué à l'évaluation des performances de ce module d'aérosol, à travers l'étude des cas d'aérosols de pollution. Parallèlement, d'autres équipes ont étudié la qualité des simulations pour d'autres types d'aérosols, comme les événements de poussières minérales (Alexander Mangold, RMIB en Belgique), ou de sels marins (Equipe de Colin O'Dowd à Galway).

Les travaux présentés dans cette section sont repris dans l'article de *Mangold et al.* [sous presse 2011], qui résume les résultats obtenus concernant l'évaluation du module d'aérosol ECMWF-IFS pour différents cas d'étude. Cet article vient compléter ceux décrivant le modèle direct d'aérosol [1^{ère} partie, *Morcrette et al.*, 2009] l'assimilation des données d'aérosols dans le modèle [2^{ème} partie, *Benedetti et al.*, 2009], ainsi que les statistiques globales d'évaluation du modèle d'aérosol [4^{ème} partie, *Schulz et al.*, Aerosol analysis and forecast in the ECMWF Integrated Forecast System : 4. Model evaluation, manuscrit en préparation pour JGR].

4.2.2. Description du modèle d'aérosol GEMS

Deux versions du modèle d'aérosol sont utilisées : la première qualifiée de « DIRECT » ne comprend aucune assimilation de données d'aérosol (free running forward model en anglais), alors que la seconde version « ASSIM » assimile les données d'épaisseur optique totale en aérosol MODIS à 550 nm au-dessus des océans et des continents (analysis version en anglais). Le modèle « DIRECT », sans assimilation, fournit l'épaisseur

optique totale en aérosol, calculée à 469, 550, 670, 865, 1240, 1640, et 2130 nm. De plus, les épaisseurs optiques en aérosol partielles, pour chacune des 5 espèces d'aérosols considérées sont également calculées à 550 nm. Les prévisions sont redémarrées toutes les 12 heures à partir des analyses opérationnelles ECMWF, et calculées à 3h, 6h, 9h et 12h. La résolution du modèle est de $1.125^\circ \times 1.125^\circ$, et de 60 niveaux verticaux. Les aérosols stratosphériques ne sont pas inclus, leurs niveaux de concentrations étant très faibles durant la période considérée. Le schéma d'assimilation des aérosols fait partie du système d'assimilation 4D-Var utilisé de façon opérationnelle par ECMWF. Ce sont les épaisseurs optiques totales en aérosol à 550 nm issues de MODIS Terra et Aqua (collection 5) qui sont assimilées à la fois au-dessus des océans et des continents (surfaces non brillantes). La résolution initiale des données MODIS étant de $10 \times 10 \text{ km}^2$, les données satellitaires sont regrillées à la résolution du modèle (de l'ordre de $120 \times 120 \text{ km}^2$).

4.2.3. Etude de cas : pollution en aérosols pendant la canicule d'août 2003

La vague de chaleur qui a touché l'Europe de l'ouest en août 2003 a conduit à des niveaux de pollution particulièrement élevés en ozone et en particules. Cet épisode constitue une période intéressante pour tester la capacité des modèles à simuler des phénomènes de pollution de grande ampleur, et a été choisi pour évaluer les performances du modèle aérosol de GEMS. Ce sont les conditions anticycloniques persistantes caractérisées par des températures élevées qui ont induit de nombreux processus (stagnation, photochimie, feux de forêt en Europe de l'Ouest) conduisant à des charges élevées en aérosols [Hodzic *et al.*, 2006]. L'épisode de pollution particulaire s'est achevé autour du 15 août avec l'arrivée de conditions pluvieuses.

Nous avons utilisé les données issues de 3 sites de mesures photométriques en France pour évaluer l'épisode de pollution d'aérosol d'août 2003 : Lille, Dunkerque et Toulon. Les mesures de $\text{PM}_{2.5}$ associées à ces 3 sites sont disponibles à Lille (5 km environ de distance avec le site photométrique), Calais (50 km de Dunkerque) et Marseille (60 km de Toulon). Nous avons inclus dans notre analyse les mois de juin, juillet et septembre afin d'effectuer un suivi temporel complet de l'aérosol au cours de la période. De plus, une partie de l'analyse des simulations a été étendue à la période d'opération de POLDER-2, avril à octobre 2003.

Les figures 4.7.-a, -b, et -c présentent les comparaisons des moyennes journalières de $\text{PM}_{2.5}$ mesurées à la surface et simulées par le modèle aérosol GEMS (DIRECT et ASSIM)¹¹, respectivement pour Lille, Calais et Marseille. On constate d'abord que le modèle arrive à restituer de façon assez correcte la variabilité journalière des concentrations en

¹¹ Les $\text{PM}_{2.5}$ simulés représentent la somme des concentrations en sulfates, carbone suie, et matière organique et des classes représentant les modes fins de poussières désertiques et de sels marins [Mangold *et al.*, 2011].

aérosols pour ces 3 sites de mesures, en particulier l'augmentation des niveaux de pollution mesurés entre fin juillet et mi août. Sur l'ensemble de la période (juin-septembre 2003), les simulations avec la version DIRECT du modèle montrent une sur-estimation systématique des $PM_{2.5}$, plus élevée au nord de la France qu'à Marseille, et qui subsiste après assimilation. Toutefois pour les 3 sites, l'assimilation des épaisseurs optiques en aérosol MODIS dans le modèle améliore les corrélations entre $PM_{2.5}$ mesurés et simulés. Les coefficients de corrélation obtenus après assimilation sont de 0.84 et 0.85 pour Lille et Calais respectivement, et de 0.69 à Marseille.

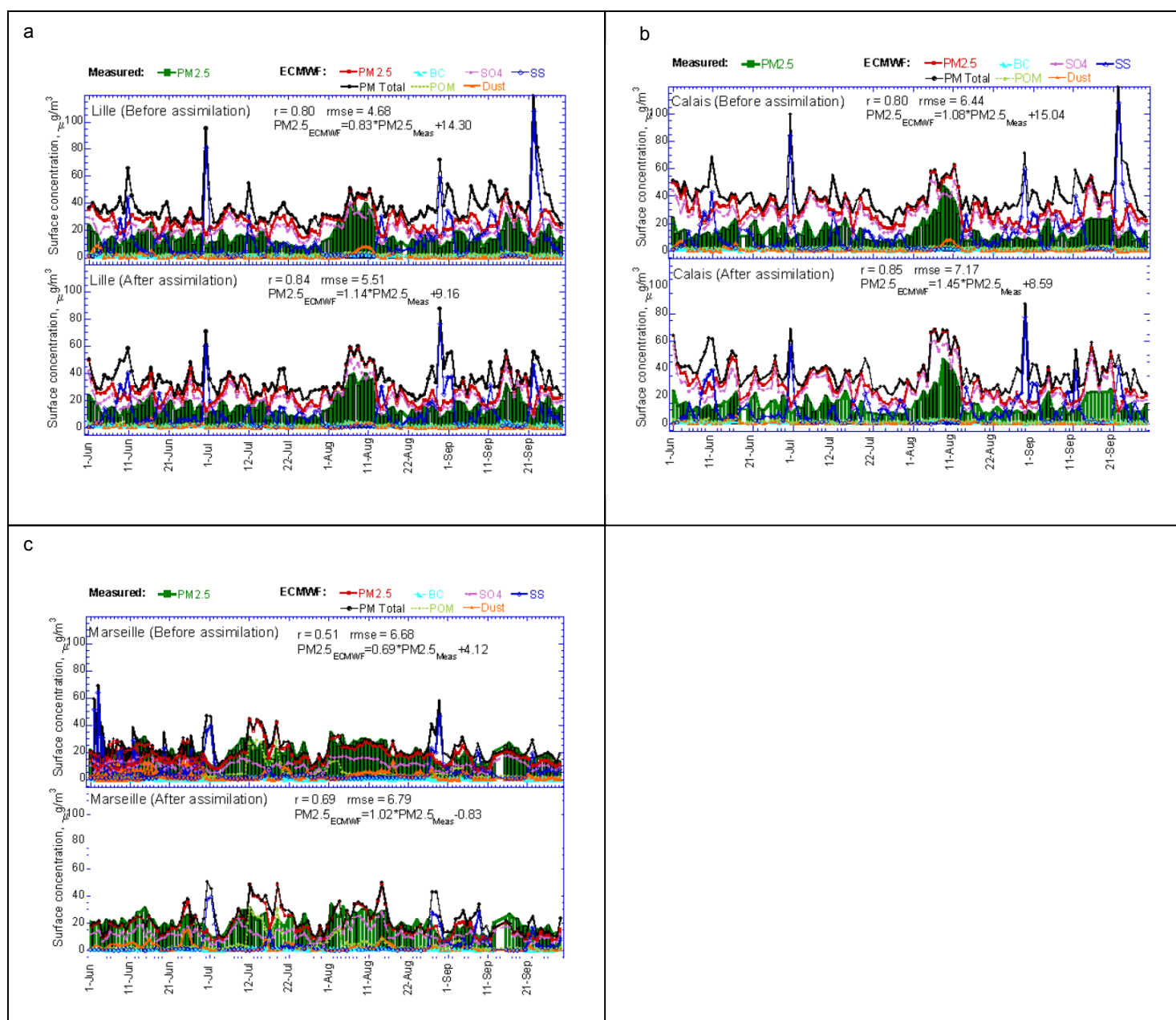


Figure 4.7. Séries temporelles des moyennes journalières de $PM_{2.5}$ mesurés (en vert) et simulés (ligne rouge), ainsi que des PM_{total} simulés par le modèle aérosol GEMS (ligne noire) pour la période juin-septembre 2003. Sont également indiquées les concentrations simulées par le modèle aérosol GEMS pour chaque espèce d'aérosol. La figure du haut montre la version « DIRECT » du modèle, celle du bas la version « ASSIM ». (a) à Lille, (b) à Calais, (c) à Marseille.

Les figure 4.8.-a, -b, -c présentent cette fois les comparaisons des séries temporelles d'épaisseur optique en aérosol totales et partielles simulées par le modèle (versions DIRECT et ASSIM) et mesurées sur les 3 sites photométriques de Lille, Dunkerque/Calais, et Toulon/Marseille pour la période juin-septembre 2003.

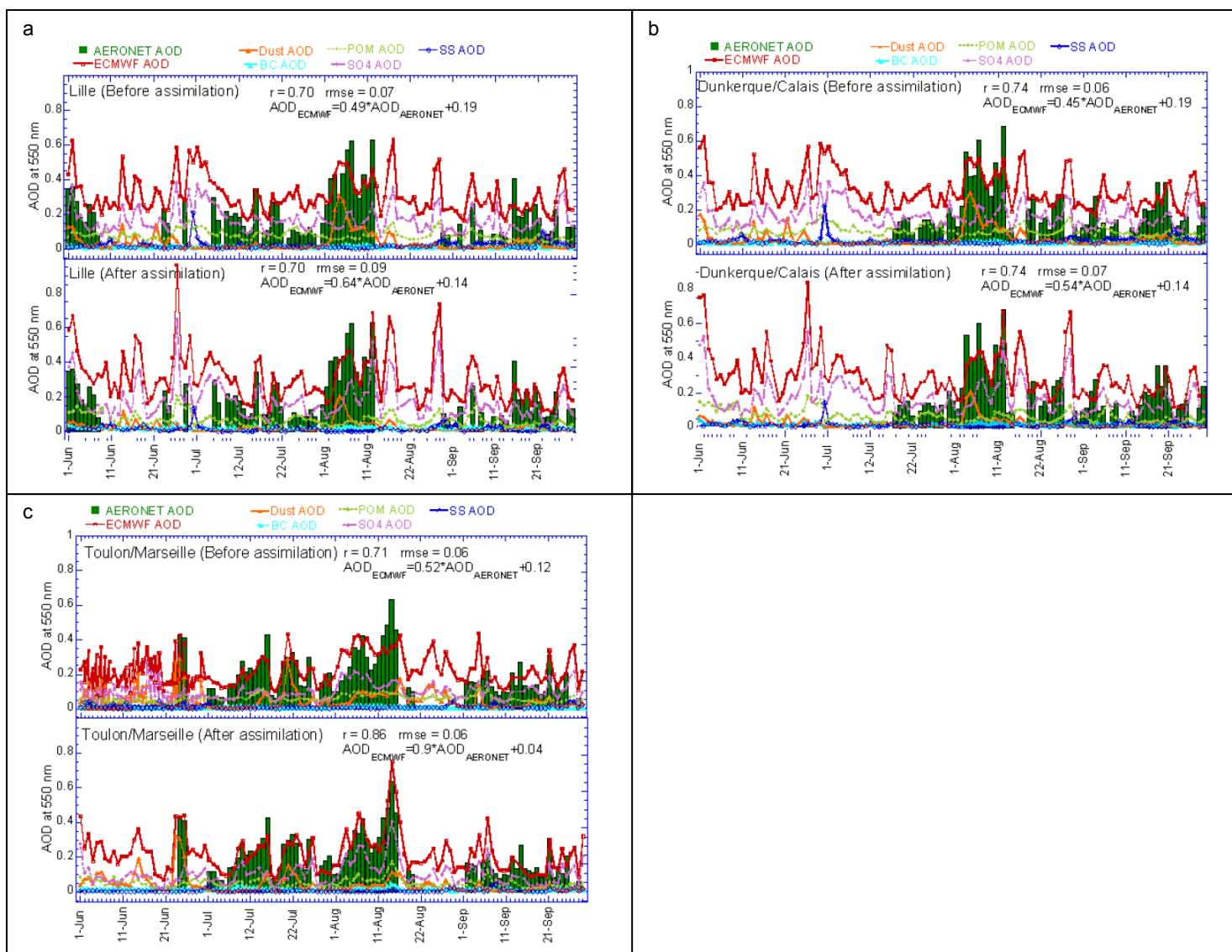


Figure 4.8. Séries temporelles des épaisseurs optiques en aérosol totales mesurées (en vert) et simulées (ligne rouge) à 550 nm pour la période juin-septembre 2003. Sont également indiquées les épaisseurs optiques en aérosol partielles simulées pour chaque espèce d'aérosol par le modèle GEMS-aérosol. La figure du haut montre la version « DIRECT » du modèle, celle du bas la version « ASSIM » (a) à Lille, (b) à Dunkerque/Calais, (c) à Toulon/Marseille.

Là encore on peut constater que le modèle GEMS-aérosol reproduit dans l'ensemble assez bien la variabilité journalière des épaisseurs optiques en aérosol mesurées. Contrairement à ce qui a été observé pour les $PM_{2.5}$, les corrélations entre AOD simulées et mesurées ne sont améliorées par l'assimilation qu'à Toulon/Marseille (0.71 et 0.86

respectivement pour les versions DIRECT et ASSIM du modèle). Pour les deux autres sites, les coefficients de corrélation sont inchangés, respectivement 0.70 et 0.74 pour Lille et Dunkerque/Calais. Durant la période de canicule, les épaisseurs optiques en aérosol mesurées sont élevées, avec des pics pouvant dépasser 0.6. Le modèle simule également des épaisseurs optiques en aérosol assez élevées, mais ne reproduit pas tous les pics mesurés. Toutefois, on peut remarquer que le pic du 13 août est bien simulé par la version « ASSIM » du modèle. De façon générale cette dernière version est en bon accord avec les épaisseurs optiques en aérosol mesurées. La figure 4.9. confirme ces résultats sur la période spécifique du pic de pollution associé à la canicule du 31 juillet au 15 août. Si l'on considère les 3 sites de mesures et la version « ASSIM », du modèle aérosol GEMS, le coefficient de corrélation obtenu entre les épaisseurs optiques en aérosol simulées et mesurées est de 0.82, celui obtenu entre les PM_{2.5} mesurés et simulés est de 0.71. Cette corrélation peut être considérée comme vraiment satisfaisante compte-tenu de la résolution spatiale du modèle assez grossière, et du caractère local des mesures de PM_{2.5}.

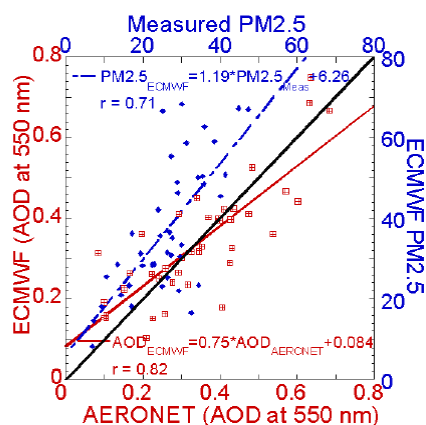


Figure 4.9. Epaisseur optique en aérosol à 550 nm simulée par le modèle GEMS (version « ASSIM ») en fonction de l'épaisseur optique en aérosol mesurée à 550 nm (en rouge), et PM_{2.5} simulés en fonction de PM_{2.5} mesurés (en bleu). Les données incluent la période du 31 juillet au 15 août 2003 et les 3 sites de Lille, Dunkerque/Calais, Toulon/Marseille.

La figure 4.10. présente, pour les 2 versions « DIRECT » et « ASSIM » du modèle aérosol GEMS, les relations entre épaisseurs optiques en aérosol simulées et mesurées d'une part par POLDER-2 (épaisseur optique en aérosol du mode fin) et par AERONET (épaisseur optique en aérosol totale). La comparaison porte dans les 2 cas sur la période d'opération de POLDER-2 (avril-octobre 2003) et pour les 3 sites de mesures Lille, Dunkerque/Calais, Marseille/Toulon. Cette figure montre que l'assimilation améliore significativement, et de façon assez similaire l'accord du modèle avec les épaisseurs optiques en aérosol issues de POLDER-2 et celles provenant des mesures AERONET. La corrélation entre les épaisseurs optiques en aérosol simulées et celles mesurées par AERONET est à peine meilleure que celle obtenue avec les données POLDER-2

(respectivement $R=0.80$ et $R=0.77$). Pour les deux relations on observe un biais, qui peut s'expliquer par la comparaison des épaisseurs optiques totales simulées avec celles du mode fin issues de POLDER-2, mais qui est plus difficile à comprendre dans le cas de la comparaison avec les épaisseurs optiques totales en aérosol issues d'AERONET. Ces biais diminuent généralement après assimilation dans le modèle.

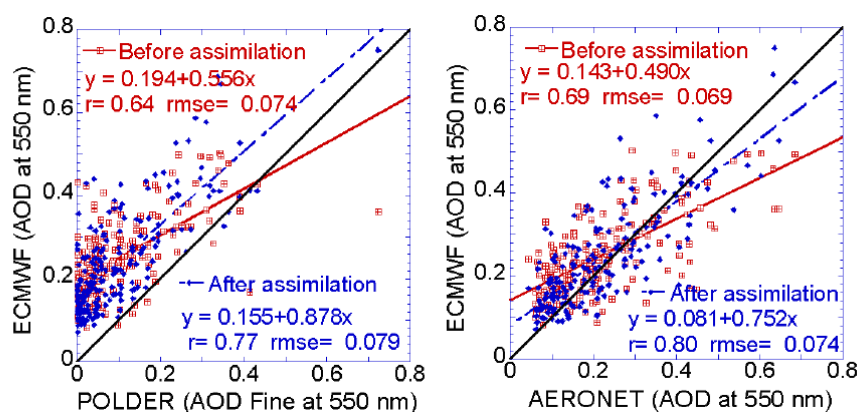


Figure 4.10. Epaisseur optique en aérosol totale à 550 nm simulée par le modèle GEMS en fonction de l'épaisseur optique en aérosol du mode fin restituée par POLDER-2 (à droite) et de l'épaisseur optique en aérosol totale mesurée par AERONET (à gauche). Les 2 versions « ASSIM » (en rouge) et « DIRECT » (en bleu) du modèle sont présentées. Les données incluent la période d'opération de POLDER-2, avril à octobre 2003 et les 3 sites de Lille, Dunkerque/Calais, Toulon/Marseille. Les données POLDER-2 ont été regrillées à la résolution spatiale du modèle (1.125°).

L'analyse combinée des concentrations en sulfates mesurées au sol (stations EMEP) et de celles simulées par GEMS-aérosol a montré une forte augmentation de leurs contenus au cours de la canicule d'août 2003, qui a bien été reproduite par le modèle. Toutefois, le modèle GEMS-aérosol a tendance à surestimer significativement les niveaux de concentrations en sulfates [Mangold et al., 2011]. De plus, les conditions particulièrement sèches de l'été 2003 ont conduit à des incendies de forêt au Sud de l'Europe, en particulier au Portugal entre le 3 et le 8 août [Hodzic et al., 2006, 2007]. Plusieurs études ont montré que les aérosols issus de ces feux ont été transportés jusqu'au nord-ouest de l'Europe, et ont atteint les Iles Britanniques, la Mer du Nord et la zone du Benelux [Hodzic et al., 2006, 2007]. La carte des épaisseurs optiques en aérosol du mode fin à 865 nm restituées par POLDER-2 les 5 et 6 août (figure 4.11.a) met bien en évidence des contenus élevés en fines particules sur les Iles Britanniques, la Hollande et la Mer du Nord, ainsi que sur certaines zones à l'est de l'Europe (est de l'Allemagne, Croatie). La figure 4.11.b montre les épaisseurs optiques en aérosol du mode fin à 550 nm simulées par le modèle (version « ASSIM ») pour cette même période. L'épaisseur optique en aérosol du mode fin simulée par le modèle correspond en fait à la somme des épaisseurs optiques partielles en sulfates, carbone suie, et matière organique (poussières et sels marins exclus). En comparaison à la carte POLDER-2, cette simulation met en évidence des épaisseurs optiques en aérosols

plus élevées, ainsi que des différences importantes dans la répartition géographique des panaches d'aérosols. En particulier, le pic observé par POLDER-2 sur la Mer du Nord et la Hollande n'est pas simulé correctement par le modèle, qui met en évidence des contenus en aérosols plus élevés sur l'Irlande et le nord de l'Angleterre. Notons toutefois que la surestimation des épaisseurs optiques en aérosol du mode fin peut s'expliquer, au moins en partie, par la différence de longueur d'onde entre les données POLDER-2 (865 nm) et les simulations (550 nm).

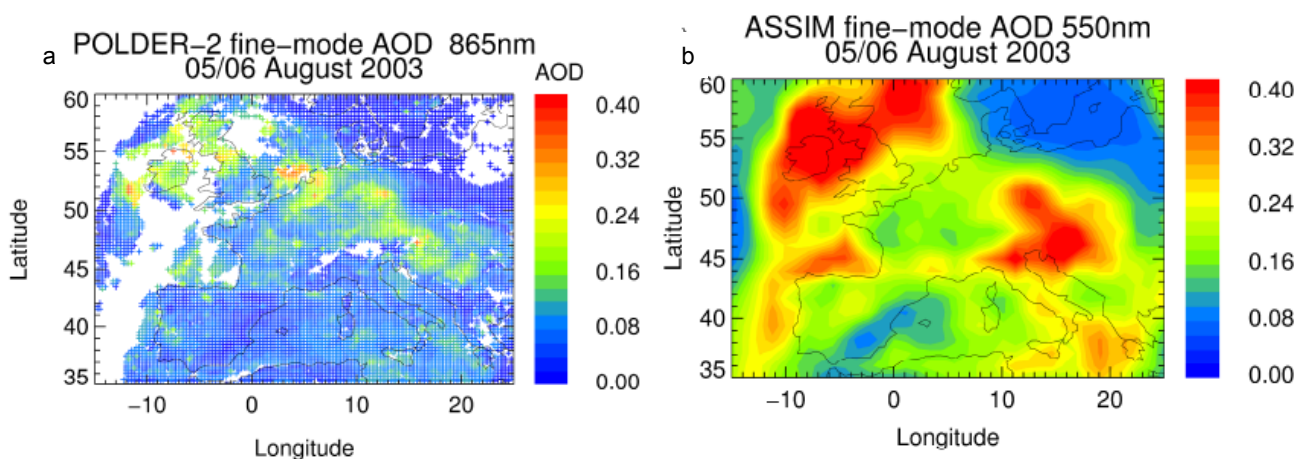


Figure 4.11. Epaisseurs optiques en aérosol du mode fin en Europe les 5 et 6 août 2003 : a. observées par POLDER-2 à 865 nm. b. simulées par le modèle GEMS aérosol (version « ASSIM ») à 550 nm entre 9h et 15h UTC).

Si l'on examine maintenant chacune des composantes de l'épaisseur optique en aérosol du mode fin simulée par GEMS-aérosol, on constate que seuls les aérosols de sulfate y contribuent significativement (voir figure 4.12.). Les contenus en carbone suie et matière organique simulés par le modèle restent très bas, alors que dans un panache d'aérosols de feux on devrait trouver des contenus plus élevés pour ces deux espèces. Il est possible que ce désaccord provienne du module d'émissions GFEC (Global Fire Emission Database) du modèle GEMS-aérosol, qui utilise des moyennes sur 8 jours, qui ne suffisent pas à représenter correctement l'intensité des contenus en aérosols produits par ces feux.

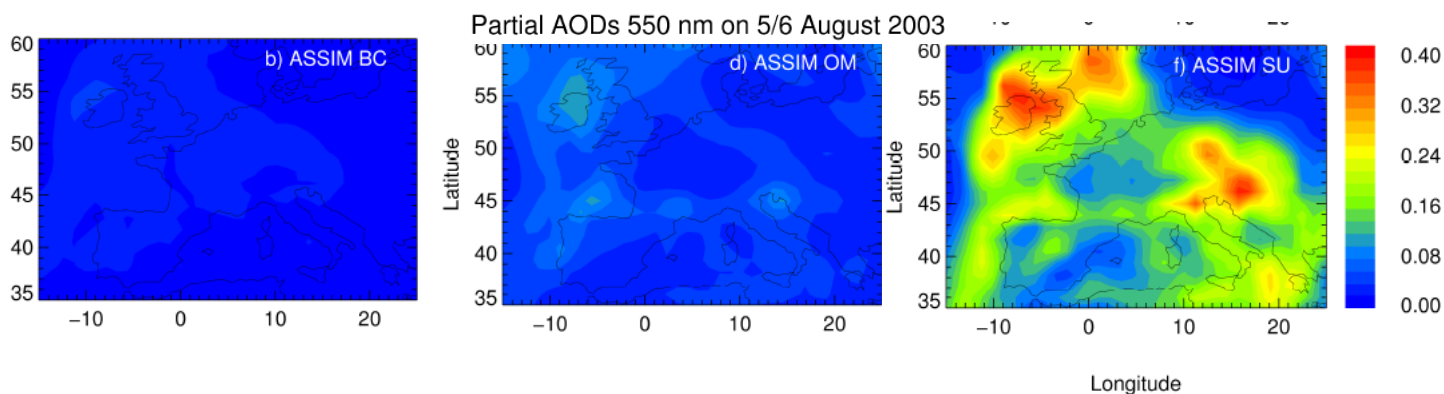


Figure 4.12. Epaisseurs optiques partielles simulées par le modèle GEMS aérosol (version « ASSIM ») les 5-6 août 2003 pour le carbone suie (à gauche), la matière organique (au centre), les sulfates (à droite).

4.3. Analyse de la variabilité des aérosols en Asie à partir de POLDER

4.3.1. Validation régionale des données POLDER

L'Asie est une région d'un intérêt particulier, puisque les émissions d'aérosols naturels et anthropiques y sont parmi les plus élevées du monde. De plus, on estime que la population en Chine représente aujourd'hui de l'ordre de 20% des 6.8 milliards d'individus vivant dans le monde. Dans cette étude, nous nous intéressons à une zone géographique de grande superficie, présentée sur la figure 4.13., qui s'étend de 10 à 55 °N et de 70 à 140 °E. A l'intérieur de cette zone nous disposons des mesures de 14 sites photométriques du réseau AERONET/PHOTONS situés en Chine, en Corée du Sud, au Vietnam, en Mongolie, en Inde, en Thaïlande, et au Japon.

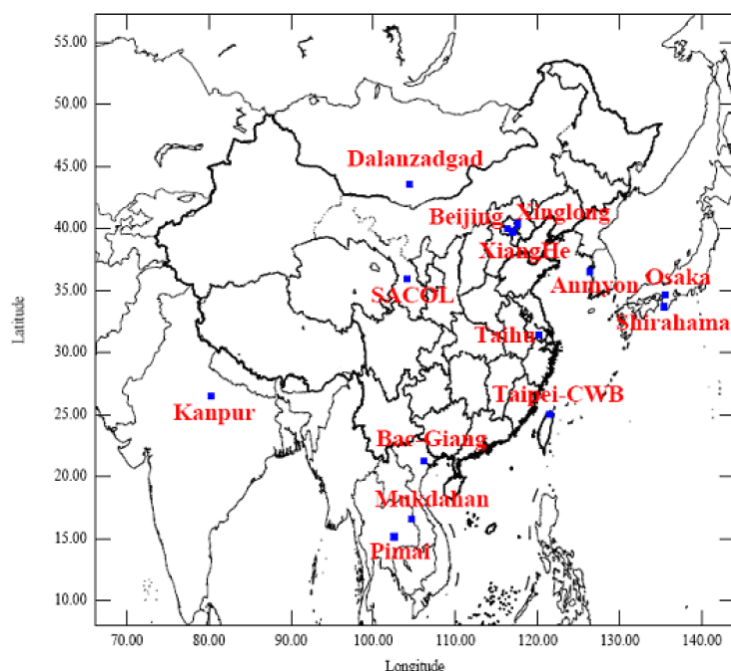


Figure 4.13. Carte de la zone d'étude en Asie et localisation des 14 sites AERONET/PHOTONS. Du nord au sud : 1 site en Mongolie (Dalanzadgad) ; 6 sites en Chine (Xinglong, Beijing, Xianghe, Sacol, Taihu, Taipei-CWB) ; 1 site en Corée du Sud (Anmyon) ; 2 sites au Japon : (Osaka, Shirahama) ; 1 site en Inde (Kanpur) ; 1 site au Vietnam (Bac_Giang) ; 2 sites en Thaïlande (Mukdahan, Pimai).

Nous avons utilisé ce jeu de données photométriques pour mener une validation régionale des épaisseurs optiques en aérosol du mode fin restituées par POLDER-3 sur la période mars 2005-juin 2008. Dans l'objectif d'accéder au plus grand nombre de données, et en particulier aux plus récentes nous avons utilisé les données AERONET de niveau 1.5. Dans une étude précédente, *Fan et al.* [2007] avaient mis en évidence un bon accord entre les données POLDER-3 et l'épaisseur optique en aérosol du mode fin (rayon des particules $\leq 0.3 \mu\text{m}$), en s'appuyant sur les mesures de 2 sites photométriques en Chine (Beijing et Xianghe) et en considérant une période de 15 mois. Il s'agit ici d'étendre cette validation à

une zone géographique bien plus grande et sur une durée de 40 mois, en adoptant une méthodologie similaire à celle de *Fan et al.* [2007]. En particulier, nous avons retenu le seuil de $0.3 \mu\text{m}$ de rayon de particules pour calculer l'épaisseur optique du mode fin photométrique, $\tau_{\text{fine}(r \leq 0.3 \mu\text{m})}^{\text{inv}}$, à partir de la distribution en taille et de l'indice de réfraction, en faisant l'hypothèse de particules sphériques. Nous évaluons ici les épaisseurs optiques en aérosol restituées par POLDER-3 à 865 nm, mais également celles extrapolées à 670 et 440 nm à partir du coefficient d'Angström. Les figures 4.14-a, -b, et -c présentent les résultats obtenus pour ces comparaisons entre les épaisseurs optiques en aérosol POLDER-3 et les $\tau_{\text{fine}(r \leq 0.3 \mu\text{m})}^{\text{AER}}$, respectivement à 865, 670, et 440 nm.

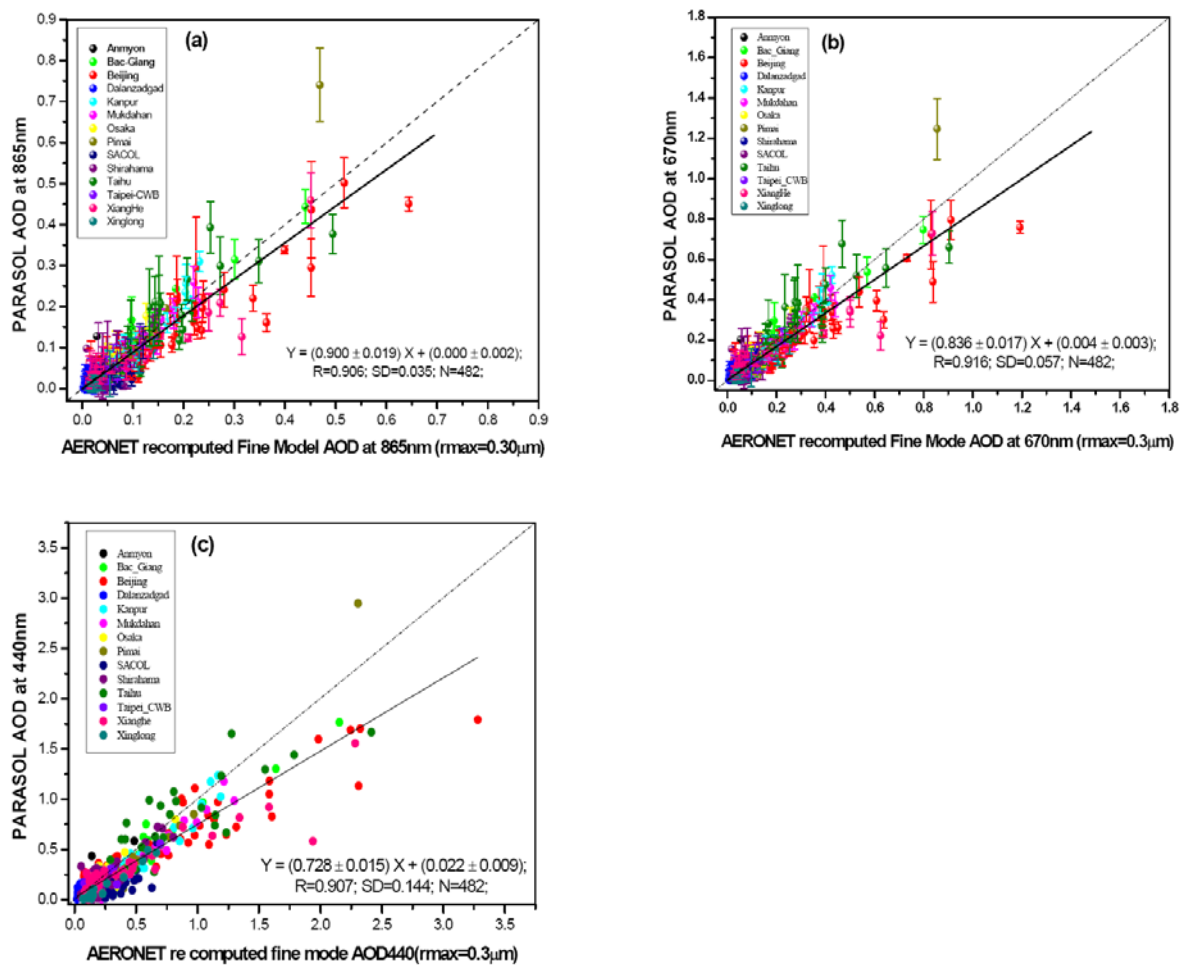


Figure 4.14. Comparaison entre les épaisseurs optiques en aérosol PARASOL et celles recalculées du mode fin AERONET avec $r \leq 0.3 \mu\text{m}$ à 865 nm (a), 670 nm (b), et 440 nm (c) pour les 14 sites AERONET/PHOTONS présentés figure 4.13. et sur la période mars 2005 – juin 2008. Les barres d'erreur indiquent la variabilité spatiale à l'intérieur du pixel PARASOL ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$). D'après *Su et al.* [2010].

Ces comparaisons confirment un bon accord entre les données d'épaisseur optique en aérosol POLDER et les $\tau_{\text{fine}(r \leq 0.3 \mu\text{m})}^{\text{inv}}$ issus des mesures photométriques. Les coefficients de corrélation obtenus sont supérieurs à 0.9 aux trois longueurs d'onde. Les pentes sont de 0.90, 0.84, et 0.73, respectivement à 865, 670, et 440 nm. Cette diminution de la pente avec

la longueur d'onde peut s'expliquer par les limites de validité de l'extrapolation et des hypothèses utilisées pour la restitution. Si l'on examine les résultats site par site, on constate que 11 des stations utilisées ont des coefficients de corrélations supérieurs à 0.7 (7 supérieurs à 0.9). Le seul site présentant un coefficient de corrélation inférieur à 0.5 est Dalanzadgad en Mongolie, caractérisé par des niveaux d'épaisseurs optiques en aérosol très faibles et une influence marquée des poussières minérales du désert de Gobi, particules non sphériques et peu polarisantes, qui ne sont pas détectables avec l'algorithme POLDER. A l'exception de ce site, les résultats obtenus sont très satisfaisants et mettent en évidence les capacités de POLDER à restituer le contenu en fines particules, de rayon inférieur ou égal à $0.3 \mu\text{m}$.

4.3.2. Caractéristiques des aérosols observés par POLDER en Asie

La figure 4.15. montre la carte moyenne des observations d'aérosols du mode fin par POLDER-3 sur la période mars 2005 – février 2009, ainsi que le pourcentage de jours avec des observations associé (figure 4.15.b), et la localisation des principales régions mentionnées par la suite (figure 4.15.c).

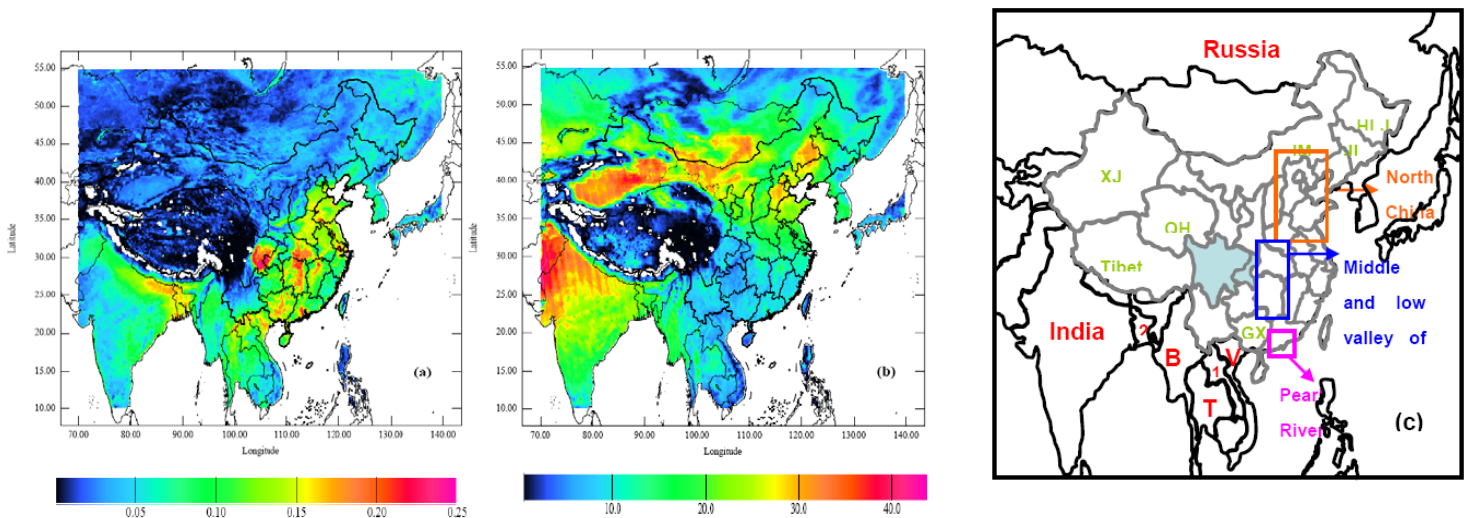


Figure 4.15. (a) Carte des épaisseurs optiques en aérosol moyennes à 865 nm et (b) de la fréquence des observations disponibles déduites de PARASOL sur la période mars 2005 – février 2009. (c) Illustration des zones typiques mentionnées dans le texte. En bleu clair le bassin de Sichuan (province du centre-ouest de la Chine), en rouge sont indiqués les noms de pays (1 pour Laos, 2 pour Bangladesh), et en vert le nom de certaines provinces chinoises.

La figure 4.15.a montre que les valeurs les plus fortes d'épaisseurs optiques en aérosol PARASOL sont observées dans les régions du bassin du Sichuan, et du Sud-Est de la Chine, en particulier autour des régions les plus densément peuplées, et industrialisées (fleuve Yangtze, delta de la rivière des Perles, plaine du nord de la Chine). POLDER montre également des valeurs élevées en aérosols sur d'autres régions, comme le sud de l'Himalaya en Inde, et les zones autour de la frontière entre le Laos et la Chine. A l'exception

des régions du plateau du Tibet et des régions du nord ouest de la zone, les plus faibles valeurs d'épaisseurs optiques en aérosol PARASOL sont observées principalement au nord-est de la Chine, dans les provinces de Heilongjiang (HLJ), Jilin (JL), et en Mongolie intérieure (inner-Mongolia ou IM). Une analyse approfondie des images PARASOL a mis en évidence de fortes disparités géographiques des variabilités saisonnières des contenus en fines particules [Su et al., 2010]. En particulier, en hiver ce sont principalement les régions du bassin de Sichuan et du nord-est de l'Inde (le long de l'Himalaya) qui sont caractérisées par des contenus très élevés en fines particules. A l'inverse, c'est en été que la région de la plaine du nord de la Chine met en évidence des charges en fines particules maximales. Le printemps est la saison où les contenus en fines particules sont élevés sur la partie nord de l'Asie du Sud-Est (Laos, Birmanie, Thaïlande et Vietnam) sous l'influence des feux de biomasse.

4.3.3. Variabilité interannuelle des aérosols en été dans le nord de la Chine

La Chine est une source d'aérosols naturels et anthropiques très importante, et Pékin, le centre politique et culturel de la Chine, fait partie des 10 villes les plus polluées au monde¹². L'épaisseur optique en aérosol à Pékin est maximale en été [Xia et al., 2007] du fait des conditions météorologiques de stagnation et de températures élevées. La pollution à Pékin n'est pas seulement le résultat des émissions locales, mais provient également des provinces environnantes. Dans le cadre des jeux olympiques de Pékin en août 2008, la Chine a adopté des mesures de réduction des émissions polluantes à Pékin et dans les régions environnantes (avant et pendant l'événement), afin d'améliorer la qualité de l'air et d'assurer des conditions atmosphériques plus saines aux athlètes et aux spectateurs. Dans ce contexte, il nous a semblé particulièrement intéressant d'analyser les observations en aérosol fournies par POLDER en été dans la région de Pékin, à l'échelle pluriannuelle sur la période 2003 à 2009. Notre étude porte donc sur la région « nord de la Chine » qui s'étend de 32 à 42 °N en latitude, et de 110 à 120 °E en longitude, et comprend les villes de Pékin (population de 11.5 millions d'habitants) et Tianjin (9.3 millions d'habitants), ainsi que les provinces environnantes de Hebei, Shandong, Shanxi, et Henin, également très peuplées, industrialisées et urbanisées (voir figure 4.16.). Les résultats de l'analyse des épaisseurs optiques en aérosols fournies par POLDER-2 (2003) et POLDER-3 (2005-2009) à 865 nm en été (juin-août) sont présentés figure 4.17. et 4.18. Ces deux figures mettent en évidence une variabilité interannuelle des contenus en particules fines détectés par POLDER très significative sur la période estivale. Les contenus les plus élevés sont mesurés en 2003 (épaisseur optique en aérosol de 0.19), alors que les valeurs minimales, environ deux fois

¹² D'après Roger et al. [2009], le nombre de mégacités (villes de population supérieure à 10 millions d'habitants) en Asie est en train d'augmenter de trois à 1975 à quinze en 2015.

plus faibles, apparaissent en 2006 (0.10) et en 2009 (0.08). L'été 2008 est caractérisé par des niveaux de pollution en particules fines que l'on peut qualifier de modérés à élevés en comparaison aux autres années.

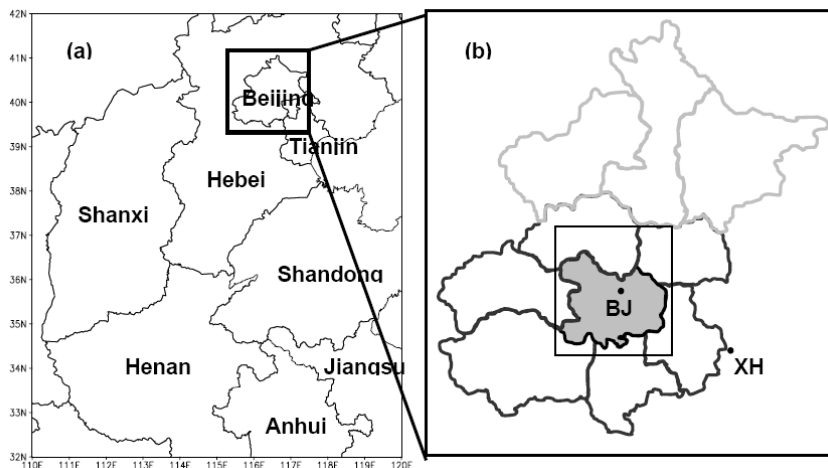


Figure 4.16. Zone d'étude définie comme le « nord de la Chine » (a) et carte de Pékin (b) montrant en particulier les villes de Pékin et XiangHe, où sont situés les photomètres AERONET/PHOTONS.

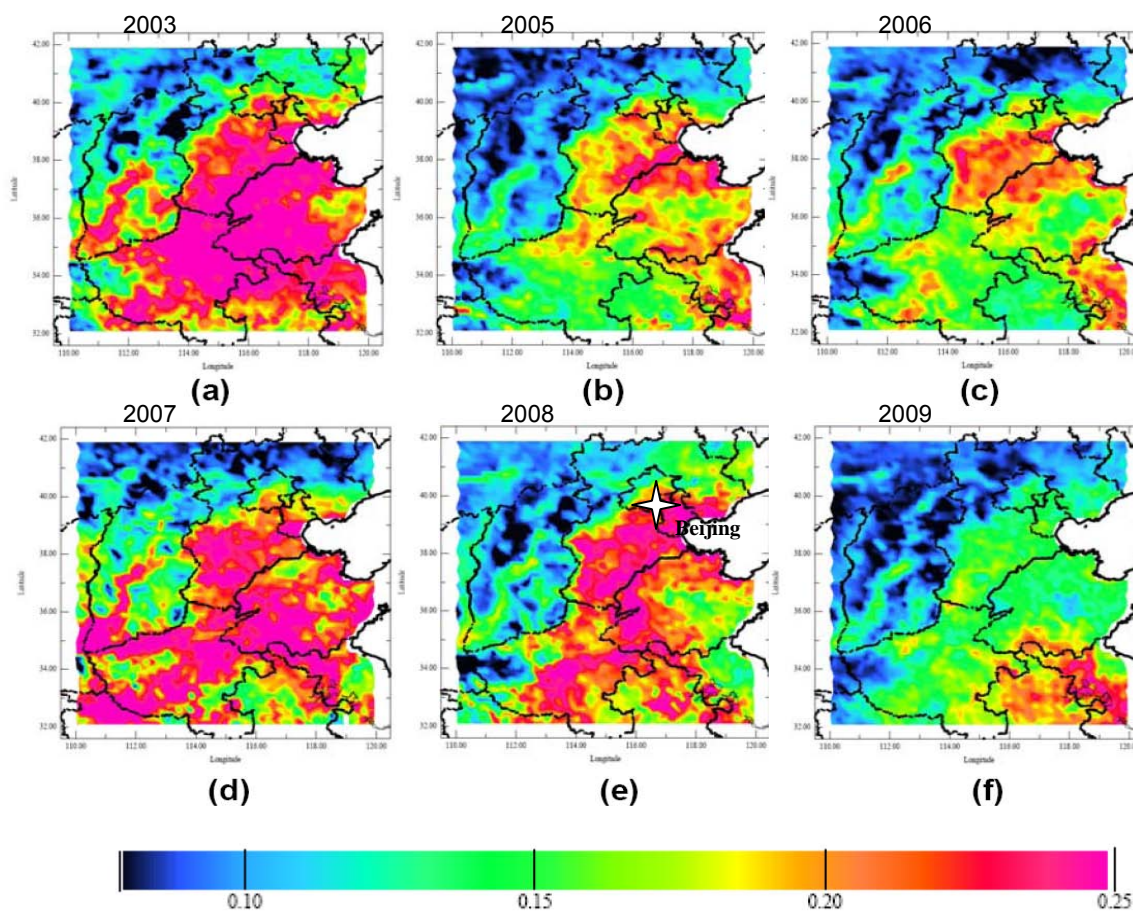


Figure 4.17. Distributions spatiales des épaisseurs optiques en aérosol POLDER-2 et POLDER-3 à 865 nm moyennes en été (juin-juillet août) 2003 (a) et de 2005 à 2009 (b-f) dans la région du nord de la Chine.

La variabilité interannuelle est clairement observable sur la figure 4.17., les données PARASOL indiquant une diminution nette des zones géographiques affectées par des épaisseurs optiques en aérosol supérieures ou égales à 0.2 en 2005, 2006, et 2009, en comparaison à 2003 et 2007, et, dans une moindre mesure, 2008.

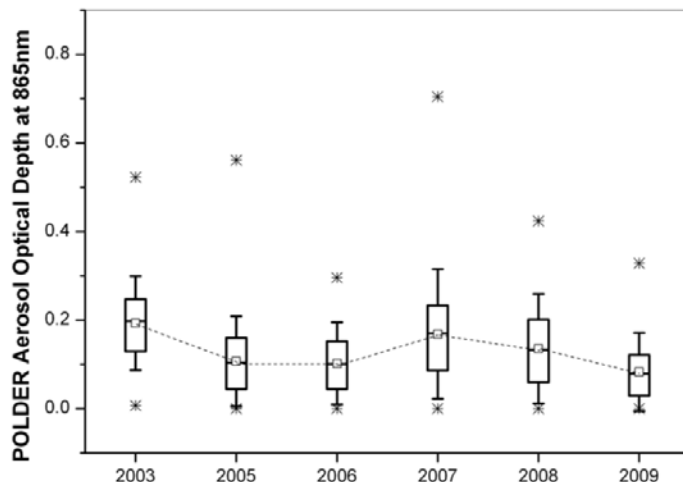


Figure 4.18. Variabilité interannuelle des épaisseurs optiques en aérosol POLDER à 865 nm en été (juin-juillet août) pour 2003 (POLDER-2) et de 2005 à 2009 (POLDER-3) dans la région du nord de la Chine. Dans chaque boîte, la barre centrale indique la valeur médiane, et les barres inférieures et supérieures, respectivement les premier et troisième quartiles. Les barres d'erreur sur l'axe des y indiquent 1.5 fois l'écart-type spatial. Les symboles carrés indiquent les valeurs moyennes, les astérisques les valeurs minimales et maximales. D'après *Su et al.* [2010].

Afin de mieux comprendre cette variabilité, la figure 4.19. montre cette fois les variations interannuelles des moyennes mensuelles d'épaisseur optique en aérosol POLDER pour les mois de juin, juillet et août séparément.

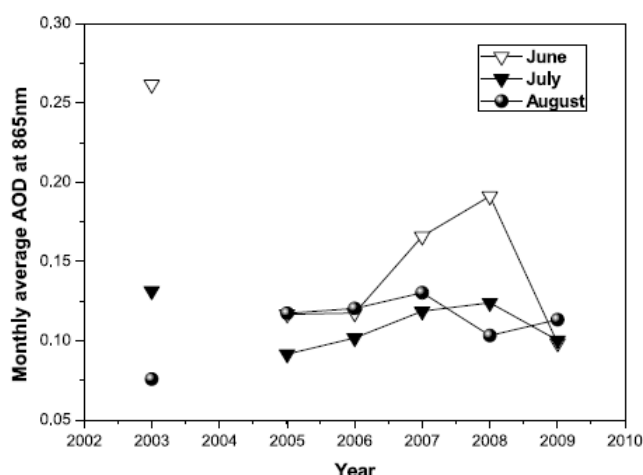


Figure 4.19. Variabilité interannuelle des épaisseurs optiques en aérosol POLDER à 865 nm moyennes mensuelles d'été pour 2003 (POLDER-2) et de 2005 à 2009 (POLDER-3) dans la région du nord de la Chine : en juin (triangles blancs), en juillet (triangles noirs), en août (ronds noirs). D'après *Su et al.* [2010].

On constate que c'est en juin que les valeurs d'épaisseur optique en aérosol sont les plus élevées et que la variabilité interannuelle est la plus forte. En juillet, la variabilité interannuelle est similaire à celle observée en juin, mais de moindre amplitude, alors qu'au mois d'août la variabilité est différente : en particulier en août 2008, les valeurs d'épaisseurs optiques en aérosol détectées par POLDER sur le nord de la Chine sont relativement faibles, inférieures à celles d'août 2007 et 2009, et également en-dessous des valeurs de juin et juillet 2008.

Si l'on examine maintenant plus spécifiquement la région autour de la ville de Pékin, définie comme une zone de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ centrée autour du site photométrique AERONET de Pékin, on peut alors utiliser les mesures photométriques comme référence. Pour obtenir une base de données plus homogène nous avons en fait moyennés les mesures photométriques des sites de Pékin (39.98°N , 116.38°E) et de XiangHe (39.75°N , 116.96°E), situé à 70 km au sud-est de Pékin. La figure 4.20. montre ainsi que les épaisseurs optiques du mode fin issues de POLDER sur la région de Pékin, ainsi que celles déduites des mesures photométriques ($r \leq 0.30 \mu\text{m}$) présentent des variations interannuelles dans l'ensemble très similaires à celle des épaisseurs optiques totales en aérosol du photomètre. Toutefois, si l'on examine l'été 2008, on constate que l'épaisseur optique en aérosol du mode fin AERONET diminue légèrement en comparaison à 2007, alors que l'épaisseur optique totale AERONET et celle déduite de POLDER augmentent.

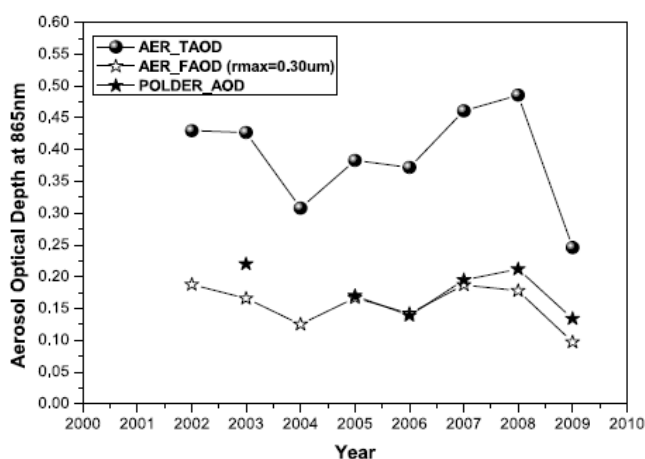


Figure 4.20. Variabilité interannuelle des épaisseurs optiques en aérosol POLDER à 865 nm moyennes d'été (juin-juillet-août) pour 2003 (POLDER-2) et de 2005 à 2009 (POLDER-3) dans la région de Pékin, et des épaisseurs optiques en aérosol totales et du mode fin ($r \leq 0.3 \mu\text{m}$) déduites des mesures photométriques de Pékin et XiangHe. D'après *Su et al.* [2010].

L'ensemble des mesures POLDER et AERONET indiquent en tout cas une charge en aérosols assez élevée pendant l'été 2008, et qui diminue considérablement en 2009 sur la région de Pékin, comme ce qui avait été mis en évidence sur l'ensemble du nord de la Chine. Toutefois si l'on examine spécifiquement le mois d'août 2008 correspondant à la

période des jeux olympiques, les mesures photométriques ainsi que celles de POLDER mettent en évidence des charges en aérosol plus faibles que celles des mois de juin et de juillet de la même année. Il semble en fait qu'en 2008 c'est surtout le mois de juin qui a été caractérisé par des contenus en aérosol très élevés (en particulier en épaisseur optique totale en aérosol). Les niveaux en aérosol d'août 2008, sans être faibles, peuvent plutôt être qualifiés de modérés, et restent inférieurs à ceux d'août 2007. De plus, toutes les mesures d'aérosols indiquent que c'est surtout l'été 2009 qui a été caractérisé par des contenus en aérosols assez peu élevés.

4.4. Conclusions

Les premiers résultats des études que nous avons menées avec les données d'aérosol POLDER-2 et -3, en France (dans des conditions de pollution modérées) et en Chine (dans des conditions de pollution élevées) sont dans l'ensemble assez satisfaisants. Malgré les limitations propres à l'outil satellitaire (résolution spatiale moyenne, observations uniquement en ciel non nuageux¹³, contenu en aérosol intégré verticalement), l'épaisseur optique en aérosol du mode fin restituée par l'algorithme POLDER au-dessus des continents semble assez bien adaptée au suivi des aérosols de pollution. Les approches combinant ce type d'observation à des mesures LIDAR sol ou satellitaires [Boyouk *et al.*, 2010; Kacenelenbogen, 2008] devraient apporter des améliorations au suivi quantitatif de la pollution en particules à la surface par satellite. De plus, comme l'ont montré les résultats des simulations du modèle aérosol dans le cadre de GEMS, l'approche combinant modélisation et observations satellitaires (en termes d'assimilation et de validation) est également très prometteuse, en particulier pour l'amélioration de la prévision tridimensionnelle des épisodes de pollution. Enfin, dans un avenir proche, l'utilisation de données d'aérosols issues de capteurs sur des satellites géostationnaires, comme SEVIRI/MSG, permettra sans aucun doute d'améliorer la représentativité de la surveillance de la charge en aérosols, notamment de pollution, au-dessus des continents [Bernard *et al.*, 2009]. Parmi les difficultés rencontrées, c'est certainement la précision obtenue sur les épaisseurs optiques en aérosols restituées (de l'ordre de 20%), et encore plus sur les estimations de concentrations en particules (de l'ordre de 30%) à partir d'observations spatiales [Hoff and Christopher, 2009], qui reste l'une des priorités d'amélioration de ce type d'approche. Rappelons pour finir que de façon générale, l'utilisation des mesures satellitaires pour la qualité de l'air est encore un domaine d'étude jeune, avec moins de 10 ans d'observations issues des capteurs les plus performants (capteurs de l'A-Train, MSG/SEVIRI,...).

¹³ Rappelons que les nuages recouvrent de l'ordre de 60 à 70% de la Terre.

5. Conclusion générale et perspectives

5.1. Bilan

L'utilisation scientifique des observations satellitaires d'aérosols a démarré dans les années 1980, et a connu un essor considérable au cours des dernières années, ainsi qu'en témoigne la très forte progression du nombre de publications associées. Les données satellitaires, bénéficiant des avancées techniques et scientifiques récentes, sont de plus en plus utilisées pour mieux quantifier les contenus et propriétés des aérosols et contribuent ainsi à une meilleure évaluation de leurs impacts [Kokhanovsky et Leeuw, 2009]. D'une part on compte de plus en plus de capteurs spatiaux et d'algorithmes dédiés aux aérosols, avec en particulier la disponibilité aujourd'hui de plusieurs années d'observations tridimensionnelles et globales des champs d'aérosols issues de l'A-Train. D'autre part, les approches intégrées, combinant les observations satellitaires aux mesures sol, aux mesures aéroportées, et aux modèles se sont également multipliées et ont largement contribué à faire progresser nos connaissances des contenus, de la variabilité, ainsi que des propriétés et impacts des aérosols.

Dans les différents chapitres de ce manuscrit, j'ai essayé de montrer plusieurs applications scientifiques des observations satellitaires des contenus et des propriétés des aérosols. D'abord dans le cadre d'une campagne de mesures internationale et pluridisciplinaire comme AMMA, nous avons pu nous appuyer sur le jeu exceptionnel de mesures sol acquis en Afrique de l'Ouest, pour tester différents produits satellitaires dans des conditions particulières : (i) des contenus en aérosols parmi les plus élevés du globe, (ii) dominés par deux types d'aérosols, les poussières minérales et les aérosols de feux de biomasse, (iii) des aérosols relativement absorbants. Dans ce contexte, je me suis intéressée aux données d'aérosols de deux capteurs faisant partie de l'A-Train, OMI sur AURA et POLDER-3/PARASOL. Les produits aérosols dérivés de ces deux instruments montrent bien les innovations actuelles en terme d'algorithme satellitaire : on ne restitue plus seulement le contenu en aérosols, mais également des informations de plus en plus détaillées sur les propriétés de taille (avec POLDER-3) et d'absorption (avec OMI) des particules présentes dans la colonne atmosphérique. Ainsi, nous avons pu différencier, à partir des données de POLDER-3, la contribution des poussières minérales issues du Sahara et du Sahel (aérosol grossier non sphérique) de celle des aérosols de feux de biomasse (fines particules) aux aérosols transportés en hiver au-dessus de l'Atlantique nord Tropical. Il s'avère que les poussières minérales dominent non seulement le contenu en aérosol, mais également sa variabilité d'un hiver à l'autre, ce qui est confirmé par les mesures photométriques de M'Bour. De plus, nous avons montré que les données d'albédo de diffusion simple (SSA_{388nm}) OMI sont en assez bon accord avec celles déduites des photomètres d'Afrique de l'Ouest (à 440 nm), et mettent bien en évidence les variations saisonnières de la composition de l'aérosol. En hiver, l'aérosol est plus absorbant du fait de la présence de

particules carbonées de feux de biomasse, alors que pour les autres saisons, l'absorption est plus faible car les poussières minérales dominent. Les données OMI, tout comme celles du photomètre de M'Bour, indiquent de plus que l'absorption de l'aérosol est plus faible en été qu'au printemps, ce qui pourrait s'expliquer soit par des changements de composition des poussières minérales (liés à l'activation de différentes sources d'émission), soit par l'influence d'un autre type d'aérosol non-absorbant au printemps (sulfates, sels marins). En fait, d'autres outils (rétrotrajectoires, simulations numériques,...) et mesures (composition chimique) devront être utilisés conjointement à nos observations satellitaires d'aérosols pour établir les causes exactes de la variabilité de la nature de l'aérosol, mises en évidence à partir des propriétés granulométriques et d'absorption restituées par les capteurs spatiaux.

Une autre application scientifique des données satellitaires d'aérosols m'a particulièrement intéressée ces dernières années : il s'agit de l'utilisation des plus longues séries de données disponibles, issues de capteurs comme TOMS (à partir de 1979) et METEOSAT (à partir de 1984), pour étudier la variabilité interannuelle de certains types de particules. Je me suis concentrée sur les poussières minérales d'origine nord Africaine transportées au-dessus de l'Atlantique nord tropical. A partir d'une première étude combinant TOMS et METEOSAT sur la période 1979-2000, on a pu identifier l'influence de deux facteurs climatiques majeurs sur l'évolution pluriannuelle des poussières : l'Oscillation Nord Atlantique et les conditions de sécheresse au Sahel, dont les impacts diffèrent selon la saison considérée. De plus, en combinant notre climatologie satellitaire de poussières aux mesures sol de concentrations issues de la station de la Barbade disponibles depuis 1966, nous avons mis en évidence une augmentation résiduelle des charges en poussières transportées sur l'Atlantique. Cette augmentation, non imputable à la variabilité des paramètres météorologiques précédemment cités, pourrait être liée à la pression humaine au Sahel. Toutefois, il reste difficile d'établir de façon robuste un lien de cause à effet, et assez incertain de quantifier précisément une fraction anthropique des poussières minérales nord Africaine, à partir de seuls jeux de données satellitaires et sols (à la Barbade). Notre analyse nous a simplement amené à préciser qu'une telle hypothèse, dégradation des sols due à la pression humaine au Sahel, pouvait expliquer l'évolution à long terme des contenus en poussières telle que nous l'avons observée dans les années 1980 et 1990. Nous avons poursuivi cette étude en nous intéressant cette fois à la dernière décennie (2000-2009). Même si les jeux de mesures au sol (photométriques) et satellitaires disponibles sont bien plus nombreux sur cette période, la tâche reste paradoxalement assez compliquée. Ainsi, nous avons choisi d'appuyer notre analyse sur les données d'aérosol de MODIS/TERRA sur l'Atlantique, et du photomètre AERONET/PHOTONS des Iles du Cap Vert, disponibles depuis 2000. Ces deux jeux de données ont confirmé l'influence de l'Oscillation Nord Atlantique sur la variabilité interannuelle des poussières transportées au-dessus de l'Atlantique en hiver. En revanche, il semble que l'impact de la

sécheresse au Sahel, pourtant très important au cours des années 1980 et 1990, ait été moindre sur la dernière décennie, peut-être du fait de conditions de pluviométrie alors plus proches de la normale. De plus, les deux jeux de données utilisés ont mis en évidence des contenus annuels de poussières transportées au-dessus de l'Atlantique nord tropical relativement peu variables d'une année à l'autre sur la période 2000-2009 (facteur 1.2 à 1.3), en comparaison aux deux décennies précédentes (variations interannuelles de l'ordre d'un facteur 2 à 2.5). Enfin, nous avons voulu confronter nos mesures sol (Barbade, 1966-2000) et satellitaires (TOMS/METEOSAT, 1979-2000) de poussières à celles issues de la climatologie AVHRR établie par *Evan and Mukhopadhyay* [2010] sur la période 1982-2009. Cette analyse d'ensemble a montré que depuis que l'on dispose de mesures (1966), les contenus en poussières ont augmenté jusque vers le milieu des années 1980, alors que la tendance récente suggère une diminution des contenus en poussières transportés au-dessus de l'Atlantique. Cette baisse est très nettement détectée par les épaisseurs optiques en poussières AVHRR entre le début des années 1980 et 2009, et apparaît encore plus marquée au cours des années 2000. Notre interprétation est toutefois limitée par le manque de jeux de données (satellitaires ou sol) de poussières recouvrant de façon continue les trois dernières décennies. La tendance de diminution mise en évidence s'appuie uniquement sur les données AVHRR, et demanderait donc à être confirmée par d'autres types de mesures, totalement indépendantes, et surtout assurant la continuité entre les années 1990 (contenus en poussières encore assez élevés et variables) et les années 2000 (contenus en poussières faibles et moins variables).

Enfin, toujours concernant les poussières minérales nord Africaines, j'ai abordé une thématique centrée sur leur possible impact sur les épidémies de méningite en Afrique de l'Ouest. Si l'existence d'un tel impact est soupçonnée, elle n'est pas clairement établie, et l'enjeu de ce projet est d'examiner conjointement les mesures de poussières et les données de méningites dont on dispose, ainsi que d'autres paramètres environnementaux (humidité, vent, température) pour fournir des éléments de réponse. Les premières analyses, basées sur des données sol et satellitaires de poussières (photomètres, capteurs TOMS et OMI) suggèrent que l'impact des poussières pourrait intervenir principalement dans la phase de démarrage et de progression de l'épidémie, jusqu'à son maximum saisonnier en mars/avril.

Le dernier volet de mes activités présenté dans ce manuscrit concerne l'étude de la pollution particulaire à partir d'observations satellitaires. Il s'agit en fait de définir (i) l'apport des observations satellitaires d'aérosols dans ce domaine, en particulier les limites de leur application (ii) comment les utiliser de façon optimale pour améliorer la surveillance et la prévision des aérosols de pollution. J'ai contribué à une première étude sur ce sujet, basée sur l'utilisation des observations d'aérosols de POLDER-2 et -3 en France et en Europe de l'Ouest. L'algorithme POLDER utilisé au-dessus des surfaces continentales fournit l'épaisseur optique en aérosol du mode fin, paramètre qui paraît bien adapté à l'étude des particules de pollution. Nous

avons utilisé à la fois les mesures photométriques du réseau AERONET/PHOTONS et celles de $PM_{2.5}$ (issues des réseaux de surveillance de la qualité de l'air) en France pour tester les restitutions de POLDER-2 et -3. Cette première approche a mis en évidence que, dans certaines conditions, POLDER pouvait apporter une information pertinente en termes de pollution particulaire et de qualité de l'air. En particulier, les données de POLDER-2 recouvrent la canicule d'août 2003 en France, période caractérisée par une pollution en aérosols particulièrement élevée, correspondant à des conditions de ciel clair (non nuageux) pour lesquelles l'utilisation de données satellitaires est optimale. C'est dans ce contexte que nos travaux ont contribué au projet Européen GEMS (2005-2009), dont l'objectif principal était de développer un système opérationnel et global de surveillance et prévision à moyen terme de la composition de l'atmosphère (gaz et aérosols). Les données satellitaires d'aérosols ont été utilisées d'une part en assimilation dans le modèle ECMWF-IFS de GEMS (épaisseur optique en aérosol MODIS), d'autre part pour la validation des champs d'aérosols restitués par le modèle (épaisseur optique du mode fin POLDER-2). Nous avons été en charge d'une étude de cas de la partie validation du projet GEMS, plus spécifiquement pour les conditions de pollution particulaire mesurées en Europe de l'Ouest pendant la canicule d'août 2003. D'abord, à partir des mesures photométriques et de concentrations particulières ($PM_{2.5}$) de 3 sites (Lille, Dunkerque/Calais, et Toulon/Marseille), nous avons testé les performances du modèle aérosol ECMWF-IFS. Nous avons pu établir que, malgré quelques écarts, le modèle reproduit dans l'ensemble assez correctement les contenus en aérosols mesurés au sol et intégrés verticalement (épaisseur optique en aérosol) sur ces 3 sites pendant l'été 2003. L'assimilation des épaisseurs optiques en aérosol MODIS améliore généralement les résultats de cette validation, de façon plus nette sur les comparaisons des concentrations particulières simulées aux mesures de $PM_{2.5}$ au sol. Ensuite, nous avons confronté le jeu de mesures d'aérosols POLDER-2 (avril-octobre 2003) aux simulations du modèle, ce qui a confirmé que l'assimilation des épaisseurs optiques en aérosol MODIS améliore significativement les résultats de la comparaison. Enfin les cartes d'épaisseur optique en aérosol du mode fin POLDER-2 ont mis en évidence des différences notables dans la distribution géographique des panaches d'aérosols, en comparaison aux cartes d'aérosols simulées par le modèle GEMS. De tels écarts pourraient être dus à une représentation insuffisante dans le modèle de l'intensité des émissions d'aérosols carbonés issus des incendies de forêt au Portugal, qui sont venus augmenter la charge en aérosols pendant cette période. Enfin, les observations d'aérosols POLDER ont également été examinées en Asie, et notamment en Chine, région d'un intérêt particulier puisque les niveaux de pollution en particules y sont très largement supérieurs à ceux d'Europe de l'Ouest. La validation régionale menée par comparaison aux épaisseurs optiques en aérosols mesurées sur 14 sites AERONET/PHOTONS a mis en évidence des résultats satisfaisants. Cette analyse nous a permis d'utiliser les observations de POLDER-2 (2003) et POLDER-3 (2005-2009) pour

étudier les caractéristiques des particules fines en Asie. Nous avons mis en évidence la variabilité interannuelle des aérosols détectés plus spécifiquement dans le Nord de la Chine, notamment pendant la période estivale et dans le contexte des Jeux Olympiques de Pékin d'août 2008. Cette analyse a montré une bonne cohérence entre les mesures photométriques et les observations POLDER, avec des contenus en aérosols assez modérés en août 2008, en comparaison à ceux enregistrés durant les années précédentes.

5.2. Perspectives

Les travaux présentés dans ce manuscrit sont, pour la plupart, en cours, et les perspectives pour les finaliser sont multiples. Il est clair que l'arrivée des observations de l'A-Train a ouvert la voie du développement d'approches innovantes et d'algorithmes que l'on peut qualifier de « nouvelle génération », qui combinent les observations quasi-simultanées de plusieurs capteurs [Anderson *et al.*, 2005b ; Satheesh *et al.*, 2009]. On parle ainsi de synergie ou de fusion de données, et ce type d'algorithme, encore à ses débuts, va sans doute largement progresser dans les années à venir. Notons que l'on peut également envisager une simple association des observations d'aérosols, telles que celles de POLDER-3/PARASOL et d'OMI/AURA. Comme nous l'avons vu dans le cadre d'AMMA (chapitre 3), une telle approche peut fournir, du moins dans certaines conditions, les contenus en aérosols, leurs propriétés granulométriques, et leur absorption. Ces trois paramètres permettent de mieux différencier les types de particules présentes et sont importants pour l'évaluation de leurs impacts, en particulier radiatif.

La climatologie des aérosols, en particulier des poussières minérales d'origine désertique, est un sujet d'étude qui continuera de m'intéresser dans les années à venir. Si l'on a relativement bien cerné la variabilité pluriannuelle des contenus en poussières mesurés au-dessus de l'Atlantique dans les années 1980 et 1990, l'évolution sur les dix dernières années n'est pas complètement interprétée. De nombreuses questions subsistent : pourquoi la variabilité interannuelle des charges en poussières sur cette période est-elle plus modérée ? La tendance de diminution établie à partir des données AVHRR est-elle confirmée par d'autres jeux de données ? Est-ce la variabilité des précipitations au Sahel qui explique ces deux phénomènes, ou y a-t-il d'autres facteurs que nous n'avons pas encore identifiés ? Enfin, comment confirmer/infirmer que la pression humaine au Sahel a contribué à l'augmentation des charges en poussières mesurée dans les années 1980 et 1990 ? Concernant les impacts, l'étude des liens poussières/méningites n'en est clairement qu'à ses débuts : une thèse est en cours sur ce sujet¹⁴, et grâce au rassemblement et au recoupement de différents types de données, on devrait apporter bon nombre de réponses sur l'existence éventuelle de ce lien et sa

¹⁴ Adrien Deroubaix (CRC Dijon, LOCEAN Paris).

nature précise. Le sujet est complexe du fait de la grande variété des paramètres à prendre en compte (humains, sociétaux, environnementaux) nécessitant de plus des collaborations pluridisciplinaires (avec les épidémiologistes en particulier). Enfin, l'utilisation des données satellitaires d'aérosols pour l'étude de la qualité de l'air en particules est encore un domaine de recherche « jeune ». Les premières analyses que nous avons menées avec POLDER en Europe de l'Ouest et en Asie sont plutôt prometteuses [*Kacenelenbogen et al.*, 2006 ; *Su et al.*, 2010]. Dans certaines régions du monde où la pollution en particules est substantielle, et où les réseaux de surveillance de la qualité de l'air au sol ne sont pas encore bien développés, l'utilisation de données satellitaires constitue sans aucun doute une alternative intéressante [*Van Donkelaar et al.*, 2010]. De plus, des travaux récents [*Yu et al.*, 2008] ont montré l'intérêt d'utiliser les observations MODIS du mode fin des aérosols pour estimer la variabilité du transport « trans-Pacifique » des aérosols de pollution, entre l'Asie et l'Amérique du Nord. Dans tous les cas, il est maintenant établi que les produits satellitaires d'aérosols sont utiles pour mieux cerner la distribution géographique des panaches d'aérosols de pollution et pour mieux contraindre (par l'assimilation) et valider les modèles de surveillance et de prévision de la qualité de l'air en particules, comme nous l'avons montré dans le cadre de GEMS [*Mangold et al.*, in press 2011].

5.3. Quelques réflexions sur l'approche satellitaire

J'espère avoir apporté quelques illustrations dans ce manuscrit, de l'intérêt et de l'apport indéniables de l'outil satellitaire pour l'étude de composés aussi variables spatialement et temporellement que les aérosols troposphériques. Je souhaiterais toutefois rappeler que malgré les dernières avancées et les algorithmes de plus en plus performants, il reste des limites à l'approche satellitaire pour la surveillance, la climatologie, ou simplement l'étude des propriétés des aérosols, dont certaines me paraissent constituer des priorités d'amélioration importantes pour les prochaines années. Jusqu'à présent, la télédétection passive des aérosols s'est limitée aux conditions de ciel non nuageux. Il est bien évident que dans certaines régions du globe d'ensoleillement limité, et pour les capteurs caractérisés par des résolutions spatiales assez larges, on perd de ce fait bon nombre d'observations (jusqu'à plus de 50% par exemple dans la région Lilloise avec POLDER-2, *Kacenelenbogen et al.* [2006]). La question de la représentativité des mesures satellitaires d'aérosols doit donc nécessairement se poser et être clairement explicitée, selon la région d'étude et le capteur utilisé. Notons que des efforts sont en cours, du fait de la disponibilité des mesures multi-capteurs de l'A-Train, allant vers la mise au point de nouvelles méthodes permettant la détection de certains aérosols au-dessus des nuages, comme cela a été montré notamment à partir des données PARASOL [*Waquet et al.*, 2009]. Grâce à de telles approches on devrait être en mesure d'augmenter significativement la

représentativité des données satellitaires d'aérosols, dans des zones géographiques particulières comme les hautes et moyennes latitudes, ou la zone de l'Atlantique nord tropical en été. Notons quand même qu'il restera toujours une perte d'information, dans les cas où les aérosols sont situés à plus basse altitude que les nuages, ou approximativement au même niveau. L'analyse conjointe de différents types de mesures d'aérosols et de nuages, issues de LIDAR sols ou satellitaires, de photomètres sol ou aéroportés, et de concentrations en particules, devrait nous permettre une meilleure évaluation de l'importance et de la fréquence de telles situations selon les régions considérées.

Comme nous l'avons vu concernant les poussières minérales, on dispose aujourd'hui d'une trentaine d'années d'observations satellitaires d'aérosols, une période qui ouvre la voie d'études de tendances et d'évolutions à long terme des contenus en particules. Ce type d'approche permet de mieux comprendre la variabilité naturelle des contenus en aérosols, c'est-à-dire celle liée à l'évolution de différents paramètres météorologiques, préalable indispensable à la mise en évidence de tendances liées aux activités humaines. Pourtant, plusieurs études soulignent de réelles difficultés à apporter des conclusions robustes dans ce genre d'exercice. L'une des premières explications est liée aux écarts trop importants entre les produits aérosols satellitaires issus de différents capteurs [Kahn et al., 2007 ; Tanré, 2010], et ce même pour le paramètre de base que constitue l'épaisseur optique en aérosol au-dessus des surfaces océaniques. Si les désaccords entre différents produits satellitaires sont assez compréhensibles pour les instruments les plus anciens (AVHRR, TOMS), c'est plus surprenant pour les capteurs récents, comme MODIS, MISR ou POLDER [Tanré, 2010]. Il reste difficile de distinguer les différences légitimes liées à la nature de la mesure (domaine de longueur d'onde, résolution spatiale et temporelle) de celles plus problématiques qui proviennent d'erreurs (contamination nuageuse, mauvaise estimation de la surface,...) ou d'imprécisions liées aux méthodes d'inversion utilisées [Kacenelenbogen et al., 2011]. Pour y arriver, des études préalables sont nécessaires visant à qualifier, valider, évaluer la précision (et les erreurs), et intercomparer les différents produits satellitaires d'aérosols [Chiapello et al., 2000 ; Gérard et al., 2005 ; Kacenelenbogen et al., 2011 ; Bréon et al., 2011], un travail parfois long et fastidieux, d'autant que le nombre d'algorithmes, de produits, et de capteurs spatiaux permettant la détection des aérosols est en progression. Hoff et Christopher [2009] mentionnent ainsi que depuis 1995, 42 instruments permettant des mesures de la qualité de l'air (gaz et particules) ont été mis en orbite. De plus, on ne dispose pas de plusieurs décennies d'observations satellitaires globales des contenus en aérosols, les algorithmes appliqués aux capteurs les plus anciens étant généralement limités aux surfaces océaniques (en ciel non nuageux). Si la télédétection satellitaire des aérosols au-dessus des surfaces continentales a progressé ces dernières années, avec la mise au point d'algorithmes spécifiques notamment pour les surfaces désertiques (Vergé-Dépré et al. [2006] ; Hsu et al. [2006]), elle reste moins avancée (en terme

de niveau d'information fourni sur les aérosols), moins globale (souvent dépendante du type de surface ou d'aérosol) et au final moins précise qu'au-dessus des océans. Pourtant c'est bien sur les continents que se situent les principales sources d'aérosols, dont celles liées aux activités humaines, mais aussi les populations qui vont subir en premier lieu leurs impacts, en particulier en termes de qualité de l'air et de santé. Dans les années qui viennent, il semble important de poursuivre l'effort d'amélioration des techniques existantes et de développer de nouvelles approches plus performantes pour combler les limites actuelles de l'observation satellitaire des aérosols au-dessus des terres [Dubovik et al., 2010].

Rappelons ici que certains des quelques 200 photomètres du réseau AERONET/PHOTONS fournissent des mesures d'aérosols depuis la fin des années 1990, même si la continuité du jeu de données acquis est très variable d'un site à l'autre. Il s'agit d'un réseau de mesures de référence aujourd'hui indispensable à tous les travaux liés aux observations satellitaires aérosols, tels que ceux présentés dans ce manuscrit (climatologie et tendances, propriétés des aérosols, pollution particulaire, impacts, validation,...). Notons que l'analyse récente de Eck et al. [2010], basée sur les mesures photométriques AERONET, constitue une avancée importante pour améliorer la caractérisation des propriétés (de taille et d'absorption) des mélanges de différents types d'aérosols, un domaine qui reste encore assez complexe à partir de mesures optiques de télédétection.

Enfin, je mentionnerai que parmi les avancées majeures liées à la mise en place des capteurs de l'A-Train, les mesures fournies par le lidar CALIOP de la plate-forme CALIPSO (lancée en avril 2006, Winker et al. [2007]) offrent des possibilités sans précédent d'établir les distributions verticales des principaux types d'aérosols, poussières minérales, aérosols de pollution, particules issues des feux de biomasse [Liu et al., 2008 ; Huang et al., 2010 ; Chazette et al., 2010 ; Labonne et al., 2007], paramètre particulièrement déterminant pour leur transport (et leur durée de vie) dans l'atmosphère. Les données de CALIOP sont également très utiles pour l'étude de l'effet indirect des aérosols et plus généralement des interactions aérosols-nuages [Costantino and Bréon, 2010].

Pour terminer, je rappellerai que les campagnes de mesures dédiées aux aérosols et menées dans différentes régions du monde caractérisées par des conditions environnementales particulières (par exemple les mégacités [Roger et al., 2009], ou les déserts [Washington et al., 2006]) restent essentielles (i) à la caractérisation complète des aérosols, qui comprend leurs propriétés physico-chimiques et optiques [Alfaro et al., 2003 ; Formenti et al., 2011], (ii) à l'évaluation détaillée des modèles [Minvielle et al., 2004 ; Hodzic et al., 2006] (iii) à la validation et l'amélioration des mesures de télédétection [Chu et al., 2005]. De façon plutôt imprévue, l'éruption récente du Volcan Islandais Eyjafjöll a constitué un cas d'étude permettant de tester bon nombre d'algorithmes satellitaires au-dessus de l'Atlantique et de l'Europe de l'ouest pendant la période d'activité (14 avril – 23 mai 2010) [Tanré et al., en préparation 2011]. Hormis

la situation de crise qu'a induit cette éruption, avec les perturbations très importantes du trafic aérien et donc de l'activité économique de l'Europe de l'Ouest, c'est une période pendant laquelle les mesures de routine (photométriques et lidar) de la station-toit du LOA et, entre autres, les instruments de l'A-Train peuvent être utilisés pour étudier le panache de cendres¹⁵ issu du volcan. On peut ainsi citer OMI/Aura pour la détection des aérosols et du SO₂, MODIS/Aqua pour les aérosols, l'utilisation de CALIOP pour la séparation des aérosols volcaniques et des nuages (en association avec les données PARASOL), ainsi que la mise au point d'algorithmes à partir des données de IASI (sur METOP) pour la détection des cendres.

¹⁵ Les cendres volcaniques désignent les fines particules de roches et minéraux qui sont éjectées du volcan. Contrairement aux cendres issues de la combustion, ces particules sont dures et abrasives (constituées en particulier de silice ou quartz).

6. Bibliographie

Ackerman, A.S., O.S. Toon, D.E. Stevens, A.J. Heymsfield, V. Ramanathan, and E.J. Welton, Reduction of tropical cloudiness by soot, *Science*, 288, pp 1042-1047, **2000**.

Alfaro, S. C., et al., Chemical and optical characterization of aerosols measured in spring 2002 at the ACE-Asia supersite, Zhenbeitai, China, *J. Geophys. Res.*, 108(D23), 8641, doi:10.1029/2002JD003214, **2003**.

Anderson, T. L., Y. Wu, D. A. Chu, B. Schmid, J. Redemann, and O. Dubovik, Testing the MODIS satellite retrieval of aerosol fine-mode fraction, *J. Geophys. Res.*, 110, D18204, doi:10.1029/2005JD005978, **2005a**.

Anderson, T. L., et al., An “A-train” strategy for quantifying direct climate forcing by anthropogenic aerosols source, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 86, 1795–1808, doi:10.1175/BAMS-86-12-1795, **2005b**.

Bellouin, N., O. Boucher, J. Haywood, and M.S. Reddy, Global estimate of aerosol direct radiative forcing from satellite measurements, *Nature*, 438, doi:10.1038, **2005**.

Bellouin, N., O. Boucher, D. Tanré and O. Dubovik, Aerosol absorption over the clear-sky oceans deduced from POLDER-1 and AERONET observations, *Geophys. Res. Lett.*, 30(14), 1748, doi:10.1029/2003GL017121, **2003**.

Benedetti, A., J.-J. Morcrette, O. Boucher, A. Dethof, R. J. Engelen, M. Fisher, H. Flentjes, N. Huneus, L. Jones, J. W. Kaiser, S. Kinne, A. Mangold, M. Razinger, A. J. Simmons, M. Suttie, Aerosol analysis and forecast in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Integrated Forecast System: 2. Data assimilation, *J. Geophys. Res.*, 114, D1305, doi:10.1029/2008JD011115, **2009**.

Bernard, E., D. Ramon, D. Jolivet, C. Moulin, J. Riedi, P.Y. Deschamps, J.M. Nicolas, & O. Hagolle, Aerosol retrieval over land in the 635 nm channel of MSG/SEVIRI sensor: A hourly and daily AOT product over Europe, in *Proceedings of the EUMETSAT, Meteorological Satellite Conference*, Bath United Kingdom, **2009**.

Boucher, O., Effets radiatifs direct et indirect des aérosols, *Habilitation à Diriger des Recherches*, Université des Sciences et Technologies de Lille, 146 pp, **2003**.

Boucher, O., and D. Tanré, Estimation of the aerosol perturbation to the Earth’s radiative budget over oceans using POLDER satellite aerosol retrievals, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1103-1106, **2000**.

Bou Karam, D., C. Flamant, P. Tulet, J.-P. Chaboureau, A. Dabas, and M. C. Todd, Estimate of Sahelian dust emissions in the intertropical discontinuity region of the West African Monsoon, *J. Geophys. Res.*, 114, D13106, doi:10.1029/2008JD011444, **2009**.

Boyouk, N., J.-F. Léon, H. Delbarre, T. Podvin, C. Deroo: Impact of the mixing boundary layer on the relationship between PM_{2.5} and aerosol optical thickness *Atmospheric Environment*, 44 (23), p. 271-277, **2010**.

Bréon, F.-M., Tanré D., Generoso S., Effect of Aerosol on cloud droplet size monitored from satellite, *Science*, 295, 834-838, **2002**.

Bréon, F.M., A. Vermeulen, and J. Desclotres, An evaluation of satellite aerosol products against sunphotometer measurements, *submitted to Rem. Sens. Environm.*, **2011**.

Broutin H., Philipon S., Constantin de Magny G., Sultan B., Guégan J.F., Comparative study of meningitis dynamics across 9 African countries: a global perspective, *International Journal of Health Geographics*, 6(1), 29-37, **2007**.

Buchard, V., Caractérisation du contenu en atmosphérique en ozone et en aerosols au moyen de mesures spectrales dans l'UV. Validation de l'instrument spatial OMI/AURA. *Thèse de l'Université de Lille 1*, 209 pp, **2009**.

Chazette, P., J.-C. Raut, F. Dulac, S. Berthier, S.-W. Kim, P. Royer, J. Sanak, S. Loaëc, and H. Grigaut-Desbrosses, Simultaneous observations of lower tropospheric continental aerosols with a ground-based, an airborne, and the spaceborne CALIOP lidar system, *J. Geophys. Res.*, 115, D00H31, doi:10.1029/2009JD012341, **2010**.

Chiapello I., Etude du transport des aérosols d'origine désertique au-dessus de l'Atlantique nord tropical. *Rapport de DEA de l'Université Paris 7*, **1992**.

Chiapello I., Les aérosols au-dessus de l'Atlantique nord tropical: approche physico-chimique et météorologique. Evaluation de la contribution des différentes espèces à l'épaisseur optique en aérosol. *Thèse de doctorat de l'Université Paris 7*, pp 250, **1996**.

Chiapello, I., G. Bergametti, B. Chatenet, P. Bousquet, F. Dulac, E. Santos Soares, Origins of African dust transported over the northeastern tropical Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 102, 13,701-13,709, **1997**.

Chiapello, I., G. Bergametti, B. Chatenet, F. Dulac, C. Moulin, A. Vermeulen, C. Devaux, I. Jankowiak, and E. Santos Soares, Contribution of the different aerosol species to the aerosol mass load and optical depth over the northeastern tropical Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 104, 4025-4035, **1999a**.

Chiapello, I., G. Bergametti, L. Gomes, B. Chatenet, F. Dulac, J. Pimenta and E. Santos Soares, An additional low layer transport of Sahelian and Saharan dust over the North-Eastern Tropical Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 3191-3194, **1995**.

Chiapello, I., P. Goloub, D. Tanré, A. Marchand, J. Herman, and O. Torres, Aerosol detection by TOMS and POLDER over oceanic regions, *J. Geophys. Res.*, 105, 7133-7142, **2000**.

Chiapello, I. and C. Moulin, TOMS and METEOSAT satellite records of the variability of Saharan dust transport over the Atlantic during the last two decades (1979-1997), *Geophys. Research Lett.* 29, **2002**.

Chiapello, I., C. Moulin, and J.M. Prospero, Understanding the long-term variability of African dust transport across the Atlantic as recorded in both Barbados surface concentrations and large-scale TOMS optical thickness, *J. Geophys. Res.*, 110, D18S10, doi : 10.1029/2004JD005132, **2005**.

Chiapello, I., J.M. Prospero, J. Herman, and C. Hsu, Detection of mineral dust over the north Atlantic ocean and Africa with the Nimbus 7 TOMS, *J. Geophys. Res.*, 104, 9277-9291, **1999b**.

Chu, D.A., Y.J. Kaufman, G. Zibordi, J.D. Chern, Jietai Mao, Chengcai Li, and B.N. Holben, Global monitoring of air pollution over land from the Earth Observing System-Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), *J. Geophys. Res.*, 108(D21), 4661, doi:10.1029/2002JD003179, **2003**.

Chu, D. A., et al., Evaluation of aerosol properties over ocean from Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) during ACE-Asia, *J. Geophys. Res.*, 110, D07308, doi:10.1029/2004JD005208, **2005**.

Costantino, L., and F.M. Bréon, Analysis of aerosol cloud interaction from multisensor satellite observations, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L11801, doi:10.1029/2009GL041828, **2010**.

Cuesta, J., et al., Multiplatform observations of the seasonal evolution of the Saharan atmospheric boundary layer in Tamanrasset, Algeria, in the framework of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis field campaign conducted in 2006, *J. Geophys. Res.*, 113, D00C07, doi:10.1029/2007JD009417, **2008**.

Deboudt, Karine, Caractérisation des émissions et évolution troposphérique des aérosols inorganiques par analyse individuelle de particules, *Habilitation à Diriger des Recherches*, Université du Littoral Côte d'Opale, **2009**.

Derimian, Y., J.-F. Léon, O. Dubovik, I. Chiapello, D. Tanré, A. Sinyuk, F. Auriol, T. Podvin, G. Brogniez, and B. N. Holben, 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, **2008**.

Deschamps, P.-Y., Bréon, F.-M., Leroy, M., Podaire, A., Bricaud, A., Buriez, J.-C., Seze, G., The POLDER mission: instrument characteristics and scientific objectives. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 32, 598–615, **1994**.

Deuzé, J.-L., Bréon F.-M., Devaux C., Goloub P., Herman M., Lafrance B., Maignan F., Marchand A., Nadaf. L, Perry G., and Tanré D., Remote sensing of aerosols over land surfaces from POLDER-ADEOS 1 Polarized measurements, *J. Geophys. Res.*, 106(D5), 4913-4926, **2001**.

Deuzé J.-L., Goloub P., Herman M., Marchand A., Perry G., Tanré D., Susana S. Estimate of the aerosols properties over the ocean with POLDER, *J. Geophys Res*, 105, 15329-15346, **2000**.

Dubovik, O., Herman, M., Holdak, A., Lapyonok, T., Tanré, D., Deuzé, J.L., Ducos, F., Sinyuk, A., and Lopatin, A., Development of statistically optimized inversion algorithm for enhanced retrieval of aerosol properties from spectral multi-angle polarimetric satellite observations, *Atmos. Meas. Tech. Discuss.*, in preparation, **2010**.

Dubovik, O., Holben, B., Eck, T.F., Smirnov, A., Kaufman, Y., King, M., D. Tanré, and Slutsker, I., Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations, *J. Atmos. Sci.*, 59 (3), 590-608, **2002**.

Dubovik, O. and King, M.: A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurements, *J. Geophys. Res.*, 105, 20673–20696, **2000**.

Dubovik, O., T. Lapyonok, Y. J. Kaufman, M. Chin, P. Ginoux, R. A. Kahn and A. Sinyuk, Retrieving global aerosol sources from satellites using inverse modeling, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 209-250, **2008**.

Dulac, F., D. Tanré, G. Bergametti, P. Buat-Ménard, M. Desbois, and D. Sutton, Assessment of the African airborne dust mass over the western Mediterranean Sea using Meteosat data, *J. Geophys. Res.*, 97, D2, 2489-2506, **1992**.

Dunion, J. P., and C. S. Velden, The impact of the Saharan air layer on Atlantic tropical cyclone activity, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 85, 353–365, **2004**.

Eck, T.F., et al., Climatological aspects of the optical properties of fine/coarse mode aerosol mixtures, *J. Geophys. Res.*, 115, D19205, doi:10.1029/2010JD014002, **2010**.

Engel-Cox, J. A., Holloman, C. H., Coutant, B.W., and Hoff, R.M., Qualitative and quantitative evaluation of MODIS satellite sensor data for regional and urban scale air quality, *Atmos. Environ.*, 38, 2495–2509, doi:10.1016/j.atmosenv.2004.01.039, **2004**.

Engelstaedter, S., R. Washington, and I. Tegen, North African dust emissions and transport, *Earth Sci. Rev.*, 79, 73– 100, **2006**.

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

Evan, A.T., A.K. Heidinger, and M.J. Pavolonis, Development of a new over-water advanced very high resolution radiometer dust detection algorithm. *Int. J. Remote Sens.*, 27, 3903-3924, **2006b**.

- Evan, A. T., and S. Mukhopadhyay, African dust over the northern tropical Atlantic: 1955–2008, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 49, 2213–2229, doi: 10.1175/2010JAMC2485.1, **2010**.
- Evan, A. T., D.J. Vimont, A.K. Heidinger, J.P. Kossin, R. Bennartz, The role of aerosols in the evolution of tropical north Atlantic ocean temperature anomalies, *Science*, Vol. 324, No. 5928, 778-781, doi:10.1126/science.1167404, **2009**.
- Fan X.H., P. Goloub, J-L. Deuzé, H.B. Chen, W.X. Zhang, D. Tanré, Z. Li, Evaluation of PARASOL aerosol retrieval over North East Asia, *Remote Sens. Environ.*, doi:10.1016/j.rse.2007.06.010, **2007**.
- Foltz, G.R., and M.J. McPhaden, Trends in Saharan dust and tropical Atlantic climate during 1980-2006, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L20706, doi: 10.1029/2008GL035042, **2008**.
- Formenti, P., J.L. Rajot, K. Desboeufs, F. Saïd, N. Grand, S. Chevaillier, and C. Schmechtig, Airborne observations of mineral dust over Western Africa in the summer monsoon season : spatial and vertical variability of physico-chemical and optical properties, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 11, 2549-2609, **2011**.
- Forster, P., et al., 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, **2007**.
- Franchini, M., and Mannucci, P.M., Short-term effects of air pollution on cardiovascular diseases: outcomes and mechanisms, *J. Thromb. Haemost.*, 5, 2169-74, **2007**.
- Generoso, S., F.-M. Bréon, F. Chevallier, Y. Balkanski, M. Schulz, and I. Bey, Assimilation of POLDER aerosol optical thickness into the LMDz-INCA model: Implications for the Arctic aerosol burden, *J. Geophys. Res.*, 112, D02311, doi:10.1029/2005JD006954, **2007**.
- Gérard, B., J.-L. Deuzé, M. Herman, Y. J. Kaufman, P. Lallart, C. Oudard, L.A. Remer, B. Roger, B. Six, and D. Tanré, Comparisons between POLDER-2 and MODIS/TERRA aerosol retrievals over ocean, *J. Geophys. Res.*, 110, D24211, doi:10.1029/2005JD006218, **2005**.
- Goloub, P., D. Tanré, J.-L. Deuzé, M. Herman, A. Marchand, and F.-M Bréon, Validation of the first algorithm applied for deriving the aerosol properties over the ocean using the POLDER/ADEOS measurements, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 37, 1586-1596, **1999**.
- Griffin, D.W., V.H. Garriso, J.R. Herman, E.A. Shinn, African desert dust in the Caribbean atmosphere: Microbiology and public health, *Aerobiologia*, 17, 203-213, **2001**.
- Gupta, P., and S.A. Christopher, Seven year particulate matter air quality assessment from surface and satellite measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 3311-3324, **2008**.
- Gupta, P., and S. A. Christopher, Particulate matter air quality assessment using integrated surface, satellite, and meteorological products: Multiple regression approach, *J. Geophys. Res.*, 114, D14205, doi:10.1029/2008JD011496, **2009**.
- Haywood, J. M., S. R. Osborne, P. N. Francis, A. Keil, P. Formenti, M. O. Andreae, and P. H. Kaye, 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, **2003**.
- Haywood, J. M., et al., 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, **2008**.
- Herman, J. R., P. K. Bhartia, O. Torres, C. Hsu, C. Seftor, and E. Celarier, Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data, *J. Geophys. Res.*, 102, 16,911– 16,922, **1997a**.

- Herman, M., J.L. Deuzé, C. Devaux, P. Goloub, F.M. Bréon, and D. Tanré, Remote sensing of aerosols over land surfaces including polarization measurements and application to POLDER Measurements, *J. Geophys. Res.*, 102, D14, 17039-17049, **1997b**.
- Herman M, J-L Deuzé, A. Marchant, B. Roger, P. Lallart, Aerosol remote sensing from POLDER/ADEOS over the ocean: Improved retrieval using a nonspherical particle model, *J. Geophys Res.* , VOL. 110, D10S02, doi:10.1029/2004JD004798, **2005**.
- Hodzic, A., R. Vautard, H. Chepfer, P. Goloub, L. Menut, P. Chazette, J.L. Deuzé, A. Apituley, and P. Couvert, Evolution of aerosol optical thickness over Europe during the August 2003 heat wave as seen from CHIMERE model simulations and POLDER data, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 1853-1864, **2006**.
- Hodzic, A., S. Madronich, B. Bohn, S. Massie, L. Menut, and C. Wiedinmyer, Wildfire particulate matter in Europe during summer 2003: meso-scale modeling of smoke emissions, transport and radiative effects, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 4043-4064, **2007**.
- Hoff, R. and S.A. Christopher, Remote sensing of particulate pollution from space: have we reached the promised land?, *J. Air & Waste Manage. Assoc.* 59:645-675, DOI:10.3155/1047-3289.59.6.645, **2009**.
- Holben B.N., Tanré D., Smirnov A., Eck T.F., Slutsker I., Chatenet B., Lavenu F., Kaufman Y.J., Van de Castle J., Setzer A., Markham B., Clark D., Frouin R., Karneli N A., O'Neill N., Pietras C., Pinker, Voss K., Zibordi G., An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol Optical Depth from AERONET, *J. Geophys. Res.*, 106, 12067-12097, **2001**.
- Hollingsworth, A., et al., The Global Earth-system Monitoring using Satellite and in-situ data (GEMS) project: Towards a monitoring and forecasting system for atmospheric composition, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 89, 1147– 1164, doi:10.1175/2008BAMS2355.1, **2008**.
- Hsu, N.C., J.R. Herman, O. Torres, B.N. Holben, D. Tanré, T.F. Eck, A. Smirnov, B. Chatenet, and F. Lavenu, Comparisons of the TOMS aerosol index with Sun-photometer aerosol optical thickness: Results and Applications, *J. Geophys. Res.*, 104, D6, 6269-6279, **1999**.
- Hsu, N.C., S-C. Tsay, M.D. King, and J.R. Herman, Deep Blue retrievals of Asian aerosol properties during ACE-Asia, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44, 11, 3180-3195, **2006**.
- Huang, J., C. Zhang, and J.M. Prospero, African dust outbreaks: A satellite perspective of temporal and spatial variability over the tropical Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 115, D05202, doi:10.1029/2009JD012516, **2010**.
- Hurrell, J.W., Decadal trend in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation, *Science*, 269, 676-679, **1995**.
- Husar, R. B., J. M. Prospero, and L. L. Stowe, Characterization of tropospheric aerosols over the oceans with the NOAA AVHRR optical thickness product, *J. Geophys. Res.*, 102, 16,889– 16,909, **1997**.
- IPCC, Climate Change 1995, The Science of Climate Change, Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, J.T. Houghton et al. (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 572 pp., **1996**.
- IPCC, Climate Change 2001, The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, J.T. Houghton et al. (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 881 pp., **2001**.
- Jankowiak, I., and D. Tanré, Satellite climatology of Saharan dust outbreaks: Method and preliminary results, *J. Clim.*, 5, 646–656, **1992**.

Jeong, M. J., Li, Z., Chu, D. A., and Tsay, S.-T.: Quality and compatibility analyses of global aerosol products derived from the Advanced Very High Resolution Radiometers and the Moderate Imaging Spectroradiometer, *J. Geophys. Res.*, 110, D10S09, doi:10.1029/2004JD004648, **2005**.

Jickells, T. D., et al., Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate, *Science*, 308, 67– 71, **2005**.

Kacenenbogen, M., Application de la télédétection spatiale à la surveillance de la pollution en aérosols, *Thèse de l'Université Lille 1, Sciences et Technologies*, 181 pp, **2008**.

Kacenenbogen, M., J.-F. Léon, I. Chiapello and D. Tanré, Characterization of aerosol pollution events in France using ground-based and POLDER-2 satellite data, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 4851-4866 , **2006**.

Kacenenbogen, M., M.A. Vaughan, J. Redemann, R. M. Hoff, R.R. Rogers, R.A. Ferrare, P.B. Russell, C.A., Hostetler, J.W. Hair, and B.N. Holben, An accuracy assessment of the CALIOP/CALIPSO version 2/version 3 daytime aerosol extinction product based on a detailed multi-sensor, multi-platform case study, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 3981-4000, doi:10.5194/acp-11-3981-2011.

Kahn, R.A., M.J. Garay, D.L. Nelson, K.K. Yau, M. A. Bull, B.J. Gaitley, J.V. Martonchik, and R.C. Levy, Satellite-derived aerosol optical depth over dark water from MISR and MODIS: Comparisons with AERONET and implications for climatological studies, *J. Geophys. Res.*, 112, D18205, doi:10.1029/2006JD008175, **2007**.

Kaufman, Y. J., I. Koren, L. A. Remer, D. Tanré, P. Ginoux, and S. Fan, Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 110, D10S12, doi:10.1029/2003JD004436, **2005a**.

Kaufman, Y.J., I. Koren, L.A. Remer, D. Rosenfeld, and Y. Rudich, The effect of smoke, dust, and pollution aerosol on shallow cloud development over the Atlantic Ocean, *PNAS*, 102, 32, 11207-11212, **2005b**.

Kaufman, Y. J., O. Boucher, D. Tanré, M. Chin, L. A. Remer, and T. Takemura, Aerosol anthropogenic component estimated from satellite data, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L17804, doi:10.1029/2005GL023125, **2005c**.

Kaufman, Y.J., D. Tanré, and O. Boucher, A satellite view of aerosols in the climate system, *Nature*, 419, 215-223, **2002**.

Kaufman, Y.J., Tanré, D., Remer L. A., Vermote, E. F., Chu, A., and Holben, B.N., Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer, *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 17051-17067, **1997**.

King, M.D., Y.J. Kaufman, D. Tanré, and T. Nakajima, Remote Sensing of Tropospheric Aerosols from Space: Past, Present, and Future, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 80, 2229-2259, **1999**.

Kokhanovsky, A., A. and de Leeuw, G. (Eds.): Satellite Aerosol Remote Sensing over Land, *Springer-Praxis*, Berlin, **2009**.

Koren, I., Y.J. Kaufman, L.A. Remer, J.V. Martins, Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation, *Science*, 303, 1342-45, **2004**.

Kotecka, M., Study of potential on meningitis in Niger and influence of dust aerosol, Rapport de Stage de Master, 46 pp., LOA, **2005**.

Labonne, M., F.-M. Bréon, and F. Chevallier, Injection height of biomass burning aerosols as seen from a spaceborne lidar, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L11806, doi:10.1029/2007GL029311, **2007**.

- Laurent, B., B. Marticorena, G. Bergametti, J. F. Léon, and N. M. Mahowald, Modeling mineral dust emissions from the Sahara desert using new surface properties and soil database, *J. Geophys. Res.*, 113, D14218, doi:10.1029/2007JD009484, **2008**.
- Léon J.-F., Y. Derimian, I. Chiapello, D. Tanré, T. Podvin, B. Chatenet, A. Diallo, and C. Deroo, Aerosol vertical distribution and optical properties over M'Bour (16.96W; 14.39 N), Senegal from 2006 to 2008, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 9249–9261, **2009**.
- L'Hôte, Y., G. Mahé, B. Somé, and J. P. Triboulet, Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues, *Hydrol. Sci.*, 47, 563– 572, **2002**.
- L'Hôte, Y., G. Mahé, B. Somé, The 1990's rainfall in the Sahel : the third driest decade since the beginning of the century, *Hydrological Sciences Journal*, 48 :3, 493-496, **2003**.
- Li, Z., X. Zhao, R. Kahn, M. Mishchenko, L. Remer, K.-H. Lee, M. Wang, I. Laszlo, T. Nakajima, and H. Maring, Uncertainties in satellite remote sensing of aerosols and impact on monitoring its long-term trend: a review and perspective, *Ann. Geophys.*, 27, 2755–2770, **2009**.
- Liu, D., Z. Wang, Z. Liu, D. Winker, and C. Trepte, A height resolved global view of dust aerosols from the first year CALIPSO lidar measurements, *J. Geophys. Res.*, 113, D16214, doi:10.1029/2007JD009776, **2008**.
- Mahowald, N.M., Rivera, G.D.R., Luo, C., Comment on “Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission” by I. Tegen et al. *Geophysical Research Letters* 31 (24) (art. no.—L24105), **2004**.
- Mallet, M., et al., 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, **2008**.
- Mangold, A., H. De Backer, B. De Paepe, S. Dewitte, I. Chiapello, Y. Derimian, M. Kacenelenbogen, J.-F. Léon, N. Huneus, M. Schulz, D. Ceburnis, C.D. O'Dowd, H. Flentje, S. Kinne, A. Bendetti, J.-J. Morcrette, and O. Boucher, Aerosol analysis and forecast in the ECMWF Integrated Forecast System: 3. Evaluation by means of case studies, *J. Geophys. Res.*, in press **2011**.
- Marticorena, B., B. Chatenet, J.L. Rajot, S. Traoré, M. Coulibaly, A. Diallo, I. Koné, A. Maman, T. NDiaye, and A. Zakou, Temporal variability of mineral dust concentrations over West Africa : analyses of a pluriannual monitoring from the AMMA Sahelian Dust Transect, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 8899-8915, **2010**.
- Martiny, N. and I. Chiapello, Analysis of meningococcal meningitis cases and dust occurrence in West Africa for the period 2004-2009, *Atm. Environm.*, en préparation, **2011**.
- Martiny, N., I. Chiapello, B. Sultan, B. Fontaine, Les aérosols désertiques, un facteur potentiel des épidémies de méningite en Afrique de l'ouest, *Santé et Systémique*, Vol. 10, N°3-4, doi. : 10.3166/SAS.10.3-4.31-39, **2007**.
- Martonchik, J. V., D. J. Diner, R. Kahn, B. Gaitley, and B. N. Holben, Comparison of MISR and AERONET aerosol optical depths over desert sites, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L16102, doi:10.1029/2004GL019807, **2004**.
- Menut, L., Transport et transformation de polluants dans la couche limite atmosphérique, *Habilitation à Diriger des Recherches*, IPSL-LMD, 166 pp., **2010**.
- Menut, L., I. Chiapello, and C. Moulin, Predictability of mineral dust concentrations: The African monsoon Multidisciplinary Analysis first short observation period forecasted with CHIMERE-DUST, *J. Geophys. Res.*, 114, D07202, doi:10.1029/2008JD010523, **2009**.

- Minvielle, F., Cautenet, G., Lasserre, F., Foret, G., Cautenet, S., Léon, J.F., Andreae, M.O., Mayol-Bracero, O.L., Gabriel, R., Chazette, P., Roca, R., Modelling the transport of aerosols during INDOEX 1999 and comparison with experimental data. Part 2: continental aerosols and their optical depth, *Atmospheric Environment*, doi:10.1016/j.atmosenv.2003.12.033, **2004**.
- Mishchenko, M.I., I.V. Geogdzhayev, L. Liu, A.A. Lacis, B. Cairns, L.D. Travis, Toward unified satellite climatology of aerosol properties: What do fully compatible MODIS and MISR aerosol pixels tell us?, *JQSRT*, 110, 402-408, **2009**.
- Mishchenko, M.I., et al., Long term satellite record reveals likely recent aerosol trend. *Science*, 315:1543, **2007**.
- Molesworth A, Cuevas LE, Morse AP, Herman JR, Thomson MC, Dust clouds and spread of infection. *Lancet* 359: 81–82, **2002**.
- Morcrette, J.-J., et al., Aerosol analysis and forecast in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Integrated Forecast System: Forward modeling, *J. Geophys. Res.*, 114, D06206, doi:10.1029/2008JD011235, **2009**.
- Moulin, C., Transport atmosphérique des poussières africaines sur la Méditerranée et l'Atlantique: climatologie satellitale (Météosat, 1983-1994) et relations avec le climat. *Thèse de doctorat de l'Université Paris 6*, pp. 242, **1997**.
- Moulin, C., Impact des variations climatiques sur le transport atmosphérique des poussières et sur la structure des écosystèmes marins – Les apports de la télédétection spatiale, *Habilitation à Diriger des Recherches*, Université de Versailles – Saint Quentin, 93 pp., **2006**.
- Moulin, C., and I. Chiapello, Evidence of the control of summer atmospheric transport of African dust over the Atlantic by Sahel sources from TOMS satellites (1979-2000), *Geophys. Res. Lett.*, 31, L02107, doi:10.1029/2003GL018931, **2004**.
- Moulin, C. and I. Chiapello, Impact of human-induced desertification on the intensification of Sahel dust emission and export over the last decades, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L18808, doi:10.1029/2006GL025923, **2006**.
- Moulin, C., C. E. Lambert, F. Dulac, and U. Dayan, Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic Oscillation, *Nature*, 387, 691–694, **1997**.
- Myhre, G., Stordal, F., Johnsrud, M., Diner, D. J., Geogdzhayev, I. V., Haywood, J. M., Holben, B. N., Holzer-Popp, T., Ignatov, A., Kahn, R. A., Kaufman, Y. J., Loeb, N., Martonchik, J.V., Mishchenko, M. I., Nalli, N. R., Remer, L. A., Schroedter-Homscheidt, M., Tanré, D., Torres, O., and Wang, M.: Intercomparison of satellite retrieved aerosol optical depth over ocean during the period September 1997 to December 2000, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 1697–1719, **2005**.
- Nicholson, S.E., An overview of African rainfall fluctuations of the last decade, *Journal of Climate* 6, 1463-1466, **1993**.
- N'tchayi Mbourou, G.N., Bertrand, J.J., Nicholson, S.E., The diurnal and seasonal cycles of wind-borne dust over Africa north of the equator. *Journal of Applied Meteorology* 36 (7), 868–882, **1997**.
- Osborne, S. R., B. T. Johnson, and J. M. Haywood, Physical and optical properties of mineral dust aerosol during the Dust and Biomass Experiment (DABEX), *J. Geophys. Res.*, 113, D00C03, doi:10.1029/2007JD009551, **2008**.
- Pelon, J., M. Mallet, A. Mariscal, P. Goloub, D. Tanré, D. Bou Karam, C. Flamant, J. Haywood, B. Pospichal, and S. Victori, Microlidar 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, **2008**.

- Pope, C.A., and D.W. Dockery, Health effects of fine particulate air pollution: lines that connect, *J. Air & Waste Manage. Assoc.*, 56: 709-742, **2006**.
- Prospero, J.M., E. Blades, G. Mathison, and R. Naidu, Interhemispheric transport of viable fungi and bacteria from Africa to the Caribbean with soil dust, *Aerobiol.* 21, 1-19, **2005**.
- Prospero, J.M., E. Blades, R. Naidu G. Mathison, H. Thani, and M.C. Lavoie, Relationship between African dust carried in the Atlantic trade winds and surges in pediatric asthma attendances in the Caribbean, *Int. J. Biometeorol.* DOI 10.007/s00484-008-0176-1, **2008**.
- Prospero, J. M., P. Ginoux, O. Torres, S. Nicholson, and T. Gill, 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, 1 – 31, **2002**.
- Prospero, J. M., and P. J. Lamb, African droughts and dust transport to the Caribbean: Climate change implications, *Science*, 302, 1024–1027, **2003**.
- Prospero, J. M., and R. T. Nees, Impact of the North African Drought and El-Nino on mineral dust in the Barbados trade winds, *Nature*, 320, 735– 738, **1986**.
- Rajot, J. L., et al., AMMA dust experiment: An overview of measurements performed during the dry season special observation period (SOP0) at the Banizoumbou (Niger) supersite, *J. Geophys. Res.*, 113, D00C14, doi:10.1029/2008JD009906, **2008**.
- Redelsperger, J.L., C.D. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D.J. Parker, and J. Polcher, African Monsoon Multidisciplinary Analysis: An international research project and field campaign, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 87, 1739-1746, doi:10.1175/BAMS-87-12-1739, **2006**.
- Remer, L.A., et al., The MODIS aerosol algorithm, products and validation, *J. Atmos. Sci.*, 62, 947-973, **2005**.
- Remer, L. A., Kleifman, R.G., Levy, R. C., Kaufman, Y.J., Tanré, D., Mattoo, S., Martins, J.V., Ichoku, C., Koren, I., Yu, H., and Holben, B.N., Global aerosol climatology from the MODIS satellite sensors, *J. Geophys. Res.*, 113, D14S07, doi:10.1029/2007JD009661, **2008**.
- Riemer, N., O.M. Doherty, and S. Hameed, On the variability of African dust transport across the Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L13814, doi:10.1029/2006GL026163, **2006**.
- Roger, J.C., B. Guinot, H. Cachier, M. Mallet, O. Dubovik, and T. Yu, Aerosol complexity in megacities : From size-resolved chemical composition to optical properties of the Beijing atmospheric particles, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L18806, doi:10.1029/2009GL039238, **2009**.
- Rosenfeld, D., Y. Rudich, and R. Lahav, Desert dust suppressing precipitation: A possible desertification feedback loop, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 98, 5975–5980, **2001**.
- Sassen, K., P. J. DeMott, J. M. Prospero, and M. R. Poellot, Saharan dust storms and indirect aerosol effects on clouds: CRYSTAL-FACE results, *Geophys. Res. Lett.*, 30(12), 1633, doi:10.1029/2003GL017371, **2003**.
- Satheesh, S. K., O. Torres, L. A. Remer, S. S. Babu, V. Vinoj, T. F. Eck, R. G. Kleidman, and B. N. Holben, Improved assessment of aerosol absorption using OMI-MODIS joint retrieval, *J. Geophys. Res.*, 114, D05209, doi:10.1029/2008JD011024, **2009**
- Schaap., M., A. Apituley, R.M.A. Timmermans, R.B.A. Koelemeijer, and G. de Leeuw, Exploring the relation between aerosol optical depth and PM2.5 at Cabauw, the Netherlands, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 909-925, **2009**.

- Skonieczny, C., A. Bory, V. Bout-Roumazeilles, W. Abouchami, S. J. G. Galer, X. Crosta, J-B. Stuut, I. Meyer, I. Chiapello, T. Podvin, B. Chatenet, A. Diallo, T. Ndiaye, The 7-13 March 2006 major Saharan outbreak: Multi-proxy characterization of mineral dust deposited on the West African margin, *J. Geophys. Res.*, **2011**.
- Sokolik, I. N., D. M. Winker, G. Bergametti, D. A. Gillette, G. Carmichael, Y. J. Kaufman, L. Gomes, L. Schuetz, and J. E. Penner, Introduction to special section: Outstanding problems in quantifying the radiative impacts of mineral dust, *J. Geophys. Res.*, 106, 18,015–18,027, **2001**.
- Stier, P., J. Feichter, E. Roeckner, S. Kloster, and M. Esch, The evolution of the global aerosol system in a transient climate simulation from 1860 to 2100, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 3059-3076, **2006**.
- Streets, D. G., F. Yan, M. Chin, T. Diehl, N. Mahowald, M. Schultz, M. Wild, Y. Wu, and C. Yu, Anthropogenic and natural contributions to regional trends in aerosol optical depth, 1980–2006, *J. Geophys. Res.*, 114, D00D18, doi:10.1029/2008JD011624, **2009**.
- Streets, D. G., Y. Wu, and M. Chin, Two-decadal aerosol trends as a likely explanation of the global dimming/brightening transition, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L15806, doi:10.1029/2006GL026471, **2006**.
- Su, X., P. Goloub, I. Chiapello, H. Chen, F. Ducos, Z. Li, Aerosol Variability over East Asia as seen by POLDER space-borne sensors, *J. Geophys. Res.*, Vol. 115, D24215, doi:10.1029/2010JD014286, **2010**.
- Sultan, B., Labadi K, Guégan JF, Janicot S, Climate drives the meningitis epidemics onset in West Africa. *PLoS Med*, 1(3): e57, **2005**.
- Sultan, B., K. Labadi, G. Beltrando, S. Janicot, La méningite à méningocoque au Mali et la circulation atmosphérique en Afrique de l'Ouest, *Environnement, Risques, & Santé*, Vol.3, N°1, pp. 1-13, **2004**.
- Tanré, D., Derivation of tropospheric aerosol properties from satellite observations, *C. R. Geoscience*, 342, 403-411, doi:10.1016/j.crte.2010.02.003, **2010**.
- Tanré, D., Aïtai N., Brogniez, C., Chiapello, I., Derimian, Y., Deuzé, J.L., Dubovik, O., Dubuisson, P., Goloub, P., Herbin, H., Minvielle, F., Waquet, F., Physical and optical properties, composition and transport of the Eyjafjallajökull plume in April-May 2010, en préparation, *Atm. Chem. Phys.*, **2011**.
- Tanré D., Bréon F.-M., Deuzé J.-L., Herman M., Goloub P., Nadal F., Marchand A., Global observation of anthropogenic aerosols from satellite, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4555-4558, **2001**.
- Tanré, D., J. M. Haywood, J. Pelon, J. F. Léon, B. Chatenet, P. Formenti, P. Francis, P. Goloub, E. J. Highwood, and G. Myhre, Measurement and modeling of the Saharan dust radiative impact: Overview of the SaHaran Dust Experiment (SHADE), *J. Geophys. Res.*, 108(D13), 8574, doi:10.1029/2002JD003273, **2003**.
- Tanré, D., Kaufman, Y.J., Herman, M., and Mattoo, S., Remote sensing of aerosol properties over oceans using the MODIS/EOS spectral radiances. *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 16971-16988, **1997**.
- Tegen, I., M. Werner, S. P. Harrison, and K. E. Kohfeld, Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L05105, doi:10.1029/2003GL019216, **2004a**.
- Tegen, I., M. Werner, S. P. Harrison, and K. E. Kohfeld, Reply to comment by N.M. Mahowald et al. on "Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L24106, doi:10.1029/2004GL021560, **2004b**.
- Thomas, N., Apport de la télédétection spatiale dans l'étude du lien aérosols-méningites en Afrique de l'Ouest, *rapport de stage de Master-2*, Université de Bordeaux 3, 63 pp., **2008**.

- Thomson, M., C., A.M. Molesworth, M.H. Djingarey, K.R. Yameogo, F. Belanger, and L. E. Cuevas, Potential of environmental models to predict meningitis epidemics in Africa, *Tropical Medicine and International Health*, 11, 6, pp. 781-788, **2006**.
- Torres, O., P.K. Bhartia, J.R. Herman, Z. Ahmad, and J. Gleason, Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation: Theoretical basis, *J. Geophys. Res.*, 103, D14, 17099-17110, **1998**.
- Torres, O., P.K. Bhartia, J.R. Herman, A. Sinyuk, P. Ginoux, and B.N. Holben, A long-term Record of Aerosol Optical Depth from TOMS Observations and Comparison to AERONET measurements, *J. Atmos. Sci.*, 59, 398-413, **2002**.
- Torres, O., P. K. Bhartia, A. Sinyuk, E. J. Welton, and B. Holben, Total Ozone Mapping Spectrometer measurements of aerosol absorption from space: Comparison to SAFARI 2000 ground-based observations, *J. Geophys. Res.*, 110, D10S18, doi:10.1029/2004JD004611, **2005**.
- Torres, O., A. Tanskanen, B. Veihelmann, C. Ahn, R. Braak, P. K. Bhartia, P. Veeffkind, and P. Levelt, Aerosols and surface UV products from Ozone Monitoring Instrument observations: An overview, *J. Geophys. Res.*, 112, D24S47, doi:10.1029/2007JD008809, **2007**.
- Tulet, P., M. Mallet, V. Pont, J. Pelon, and A. Boone, The 7–13 March 2006 dust storm over West Africa: Generation, transport, and vertical stratification, *J. Geophys. Res.*, 113, D00C08, doi:10.1029/2008JD009871, **2008**.
- Van Donkelaar, R.V. Martin, M. Brauer, R. Kahn, R. Levy, C. Verduzco, and P.J. Villeneuve, Global estimates of ambient fine particulate matter concentrations from satellite-based aerosol optical depth: development and application, *Environm. Health. Perspectives*, 118, 6, 847-855, **2010**.
- Vergé-Dépré, G., M. Legrand, C. Moulin, A. Alias, and P. François, Improvement of the detection of desert dust over the Sahel using METEOSAT IR imagery, *Ann. Geophys.*, 24, 1-9, **2006**.
- Vidot, J., R. Santer, and O. Aznay, Evaluation of the MERIS aerosol product over land with AERONET, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 7603-7617, **2008**.
- Vuolo, M. R., H. Chepfer, L. Menut, and G. Cesana, Comparison of mineral dust layers vertical structures modelled with CHIMERE-DUST and observed with the CALIOP lidar, *J. Geophys. Res.*, 114, D09214, doi:10.1029/2008JD011219, **2009**.
- Wang, J. and Christopher, S. A.: Intercomparison between satellite derived aerosol optical thickness and PM_{2.5} mass: Implications for air quality studies, *Geophys. Res. Lett.*, 30(21), 2095, doi:10.1029/2003GL018174, **2003**.
- Waquet, F., J. Riédi, L. C-Labonnote, P. Goloub, B. Cairns, J.-L. Deuzé, D. Tanré, Aerosol remote sensing over clouds using the A-Train observations, *J. Atm. Sciences*, 66, 2468-2480 doi: 10.1175/2009JAS3026.1, **2009**.
- Washington, R., M.C. Todd, S. Engelstaedter, S. Mbainayel, and F. Mitchell, Dust and the low-level circulation over the Bodélé Depression, Chad: Observations from BoDEX 2005, *J. Geophys. Res.*, 111, D03201, doi:10.1029/2005JD006502, **2006**.
- Winker, D. M., W. H. Hunt, and M. J. McGill, Initial performance assessment of CALIOP, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L19803, doi:10.1029/2007GL030135, **2007**.
- Xia, X., H. Chen, P. Goloub, W. Zhang, B. Chatenet, and P. Wang, A compilation of aerosol optical properties and calculation of direct radiative forcing over an urban region in northern China, *J. Geophys. Res.*, 112, D12203, doi:10.1029/2006JD008119, **2007**.
- Yahi, H., R. Santer, A. Weil, M. Crepon, and S. Thiria, Exploratory study for estimating atmospheric low level particle pollution based on vertical integrated optical measurements, *Atm. Environm.*, Vol. 45, 3891-3902, **2011**.

Yaka P., B. Sultan, H. Broutin, S. Janicot, S. Philippon and N. Fourquet, Relationships between climate and year-to-year variability in meningitis outbreaks: a case study in Burkina Faso and Niger, *International Journal of Health Geographics*, 7 : 34. Doi :10.1186/1476-072X-7-34, **2008**.

Yu, H. L.A. Remer, M. Chin, H. Bian, R.G. Kleidman, and T. Diehl, A satellite-based assessment of transpacific transport of pollution aerosol, *J. Geophys. Res.*, 113, D14S12, doi:10.1029/2007JD009349, **2008**.

Yu, H., et al., A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 613-666, **2006**.

Zhao, T. X.-P., I. Laszlo, W. Guo, A. Heidinger, C. Cao, A. Jelenak, D. Tarpley, and J. Sullivan, Study of long-term trend in aerosol optical thickness observed from operational AVHRR satellite instrument, *J. Geophys. Res.*, 113, D07201, doi:10.1029/2007JD009061, **2008**.

7. Curriculum Vitae, publications, travaux

7.1. Curriculum Vitae

Isabelle Chiapello

Née le 16 juin 1968 à Reuil Malmaison (92), nationalité française

Adresse personnelle : 47 rue des Sarrazins, 59000 Lille

Adresse professionnelle : Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Bât. P5, Université Lille 1, Sciences et Technologies, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex.

Tel : 03 20 43 68 19, 06 82 18 57 33.

7.1.1. Formation universitaire

DEUG A, Licence et Maîtrise de Chimie à l'Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), mention Assez Bien.

DEA *Chimie de la Pollution Atmosphérique et Physique de l'Environnement* à l'Université Paris-Diderot (Paris VII) en 1992, mention Bien.

DOCTORAT *Chimie de la Pollution Atmosphérique et Physique de l'Environnement* à l'Université Paris-Diderot (Paris VII) en 1996, mention Très Honorable avec les félicitations du jury.

Titre de la thèse : *Les aérosols au-dessus de l'Atlantique nord tropical : approche physico-chimique et météorologique. Evaluation de la contribution des différentes espèces à l'épaisseur optique en aérosol.* SOUTENUE LE 25 JANVIER 1996.

Directeur de thèse : Gilles Bergametti (DR CNRS) au Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphérique (LISA).

7.1.2. Parcours professionnel

1992 (nov.) – 1995 : Allocataire de recherche doctorale du Ministère de la Recherche et de l'Espace au Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques (LISA, UMR CNRS 7583), Université Paris VII.

1996 (fev.) – 1996 (sep.) : Boursière post-doctorale du Ministère des Affaires Etrangères (Lavoisier) aux Etats-Unis, Université de Miami, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science (RSMAS).

1996 (oct.) – 1997 (août.) : Post-doctorat aux Etats-Unis, Université de Miami, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science (RSMAS), financé par la NASA (Goddard Space Flight Center).

1997 (oct.) – 1999 (sep.) : Boursière post-doctorale au Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA, UMR CNRS 8518), Université Lille 1, Sciences et Technologies, financé par le Centre National d'Etudes Spatiales (CNES).

1999 (oct.) – 2000 (sep.) : Vacataire et poste de ½ Attaché Temporaire d'Enseignement et de Recherche (ATER) en Physique à l'Université Lille 1, Sciences et Technologies.

Depuis 2000: Chargé de recherche (CR1) CNRS au Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université Lille 1, Sciences et Technologies.

7.2. Publications et communications

7.2.1. Publications dans des revues internationales à comité de lecture (rang A)

PARUES OU ACCEPTEES

(1) Chiapello, I., G. Bergametti, L. Gomes, B. Chatenet, F. Dulac, J. Pimenta and E. Santos Soares, An additional low layer transport of Sahelian and Saharan dust over the North-Eastern Tropical Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 3191-3194, 1995.

- (2) Chiapello, I., G. Bergametti, B. Chatenet, P. Bousquet, F. Dulac and E. Santos Soares, Origins of African dust transported over the North-Eastern Tropical Atlantic, *J. Geophys. Res.*, *102*, 13701-13709, **1997**.
- (3) Chiapello, I., G. Bergametti, J.P. Quisefit, and P. De Chateaubourg, Control and correction of the sample absorption effect in the analysis of atmospheric aerosol by X-ray fluorescence spectrometry, *Analisis*, *25*, 141-147, **1997**.
- (4) Ratmeyer, V., W. Balzer, G. Bergametti, I. Chiapello, G. Fischer and U. Wyputta, Seasonal impact of mineral dust on deep-ocean particle flux in the eastern subtropical Atlantic Ocean, *Marine Geol.* *159*, 241-252, **1999**.
- (5) Chiapello, I., G. Bergametti, B. Chatenet, F. Dulac, C. Moulin, A. Vermeulen, C. Devaux, I. Jankowiak, and E. Santos Soares, Contribution of the different aerosol species to the aerosol mass load and optical depth over the northeastern tropical Atlantic, *J. Geophys. Res.*, *104*, 4025-4035, **1999**.
- (6) Chiapello, I., J.M. Prospero, J. Herman, and C. Hsu, Detection of mineral dust over the north Atlantic ocean and Africa with the Nimbus 7 TOMS, *J. Geophys. Res.*, *104*, 9277-9291, **1999**.
- (7) Chiapello, I., P. Goloub, D. Tanré, J. Herman, O. Torres, and A. Marchand, Aerosol detection by TOMS and POLDER over oceanic regions, *J. Geophys. Res.*, *105*, 7133-7142, **2000**.
- (8) Chiapello, I. and C. Moulin, TOMS and METEOSAT satellite records of the variability of Saharan dust transport over the Atlantic during the last two decades (1979-1997), *Geophys. Res. Lett.* *29*, **2002**.
- (9) Bory, A., F. Dulac, C. Moulin, I. Chiapello, P. P. Newton, W. Guelle, C. E. Lambert, and G. Bergametti, Atmospheric and oceanic dust fluxes in the northeastern tropical Atlantic Ocean: how close a coupling?, *Annales Geophysicae*, *20*, 2067-2076, **2002**.
- (10) Moulin, C., and I. Chiapello, Evidence of the control of summer atmospheric transport of African dust over the Atlantic by Sahel sources from TOMS satellites (1979-2000), *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L02107, doi:10.1029/2003GL018931, **2004**.
- (11) Chiapello, I., C. Moulin, and J.M. Prospero, Understanding the long-term variability of African dust transport across the Atlantic as recorded in both Barbados surface concentrations and large-scale Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) optical thickness, *J. Geophys. Res.*, *110*, D18S10, doi:10.1029/2004JD005132., **2005**.
- (12) Brooks, N., I. Chiapello, D. Savino, N. Drake, M. Legrand, C. Moulin and J. Prospero, The Climate-Environment-Society Nexus in the Sahara from Prehistoric Times to the Present Day *The Journal of North African Studies*, Vol.10, No.3 – 4 (September – December 2005) pp.253–292 doi 10.1080/13629380500336680 Taylor & Francis, **2005**.
- (13) Moulin, C. and I. Chiapello, Impact of human-induced desertification on the intensification of Sahel dust emission and export over the last decades, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L18808, doi:10.1029/2006GL025923, **2006**.
- (14) M. Kacenelenbogen, J.-F. Leon, I. Chiapello and D. Tanré, Characterization of aerosol pollution events in France using ground-based and POLDER-2 satellite data, *Atmos. Chem. Phys.*, *6*, 4851-4866 , **2006**.
- (15) Habib. G., C. Venkataraman, I. Chiapello, S. Ramachandran, O. Boucher, M.S. Reddy, Seasonal and interannual variability in absorbing aerosols over India derived from TOMS: relationship to regional meteorology and emissions, *Atmosph. Environm.* *40*, 1909-1921, **2006**.

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

(17) Menut, L., I. Chiapello, and C. Moulin, Predictability of mineral dust concentrations: The African monsoon Multidisciplinary Analysis first short observation period forecasted with CHIMERE-DUST, *J. Geophys. Res.*, 114, D07202, doi:10.1029/2008JD010523, **2009**.

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

(19) Su, X., P. Goloub, I. Chiapello, H. Chen, F. Ducos, Z. Li, Aerosol Variability over East Asia as seen by POLDER space-borne sensors, *J. Geophys. Res.*, 115, D24215, doi:10.1029/2010JD014286, **2010**.

(20) Mangold, A., H. De Backer, B. De Paepe, S. Dewitte, I. Chiapello, Y. Derimian, M. Kacenelenbogen, J.-F. Léon, N. Huneus, M. Schulz, D. Ceburnis, C.D. O'Dowd, H. Flentje, S. Kinne, A. Benedetti, J.-J. Morcrette, and O. Boucher, Aerosol analysis and forecast in the ECMWF Integrated Forecast System: 3. Evaluation by means of case studies, *J. Geophys. Res.*, 116, D03302, doi:10.1029/2010JD014864, **2011**.

SOUMISES OU EN PREPARATION

(21) Skonieczny, C., A. Bory, V. Bout-Roumazeilles, W. Abouchami, S. J. G. Galer, X. Crosta, J-B. Stuut, I. Meyer, I. Chiapello, T. Podvin, B. Chatenet, A. Diallo, T. Ndiaye, The 7-13 March 2006 major Saharan outbreak: Multi-proxy characterization of mineral dust deposited on the West African margin, soumis, *J. Geophys. Res.*, **2011**.

(22) Martiny, N., et Chiapello, I., Analysis of meningococcal meningitis cases and dust occurrences in West Africa for the period 2004-2009, en préparation, *Atm. Environm*, **2011**.

(23) Tanré, D., Ajtai N., Brogniez, C., Chiapello, I., Derimian, Y., Deuzé, J.L., Dubovik, O., Dubuisson, P., Goloub, P., Herbin, H., Minvielle, F., Waquet, F., Physical and optical properties, composition and transport of the Eyjafyallajokull plume in April-May 2010, en préparation, *Atmos. Chem. Phys.*, **2011**.

7.2.2. Publications dans des revues de rang B

(1) Martiny, N., I. Chiapello, B. Sultan, B. Fontaine, Les aérosols désertiques, un facteur potentiel des épidémies de méningite en Afrique de l'Ouest, *Santé et Systémique*, Vol.10, doi :10.3166/SAS.10.3-4.31-39, **2007**.

7.2.3. Publications dans des actes de colloques

(1) Goloub, P., J.L. Deuzé, M. Herman, A. Marchand, D. Tanré, I. Chiapello, and B. Roger, Aerosols remote sensing over land using the spaceborne polarimeter POLDER, Proceedings *IRS'2000 Current problems in atmospheric radiation*, St Petersburg (Russia), juillet **2000**.

(2) Oyanadel, A., D. Painemal, J.F. Léon, I. Chiapello, L. Gallardo, Aerosol loading over Santiago de Chile (33°3'S, 70°5'W, 500m a.s.l.): A comparison between satellite and in-situ measurements, *8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, Foz do Iguaçu (Brésil), Publication proceeding of the 8th ICSHMO, pp. 149-155, avril **2006**.

(3) Legrand, M., I. Chiapello, P. François, M.T. Nakes, The Infrared Difference Dust Index: past, present and future, Résumé étendu du Colloque "Satellites Grand Champ", Clermont-Ferrand (France), 21-22 janvier **2010**

7.2.4. Autres publications

RAPPORTS UNIVERSITAIRES

Etude du transport des aérosols d'origine désertique au-dessus de l'Atlantique nord tropical, rapport de DEA de l'Université Paris-Diderot (Paris VII), **1992**.

Les aérosols atmosphériques au-dessus de l'Atlantique nord tropical : approche physico-chimique et météorologique. Evaluation de la contribution des différentes espèces à l'épaisseur optique en aérosol, thèse de l'Université Paris-Diderot (Paris VII), 250 pp., **1996**.

ARTICLES DE VULGARISATION

Boucher, O., I. Chiapello, et E. Cosme, Poussières africaines dans les Alpes, *La Météorologie*, 8^{ème} série, N^o. 38, pp. 5-6, août **2002**.

Chiapello I., Lu Pour Vous, Trois livres de petit format sur le réchauffement climatique : "L'effet de serre - Allons nous changer le climat?" par Hervé Le Treut et Jean-Marc Jancovici, "Le climat est-il devenu fou?" par Robert Sadourny, "Le réchauffement climatique - Le grand risque" par Robert Kandel, *La Météorologie*, 8^{ème} série, N^o. 42, pp. 52-53, août **2003**.

DELIVERABLES DE PROJETS EUROPEENS (Coordination/Rédaction)

Projet Européen AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analysis), D_AER_4.3b AMMA-SAT: Analysis and validation phase of SEVIRI/MSG, MODIS/AQUA, OMI/AURA, and PARASOL aerosol retrievals in the AMMA context, Isabelle Chiapello and Didier Tanré, October **2006**.

Projet Européen GEMS (Global Earth System Monitoring using in situ and Satellite data), D_AER_4.4. GEMS-Aerosol: Case studies of past periods, selected stations, selected weather situations for model evaluation, Benoît Gérard and Isabelle Chiapello, March **2007**.

Projet Européen GEMS, D_AER_4.6. GEMS-Aerosol: Preliminary report on the utility of satellite data and global model analysis for air quality monitoring, Benoît Gérard and Isabelle Chiapello, April **2007**.

RAPPORTS DE PROJETS INTERNATIONAUX

Projet de coopération ECOS-CHILI, C03U04 2004-2007, Rapport de fin de projet : Impact des aérosols naturels et anthropiques sur les champs de stratocumulus au large du Chili, Avril **2007**.

7.2.5. Conférences

CONFERENCES INVITEES

(1) Bergametti, G., I. Chiapello, B. Marticorena and B. Chatenet, An assessment of source-regions and transport patterns of Saharan dust by combining geochemical data, air-mass trajectories, and modeling of dust emissions, "AGU Fall Meeting", San Francisco (USA), *Invited paper*, 11-15 décembre **1995**.

(2) Chiapello, I., C. Moulin, and J. M. Prospero, Understanding the long-term variability of African dust as recorded in surface concentrations and large-scale satellite observations. *European Geophysical Union (EGU), General Assembly, Vienna (Austria), Conférence invitée*, 02-07 April, **2006**.

(3) Legrand, M., I. Chiapello, P. François, M.T. Nakes, The Infrared Difference Dust Index: past, present and future, *Colloque "Satellites Grand Champ »*, Clermont-Ferrand (France), *Communication invitée*, 21-22 janvier **2010**.

COMMUNICATIONS ORALES DANS DES CONGRES INTERNATIONAUX

(1) Guillard, F., I. Chiapello, F. Dulac, G. Bergametti, D. Tanré, O. Silva and J. Pimenta, Retrieval of the desert aerosol optical thickness over the tropical North-Eastern Atlantic from satellite and ground-based data, *Oholo Conference Series, 1st IGAC Scientific Conference*, Eilat (Israel), 18-23 avril **1993**.

(2) Chiapello, I., G. Bergametti, F. Guillard, F. Dulac, D. Tanré, I. Jankowiak and F. Lavenue, Transport of Saharan dust : preliminary results of the Cape Verde Island station, *XIX General Assembly of the European Geophysical Society*, Grenoble (France), 25-29 avril **1994**.

- (3) Dulac, F., H. Cachier, C. Lioussé, I. Chiapello, G. Bergametti, F. Guillard, C. Moulin, S. Poirier and J. Pimenta Lima, Relative influence of the different aerosol types on the total mass load and solar extinction in the winter troposphere off Africa, *XX General Assembly of the European Geophysical Society*, Hambourg (Allemagne), 3-7 avril **1995**.
- (4) Caquineau, S., I. Chiapello, A. Gaudichet, L. Gomes and M.C. Magonthier, Mineralogical characterization of long-range transported desert aerosols using a new X-ray diffractometry technique, *XX General Assembly of the European Geophysical Society*, Hambourg (Allemagne), 3-7 avril **1995**.
- (5) Chiapello, I., J.M. Prospero, J. Herman, C. Hsu, Nimbus-7/TOMS Detection of Mineral Aerosols Over the North Atlantic Ocean and Africa. *AGU Fall Meeting*, San Francisco, (USA), 8-12 décembre **1997**.
- (6) Chiapello, I., D. Tanré, J.R. Herman, I. Jankowiak, P. Goloub, and M. Legrand, Remote sensing of aerosols : validation and intercomparison of the TOMS and POLDER products, *5th IGAC Scientific Conference, Seattle (USA)*, 19-25 août **1998**.
- (7) Boucher, O., J.C. Buriez, I. Chiapello, P. Goloub, Y.F. Kaufman, J. Riedi, and G. Sèze, Detection of the indirect effect of aerosols by POLDER, *ALPS 99 CNES Symposium*, Meribel (France), 18-22 janvier **1999**.
- (8) Chiapello, I., D. Tanré, O. Torres, J.R. Herman, P. Goloub, and A. Marchand, Comparison between TOMS and POLDER aerosol products over different oceanic regions, *ALPS 99 CNES Symposium*, Meribel (France), 18-22 janvier **1999**.
- (9) Boucher, O., J.C. Buriez, I. Chiapello, P. Goloub, Y.F. Kaufman, J. Riedi, and G. Sèze, Detection of the indirect effect of aerosols by the POLDER instrument, *XXIV General Assembly of the European Geophysical Society*, Den Hagg (Pays Pas), 19-23 avril **1999**.
- (10) Chiapello I., and C. Moulin, Combination of the long-term observations of African dust from TOMS and METEOSAT/VIS, *AGU Fall Meeting*, San Fransisco (USA), décembre **2000**.
- (11) Moulin, C., and I. Chiapello, Use of TOMS data to quantify the respective impacts of Sahel drought and North Atlantic Oscillation on African dust sources and export over the last two decades, *EGS - AGU - EUG Joint Assembly*, Nice (France), 06-11 avril **2003**.
- (12) Doutriaux-Boucher, M., and I. Chiapello, Analysis of cloud cover differences between POLDER-2 and MODIS instruments, *European Geosciences Union, 1st General Assembly*, Nice (France), 25-30 avril **2004**.
- (13) Chiapello, I., C. Moulin, and J.M. Prospero, Understanding the long-term variability of African dust transport across the Atlantic as recorded in Both Barbados surface concentrations and large-scale TOMS optical thickness, *The Sahara Conference*, University of East Anglia, Norwich (UK), June 22-24, **2004**.
- (14) Yaka, P., B. Sultan, S. Janicot, N. Fourquet, S. Philippon, M.-F. Courel, M. Legrand, and I. Chiapello, Prévion des épidémies de méningite en Afrique sahélienne à partir de la dynamique atmosphérique. *1st International AMMA conference*, Dakar (Sénégal), 28 novembre – 2 décembre **2005**.
- (15) Weihs, P., S. Simic, V. Buchard, C. Brogniez, I. Chiapello, and J. Lenoble, Validation of OMI UV products over Europe with ground-based UV instruments. *OMI Science team meeting*, KNMI, De bilt (The Nedetherlands), 20-22 June, **2006**.
- (16) Vermeulen, A., C. Moulin, F. Thieuleux, I. Chiapello, J. Descloitres, F. Ducos, J.-M. Nicolas, F.-M. Bréon, Improvement of the retrieval of aerosol optical properties over oceans using SEVIRI, *Colloque MSG*, Dijon (France), 13-14 septembre **2007**.
- (17) Sultan, B., I. Chiapello, M. Aouam, Le rôle du climat et des aérosols sur les épidémies de méningite en Afrique de l'ouest, *Colloque MSG*, Dijon (France), 13-14 septembre **2007**.

(18) Vermeulen, A., C. Moulin, F.-M. Bréon, F. Thieuleux, I. Chiapello, F. Ducos, J. Descloitres, and J.-M. Nicolas, Improvement of the retrieval of aerosol optical properties over oceans using Seviri by using the 1.6 μm band and Parasol products. *Eumetsat Meteorological Satellite Conference*, Amsterdam (The Netherlands), 24-28 September, **2007**.

(19) Derimian, Y., J.-F. Léon, O. Dubovik, I. Chiapello, D. Tanré, A. Sinyuk, F. Auriol, T. Podvin, G. Brogniez, and B.N. Holben, Aerosol radiative properties observed over M'Bour in Senegal during dry season - AMMA 2006 experiment. *2nd International Conference AMMA*, Karlsruhe (Germany), 26-30 November **2007**.

(20) Martiny, N., I. Chiapello, and B. Fontaine, About the potential role of desert dust in the West African meningitis epidemics. *2nd International Conference AMMA*, Karlsruhe (Germany), 26-30 November **2007**.

(21) Martiny, N., I. Chiapello, I. Jeanne, B. Marticorena, B. Sultan, and B. Fontaine, Advances in the analyses of the dust/climate and meningitis relationships based on a multidisciplinary approach, as part of the French AMMA programme, *3rd International Conference AMMA*, Ouagadougou (Burkina Faso), 20-24 July **2009**.

(22) Léon, J.F., Y. Derimian, I. Chiapello, D. Tanré, T. Podvin, B. Chatenet, A. Diallo, and C. Deroo., Aerosol vertical distribution and optical properties over M'Bour (16.96°W; 14.39°N), Senegal from 2006 to 2008, *3rd International Conference AMMA*, Ouagadougou (Burkina Faso), 20-24 July **2009**.

COMMUNICATIONS SUR POSTERS DANS DES CONGRES INTERNATIONAUX

(1) Chiapello, I., P. Goloub, D. Tanré, A. Marchand, O. Torres, and J. Herman, Detection of desert dust and biomass burning aerosols by TOMS and POLDER over oceanic regions, *6St IGAC Scientific Conference*, Bologna (Italy), 13-17 septembre **1999**.

(2) Lioussé, C., P. Quesque, W. Guelle, H. Cachier, P. Barbosa, J.M. Gregoire, and I. Chiapello, Modeling of transport and radiative impact of carbonaceous aerosol from African fires for the 1981 to 1991 time period, *7^{eme} Conférence sur l'Aérosol carboné dans l'atmosphère*, Puerto Rico (USA), 26-29 novembre **2000**.

(3) Chiapello, I., and C. Moulin, Evidence of a direct control of the North Atlantic Oscillation on winter transport of African dust inferred by TOMS and METEOSAT, *8th Scientific Assembly of IAMAS (International Association of Meteorology and Atmospheric Sciences)*, Innsbruck (Autriche), 10-18 juillet **2001**.

(4) Chiapello, I., C. Moulin, F. Dulac, and S. Janicot, Analysis of the inter-annual variability of mineral dust over northern Africa and north tropical Atlantic based on TOMS and METEOSAT satellite records, *Seventh Scientific Conference of the International Global Atmospheric Chemistry Project (IGAC)*, Heraklion, Crète (Grèce), 18-25 septembre **2002**.

(5) Dulac F., P. Chazette, C. Moulin, U. Ezat, J.-F. Leon, D. Paronis, M. Kanakidou, E. Hamonou, N. Mihalopoulos, G. Kouvarakis, I. Kavouras, E. Stephanou, I. Chiapello, M. Legrand, O. Pancrati, R. Losno, J.-P. Quisefit, and G. Malingre. Overview of observational results of the Mediterranean Dust Experiment (MEDUSE) and correlative measurements, *Seventh Scientific Conference of the International Global Atmospheric Chemistry Project (IGAC)*, Heraklion, Crète (Grèce), 18-25 septembre **2002**.

(6) Lioussé, C., H. Cachier, C. Michel, J.-M. Grégoire, and I. Chiapello, Climatology of black and organic carbon particles from 1950 to 2100, *Seventh Scientific Conference of the International Global Atmospheric Chemistry Project (IGAC)*, Heraklion, Crète (Grèce), 18-25 septembre **2002**.

(7) Chiapello I., C. Moulin, S. Benaissa, and M. Legrand. Satellite views of spatial, seasonal and interannual variability of African dust and relationships with meteorology and climate, *EGS-AGU-EUG Joint Assembly*, Nice (France), 6 - 11 avril **2003**.

- (8) Liousse, C., H. Cachier, C. Michel, B. Guillaume, J-M. Grégoire, and I. Chiapello, Climatology of black and organic carbon particles from 1950 to 2100, *EGS-AGU-EUG Joint Assembly*, Nice (France), 6 - 11 avril **2003**.
- (9) Formenti, P., S. Nava, T. Elias, A. d'Alessandro, J. Rodrigues, I. Chiapello, A.M. Silva, P. Prati, F. Lucarelli, G. Helas, Aerosol elemental composition and optical properties over southern Spain: observations from the summer VELETA2002 campaign, *European Geosciences Union 1st General Assembly*, Nice (France), 25-30 avril **2004**.
- (10) Menut, L., C. Schmechtig, B. Marticorena, B. Chatenet, I. Chiapello, C. Moulin, Development of a Regional Dust Transport Model: Preliminary Sensitivity Studies, *American Geophysical Union Fall Meeting*, San Francisco (USA), décembre **2004**.
- (11) Chiapello, I., C. Moulin, and J.M. Prospero, Understanding the long-term variability of African dust transport across the Atlantic as recorded in both Barbados surface concentrations and large-scale TOMS optical thickness, *American Geophysical Union Fall Meeting*, San Francisco (USA), décembre **2004**.
- (12) Kacenelenbogen, M, J. F. Léon, I. Chiapello, Characterization of winter and summer aerosol pollution events in France using ground-based and satellite data, *European Geophysical Union Assembly*, Vienne (Autriche), avril **2005**.
- (13) Kacenelenbogen, M., J. F. Léon, I. Chiapello, Characterization of winter and summer aerosol pollution events in France using ground-based and satellite data, *Congrès Général de la Société Française de Physique et de la Belgian Physical Society*, Lille (France), septembre **2005**.
- (14) Chiapello, I., C. Moulin, and J.M. Prospero, Understanding the long-term variability of African dust as recorded in surface concentrations and large-scale satellite observations, poster, *1st AMMA international conference*, Dakar (Sénégal), décembre **2005**.
- (15) J.F. Léon, M. Kacenelenbogen, I. Chiapello, Comparison of POLDER derived aerosol optical thickness to surface monitor fine particle concentration, *American Geophysical Union Fall Meeting*, San Francisco (USA), décembre **2005**.
- (16) Oyanadel, A., D. Painemal, J.F. Léon, I. Chiapello, L. Gallardo, Aerosol loading over Santiago de Chile (33°3'S, 70°5'W, 500m a.s.l.): A comparison between satellite and in-situ measurements, *8th International conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (ICSHMO)*, Foz do Iguaçu (Brésil), avril **2006**.
- (17) Gonzalez, L., F. Thieuleux, C. Deroo, J. Pelon, I. Chiapello and M. Legrand, A multifunctional tool for METEOSAT : METLook Next Step and an implementation example devoted to the AMMA experiment for aerosol analysis and interpretation *RAQRS 2*, Torrent Valencia, Spain, September **2006**.
- (18) Ung, A., F. Meleux, L. Rouil, M. Kacenelenbogen, J.-F. Léon, I. Chiapello, and A. Lifermann, The use of POLDER satellite data for CHIMERE Chemistry Transport Model. *European Geosciences Union Assembly*, Vienna (Austria), 15-20 April, **2007**.
- (19) Kacenelenbogen, M., J.-F. Léon, and I. Chiapello, Assessment of the PARASOL's reliability in the estimation of aerosol pollution events over France. *International Symposium of "A-Train Lille 2007"* (France), 22-25 Octobre **2007**.
- (20) Ung, A., F. Meleux, L. Rouil, M. Kacenelenbogen, J.-F. Léon, I. Chiapello, and A. Lifermann, The use of POLDER satellite data for CHIMERE Chemistry Transport Model. *International Symposium of "A-Train Lille 2007"* (France), 22-25 October, **2007**.

- (21) Derimian, Y., O. Dubovik, D. Tanré, J.-F. Léon, I. Chiapello, A. Sinyuk, F. Auriol, T. Podvin, G. Brogniez, and B. N. Holben, Accounting for particles non-sphericity in estimation of desert dust radiative effect during the AMMA campaign. *International Global Atmospheric Chemistry (IGAC) 10th International conference bridging the scales in atmospheric chemistry: Local to global*. Session "Observing atmospheric composition from the global to the local scales". Annecy (France), 07-12 September, **2008**.
- (22) Kacenelenbogen, M., I. Chiapello, J.-F. Léon, POLDER satellite observations for retrievals of particulate pollution events, *International Global Atmospheric Chemistry (IGAC) 10th International conference bridging the scales in atmospheric chemistry: Local to global*. Session "Observing atmospheric composition from the global to the local scales". Annecy (France), 07-12 September, **2008**.
- (23) Léon, J.-F., Y. Derimian, I. Chiapello, T. Podvin, F. Auriol, and D. Tanré, LIDAR observation of aerosol transport over M'Bour, Sénégal during year 2006, *International Global Atmospheric Chemistry (IGAC) 10th International conference bridging the scales in atmospheric chemistry: Local to global*. Session "Observing atmospheric composition from the global to the local scales". Annecy (France), 07-12 September, **2008**.
- (24) Xu, X.L., P. Goloub, I. Chiapello, H.B. Chen, and Z.Q. Li, Characterization of aerosol pollution over East Asia with PARASOL space-borne observations, *European Geophysical Union General Assembly*, Vienne (Autriche), avril **2009**.
- (25) Chiapello, I., D. Tanré, P. Goloub, J.-L. Deuzé, F. Waquet, F. Ducos, Analysis of PARASOL aerosol retrievals in the North West Africa region during AMMA EOP (2005-2008), *3rd International Conference AMMA*, Ouagadougou (Burkina Faso), 20-24 July **2009**.
- (26) Buchard, V., I. Chiapello, C. Brogniez, J.-F. Léon, Analysis of OMI aerosols retrievals during AMMA in 2006, *3rd International Conference AMMA*, Ouagadougou (Burkina Faso), 20-24 July **2009**.
- (27) Derimian, Y., J.-F. Léon, O. Dubovik, I. Chiapello, D. Tanré, A. Sinyuk, F. Auriol, T. Podvin, G. Brogniez, B.N. Holben, Aerosol optical properties and radiative effect observed over M'Bour, Senegal (AMMA campaign), *3rd International Conference AMMA*, Ouagadougou (Burkina Faso), 20-24 July **2009**.
- (28) Chiapello, I., D. Tanré, P. Goloub, C. Brogniez, V. Buchard, J.-L. Deuzé, F. Ducos, Analysis of PARASOL and OMI/AURA aerosol retrievals in the North West Africa region during AMMA, *A-Train Symposium*, New Orleans (USA), 25-28 October **2010**.
- (29) Su, X., I. Chiapello, P. Goloub, H. Chen, F. Ducos, Z. Li, Aerosol variability over East Asia as seen by POLDER spaceborne sensors, *A-Train Symposium*, New Orleans (USA), 25-28 October **2010**.

7.2.6. Séminaires, workshops, ateliers

SEMINAIRES

- (1) **Mars 1998**: "Les aérosols dans la région de l'Atlantique nord tropical. Observations in-situ et satellitale (TOMS)", LOA, Université des Sciences et Technologies de Lille (France).
- (2) **Octobre 1999**: "Les aérosols atmosphériques: Mesures in situ et télédétection spatiale", LEPI, Université de Toulon (France).
- (3) **Février 2000**: "Les aérosols troposphériques: Mesures in-situ et télédétection par satellite", à Clermont-Ferrand, LaMP (France).
- (4) **Avril 2001**: "Aerosol observations from TOMS and POLDER over oceanic and continental regions", dans le cadre d'un séjour financé par le projet de collaboration Franco-Indien CEFIPRA (Centre Franco-Indien pour la Promotion de la Recherche Avancée), à Bombay (Inde).

(5) Juin 2002: "Observation satellitaire des aérosols au-dessus des océans et des continents: applications locales et globales", dans le cadre des Journées "Fédération de Recherche et ELICO" à Wimereux (France).

(6) Décembre 2002 : « Aerosol observations from space derived from METEOSAT, TOMS, and POLDER », Séminaire à l'Université d'Evora (Portugal).

(7) Novembre 2003 : « Observations spatiales d'aérosols désertiques », Séminaire du DEA «Méthodes Physiques en Télédétection », Université Paris 7- Denis Diderot, Paris (France).

(8) Octobre 2005: "Understanding the long-term variability of African dust as recorded in surface concentrations and TOMS observations", Séminaire au Département de Géophysique de l'Université du Chili, Santiago (Chili).

(9) Mars 2008: "Présentation du projet AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) et de la contribution du LOA sur les aérosols, Séminaire du Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA), Université de Lille 1, 21 mars, Villeneuve d'Ascq (France).

WORKSHOPS

(10) Chiapello I. et al., Satellite records of the variability of Saharan dust transport: the observations from TOMS and METEOSAT/VIS. *Workshop on Validation Data Sets for Modelling Mineral Aerosol in Global Climate Cycles*, Jena, Allemagne, 02-04 mai **2002**. **ORAL**

(11) Chiapello I., et al., Development and validation of a regional model of desert dust for the study of seasonal and interannual variations over Sahara and Sahel – coupling with satellite observations, *AEROCOM workshop*, CNES, Paris, 2-3 June **2003**. **ORAL**

(12) Chiapello I., C. Moulin, S. Benaïssa, and M. Legrand, Satellite views of spatial, seasonal, and interannual variability of African dust and relationships with meteorology and climate: combination of TOMS and METEOSAT observations, *2nd International Workshop on Mineral Dust*, Paris (France), 10-12 septembre **2003**. **ORAL**

(13) Derimian, Y., J.-F. Léon, O. Dubovik, I. Chiapello, D. Tanré, A. Sinyuk, F. Auriol, T. Podvin, G. Brogniez, and B. N. Holben, Radiative effect of aerosol mixture and dust observed over M'Bour in Senegal (AMMA campaign). *International workshop on global dimming and brightening*, Ein Gedi (Israel), 10-14 February, **2008**. **ORAL**

(14) Martiny, N., B. Sultan, I. Chiapello, and B. Fontaine, Relationships between climate/aerosols and meningitis epidemics in Western Africa, *AMMA-ENSEMBLE workshop*, Niamey (Niger), 26-30 May **2008**. **ORAL**

(15) Derimian, Y., J.-F. Léon, O. Dubovik, I. Chiapello, D. Tanré, A. Sinyuk, F. Auriol, T. Podvin, G. Brogniez, and B. N. Holben, Optical properties and radiative effect of aerosol mixture and dust observed over M'Bour (Senegal) during the AMMA 2006 dry season. *Third International Workshop on Mineral dust*, Leipzig (Germany), 15-17 September, **2008**. **POSTER**

ATELIERS

(16) Kacenenlobogen, M., J.-F. Léon, and I. Chiapello, Caractérisation de la pollution particulaire en France à partir des mesures POLDER-2. *Atelier Expérimentation et Instrumentation*, Brest (France), 31 janvier-1^{er} février **2006**. **ORAL**

(17) Deroubaix, A., N. Martiny, I. Chiapello, and B. Fontaine, Validation des indices d'absorption aérosols du capteur satellite OMI pour les études d'impact santé en Afrique de l'Ouest, *Atelier AMMA-France*, Toulouse, 2-5 Novembre **2010**. **POSTER**

(18) N. Martiny, I. Chiapello, B. Marticorena, I. Jeanne, A. Deroubaix, H. Broutin, L. Agier, C. Liousse, E. Garnier, F. Courtin, B. Fontaine, Advances in the analysis of the dust/climate and meningitis relationships based on a multidisciplinary approach, *Atelier AMMA-France*, Toulouse, 2-5 Novembre **2010**. **ORAL**

(19) Derimian, Y., I. Chiapello, D. Tanré, J.-F. Léon, O. Dubovik, P. Goloub, J. Letertre, J.-L. Deuzé, M. Legrand, G. Brogniez, C. Brogniez, V. Buchard, F. Minvielle, F. Ducos, F. Auriol, & T. Podvin, Aerosol studies over Senegal and Atlantic in the framework of AMMA. Atelier *AMMA-France*, Toulouse, 2-5 Novembre 2010. **ORAL**

MEETINGS DE PROJETS EUROPEENS

(20) Chiapello, I. et al., "GEMS-Aerosol WP_AER_4: Evaluation of the model and analysis", Projet européen *GEMS kick-off meeting*, Hamburg (Allemagne), juillet 2005. **ORAL**

(21) Chiapello, I. et al., "GEMS-Aerosol WP_AER_4: Task 4.4. Analysis of model results with respect to air quality", *Projet Européen GEMS 2006 Assembly*, Reading (Royaume-Uni), février 2006. **ORAL**

(22) Chiapello, I. et al., "SOP0 Ground-based measurements at M'Bour, Sénégal", *DABEX/DODO wash-up meeting*, Exeter (Royaume-Uni), mars 2006. **ORAL**

(23) Chiapello, I. et al., "WP_AER_4: Evaluation of the model and analysis. Task 4.4. Analysis of model results with respect to air quality", *Projet Européen GEMS 2007 Assembly*, Toulouse (France), 5-8 février 2007. **ORAL**

(24) Chiapello, I. et al., "WP_AER_4: Evaluation of the model and analysis. Task 4.4. Analysis of model results with respect to air quality", *Projet Européen GEMS 2008 Assembly*, Exeter (Royaume-Uni), 14-17 janvier 2008. **ORAL**

(25) Chiapello, I., Y. Derimian, M. Kacenelenbogen, N. Huneus, J.-F. Léon, D. Tanré, F. Ducos, Anthropogenic aerosol events in Western Europe : a comparative study for GEMS-ECMWF model, *Projet Européen GEMS final Assembly*, Julich (Allemagne), 31 March – 3 April 2009. **POSTER**

7.3. Travaux d'encadrement, d'enseignement, d'animation et de gestion de la recherche

7.3.1. Co-encadrements et participations à des jurys de thèse

ETUDIANTS DE DEA/MASTER-2 ET STAGES

(1) Jamal Yahia, *Combinaison des observations satellitaires des instruments POLDER et TOMS pour la discrimination des aérosols au-dessus des continents : application à la région de l'Inde*. Stage de DEA Lasers, Molécules, Rayonnement Atmosphérique (LAMORA), Université Lille 1, 2000-2001.

(2) Samir Benaïssa, *Etude des poussières minérales au-dessus de l'Afrique à partir des observations satellitaires de TOMS dans l'ultraviolet et de METEOSAT dans l'infrarouge thermique*. Stage de DEA Lasers, Molécules, Rayonnement Atmosphérique (LAMORA), Université Lille 1, 2002-2003.

(3) Meloë Kacenelenbogen, *Application de la télédétection spatiale pour la surveillance de la pollution de l'atmosphère en aérosols*. Stage de DEA Méthodes Physiques en Télédétection, Université Paris VI, 2003-2004.

(4) Michaela Kotecka, *Study of potential on meningitis in Niger and influence of dust aerosol*, Stage de fin d'étude de Master-1 SIG (Roumanie), 2004-2005.

(5) David Painemal et Cindy Mora (étudiants en master, Université du Chili), Stages d'1 mois effectués dans le cadre projet ECOS-Sud Chili « *Analyse des observations satellitaires pour la caractérisation des aérosols au Chili* » en 2005 et 2006.

(6) Bertrand Crouzille, Sous-Projet AEROSOL du Projet Européen GEMS, Stage d'ingénieur CNRS, 2006.

(7) Nicolas Thomas, *Apport de la télédétection spatiale dans l'étude du lien aérosols-méningites en Afrique de l'Ouest*, Stage de Master-2 « Sciences de la Terre, Environnement et Ecologie » de l'Université de Bordeaux, **2007-2008**.

DOCTORATS ET POST-DOCTORATS

(1) Meloë Kacenenbogen, *Application de la télédétection spatiale à la surveillance de la pollution en aérosols*. Thèse de l'Université Lille 1, Sciences et Technologies, 181 pp., avril **2008**.

(2) Yevgeny Derimian, *An integrated analysis of atmospheric aerosol properties obtained by in-situ and remote sensing measurements during the AMMA experiment*. Post-doctorat du Centre National d'Etudes Spatiales (CNES), LOA, Dec. 2006 – Nov. **2008**

(3) Virginie Buchard, *Caractérisation du contenu atmosphérique en ozone et en aérosols au moyen de mesures spectrales dans l'UV. Validation de l'instrument spatial OMI/AURA*. Thèse de l'Université Lille 1, Sciences et Technologies, 209 pp., juin **2009**.

(4) Xiaoli Su, *Analyse des mesures PARASOL au-dessus de l'Asie*, Thèse de l'Université Lille 1, Sciences et Technologies en cotutelle France/Chine, mai **2011**.

PARTICIPATION A DES JURYS DE THESES (en tant qu'examinateur)

Neda Boyouk, *Caractérisation des aérosols de pollution dans le Nord de la France : relation entre masse, propriétés optiques, distribution verticale et météorologie*, Thèse de l'Université Lille 1, Sciences et Technologies, 10 décembre **2009**.

Houda Yahy, *Méthodologie de prévision de la pollution atmosphérique particulaire : Vers une télédétection satellitaire*, Thèse de l'Université Paris VI (LOCEAN), 23 mars **2010**.

7.3.2. Participation à l'enseignement

1998-99 : Vacataire à l'Université d'Artois à Lens, TP de Physique en 1^{er} cycle (Optique).

2000 (février-août) : ATER à l'Université de Lille 1, TP de Physique en 1^{er} cycle (Optique, Mécanique)

2003-04-05 : Cours/conférence « Qualité de l'air » en 2^{ème} cycle, MST Expertise et management en environnement, à l'Université du Littoral Côte d'Opale (ULCO, Calais).

7.3.3. Participation et animation dans des programmes nationaux, européens, internationaux

PROJETS INTERNATIONAUX

Programme de collaboration Franco-Indien CEFIPRA (Centre Franco Indien pour la Promotion de la Recherche Avancée) en 2001 : Participation.

Programme de coopération ECOS-Chili en 2006-2007 : Animation (à mi-parcours).

Impact des aérosols naturels et anthropiques sur les champs de stratocumulus au large du Chili/Analyse des observations satellitaires pour la caractérisation des aérosols au Chili.

PROJETS EUROPEENS

Projet Européen AMMA (2005-2008) : Participation. *WP4.3. Satellite remote sensing* .

Sous-Projet « AEROSOL » du projet européen GEMS (Global and regional Earth-system (Atmosphere) Monitoring using Satellite and in-situ data): mars 2005 – mai 2009: Participation/ Animation du workpackage WP_AER_4.
Evaluation of the ECMWF model and analysis.

PROJETS NATIONAUX

Programme National de Télédétection Spatiale (PNTS, CNRS/INSU) 1998 : Responsabilité scientifique. *Apport des données TOMS à la télédétection des aérosols.*

Programme National de Télédétection Spatiale (PNTS, CNRS/INSU) 2001-2002 : Responsabilité scientifique.

Combinaison des observations de TOMS et de POLDER pour l'étude des aérosols troposphériques au-dessus des continents.

Action Thématique Incitative sur Programme (ATIP) CNRS en 2002-2004 : Participation.

Mise au point et validation d'un modèle régional d'aérosols désertiques adapté à l'étude des variations saisonnières et interannuelles sur le Sahara et le Sahel – Couplage avec les observations satellitaires.

Fédération de Recherche CNRS FR1818 « Milieux naturels et anthropisés : flux et dynamique » : Animation du thème AMMA, 2004-2006.

Projet ADCEM du Groupement d'Intérêt Scientifique (GIS) Climat-Environnement Sociétés, sept. 2009 - sept. 2012 : Participation.

Impact des Aérosols Désertiques et du Climat sur les Epidémies de Méningite au Sahel (ADCEM).

Action Programmée Interorganismes Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine (API AMMA, CNRS/INSU) en 2008, 2009, 2010, 2011 : Participation.

7.3.4. Autres activités

PARTICIPATION A DES COMITES

Membre nommée du Conseil National des Universités, section 37, depuis 2007.

Vice-Présidente de Comités de sélection pour le recrutement de Maître de Conférences à l'Université Lille 1 en 2009 (section 37) et 2010 (section 30), participation en 2011 (sections 30 et 37).

Membre du conseil de laboratoire du LOA depuis 2004.

EXPERTISES/EVALUATIONS

Membre du comité d'évaluation des Services d'Observations (SO/SOERE) pour l'INSU-CNRS en 2009 et 2010.

Evaluation de sujets de thèses pour l'IRD en 2009 et 2011.

Expertise de projets INSU/PNTS (Programme National de Télédétection Spatiale) en 2010.

Referee pour différentes revues: *Journal of Geophysical Research, Geophysical Research Letters, Atmospheric Chemistry and Physics, Atmospheric Environment, Tellus, Nature.*

ORGANISATION DE MANIFESTATIONS SCIENTIFIQUES, ANIMATION, COMMUNICATION

2005 : Participation au Comité Local d'Organisation du *Congrès Général de la Société Française de Physique et de la Belgian Physical Society*, Lille (France), septembre 2005.

2007-2008 : Membre du comité local d'organisation de la *10th Conférence IGAC (International Global Atmospheric Chemistry)*, Annecy (France), septembre 2008.

2007-2008 : Organisation de la participation du LOA à la fête de la Science à Lille.

2008 (01/04): Chargé de mission pour la communication scientifique au département EDD (Environnement et Développement Durable) du CNRS.

Depuis 2009 : Correspondante information et communication du LOA pour le CNRS.

8. Annexes

8.1. *Acronymes utilisés*

AASQA: Associations Agréées pour la Surveillance de la Qualité de l'Air.

ADEME : Agence De l'Environnement et de la Maîtrise de l'Energie.

ADEOS : Advanced Earth Observing Satellite. Satellite Japonais, ADEOS-1 a été lancé en août 1996 par la NASDA avec POLDER-1, ADEOS-2 en décembre 2002 avec POLDER-2.

AERONET/PHOTONS : AErosol RObotic NETwork. PHOTONS en est la composante française. Réseau mondial de photomètres automatiques au sol pour la mesure des aérosols.

AI : Aerosol Index, indice en aérosol, indicateur semi-quantitatif de la charge en aérosol déduit des observations de TOMS et OMI dans l'UV.

AMMA : Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine. Programme international qui étudie la mousson ouest-africaine, sa variabilité et ses liens avec les aspects socio-économiques.

AOT : Aerosol Optical Thickness, épaisseur optique en aérosol ; indicateur du contenu en aérosol intégré verticalement mesuré par photométrie et produit des capteurs spatiaux

APS : Aerosol Polarimetry Sensor, capteur embarqué à bord du satellite scientifique GLORY de la NASA (lancement en février 2011).

A-Train : ou Afternoon constellation, l'A-Train est une constellation devant comporter à terme sept satellites franco-américains d'observation de la Terre, qui volent en formation à quelques minutes d'intervalle sur une orbite héliosynchrone (passage au-dessus de l'équateur à 13:30 locales).

AVHRR : Advanced Very High Resolution Radiometer, radiomètre avancé à très haute résolution embarqué sur les satellites américains NOAA (National Oceanic and Atmospheric Agency) depuis la fin des années 1970.

BDQA : Base nationale de Données sur la Qualité de l'Air, gérée par l'ADEME.

CALIOP : Cloud Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization. Lidar embarqué sur la plateforme CALIPSO.

CALIPSO : Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations. Satellite de télédétection franco-américain (CNES et NASA) lancé en 2006. CALIPSO fonctionne en tandem avec CloudSat au sein de l'A-Train. L'un des instruments principaux de CALIPSO est le lidar CALIOP.

CLOUDSAT : Satellite d'observation terrestre de la NASA qui utilise un radar météorologique pour étudier les nuages. Lancé en avril 2006 pour rejoindre l'A-Train.

CNES : Centre National d'Etudes Spatiales.

DABEX : Dust And Biomass-burning Experiment. Campagne de mesures aéroportées réalisées en Afrique de l'Ouest en parallèle d'AMMA en 2006 par le Met Office.

DOT : Dust Optical Thickness, Epaisseur Optique en poussières (minérales).

EARLINET : European Aerosol Research Lidar NETwork. Réseau européen de lidar au sol pour la mesure des aérosols.

ECMWF: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ou CEPMMT Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme. Situé à Reading en Grande Bretagne.

EMEP: European Monitoring and Evaluation Programme, comprend des sites de mesures au sol en Europe des polluants gazeux et particulaires.

EPA: Environment Protection Agency. Agence américaine de protection de l'environnement.

ESA: European Space Agency, Agence Spatiale Européenne.

GEMS: Global and regional Earth-system (Atmosphere) Monitoring using Satellite and in-situ data. Projet Européen intégré coordonné par ECMWF sur la période 2005-2009.

GIEC : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat, IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change).

GIS ADCEM : Groupement d'Intérêt Scientifique « Impact des Aérosols Désertiques et du Climat sur les Epidémies des Méningites au Sahel »

GLORY : Satellite scientifique américain du programme EOS de la NASA dont le lancement est prévu en février 2011, et qui rejoindra l'A-Train. Il comprend entre autres l'instrument APS (Aerosol Polarimetry Sensor) pour les aérosols.

IASI : Interféromètre Atmosphérique de Sondage Infrarouge sur METOP-A (premier satellite météorologique européen en orbite polaire lancé en 2006).

IDDI : Infrared Difference Dust Index. Produit poussières déduit de Météosat dans l'infrarouge au-dessus des surfaces désertiques.

IRD : Institut de Recherche pour le Développement.

LA : Laboratoire d'Aérologie, UMR CNRS/Université Paul Sabatier.

LATMOS : Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales, UMR CNRS/Université de Versailles Saint-Quentin en Yvelines/Université Pierre et Marie Curie.

LISA : Laboratoire Inter-universitaire des Systèmes Atmosphériques, UMR CNRS/Université Paris-Est Créteil/Université Paris Diderot.

LIDAR : Light Detection And Ranging. Technique de télédétection basée sur l'analyse des propriétés d'une lumière laser renvoyée par son émetteur.

LOA : Laboratoire d'Optique Atmosphérique, UMR CNRS/Université Lille 1.

MERIS : MEdium Resolution Imaging Spectrometer. Capteur embarqué à bord du satellite ENVISAT de l'ESA lancé en mars 2002.

METEOSAT : Famille de sept satellites météorologiques européens géostationnaires. Meteosat-1 a été lancé en 1977, Meteosat-7 en 1997.

MISR : Multi-angle Imaging SpectroRadiometer. Capteur américain embarqué sur le satellite TERRA du programme EOS de la NASA, lancé en 1999.

MODIS : MODerate-resolution Imaging Spectrometer, spectromètre pour imagerie de résolution moyenne, embarqué sur les plate-formes américaines TERRA (en 1999) et AQUA (en 2002), qui font partie du programme de la NASA EOS (Earth Observing System).

MSG : METEOSAT Seconde Génération (MSG-1 est lancé le 28 août 2002, opérationnel en janvier 2004). Comprend 3 satellites après les 7 déjà réalisés au titre de la première génération Météosat.

NAO : North Atlantic Oscillation, Oscillation Nord Atlantique. Désigne un phénomène météorologique basé sur l'Atlantique Nord. L'indice NAO est calculé chaque année à partir de la différence de pression mesurée entre l'Anticyclone des Açores et la dépression d'Islande.

NASA : National Aeronautics and Space Administration, agence spatiale américaine.

OCO : Orbiting Carbon Observatory. Satellite de télédétection de la NASA, qui devait effectuer des mesures de dioxyde de carbone. OCO devait rejoindre l'A-Train, mais a été détruit lors de son lancement en février 2009. Le lancement de OCO-2 est prévu en février 2013.

OMI : Ozone Monitoring Instrument. Instrument embarqué à bord de la plate-forme AURA, lancée en 2004 et faisant partie de l'A-Train. Successeur de TOMS.

OMS : Organisation Mondiale de la Santé

PARASOL : Polarization et Anisotropie des Réflectances au sommet de l'Atmosphère, couplées avec un Satellite d'Observation emportant un Lidar. Microsatellite développé par le CNES embarquant POLDER-3. Lancé en décembre 2004 pour intégrer l'A-Train.

PM_x : Particulate Matter, concentration massique en particules de diamètre aérodynamique inférieur à x µm (en µg/m³).

POLDER : POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances. POLDER-1 a été lancé en 1996 sur la plateforme japonaise ADEOS-1, POLDER-2 en 2003 sur ADEOS-2, et POLDER-3 sur PARASOL au sein de l'A-Train en 2004.

SEVIRI : Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager. Radiomètre imageur embarqué à bord de la famille des satellites MSG.

SSA : Single Scattering Albedo, Albedo de Diffusion Simple, paramètre qui caractérise l'absorption des aérosols.

TEOM : Tapered Element Oscillation Microbalance, analyseur utilisé pour la mesure au sol des concentrations massiques en particules.

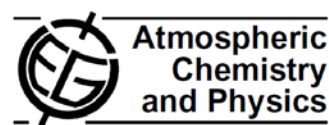
TOMS : Total Ozone Mapping Spectrometer. Instrument embarqué sur le satellite Nimbus-7 en 1978, puis sur la plate-forme Earth-Probe en 1996.

8.2. Articles

8.2.1. Propriété des aerosols pendant AMMA

Léon J.-F., Y. Derimian, I. Chiapello, D. Tanré, T. Podvin, B. Chatenet, A. Diallo, and C. Deroo, Aerosol vertical distribution and optical properties over M'Bour (16.96W; 14.39 N), Senegal from 2006 to 2008, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 9249–9261, 2009. (résultats présentés en section 2.1.3.)

Atmos. Chem. Phys., 9, 9249–9261, 2009
www.atmos-chem-phys.net/9/9249/2009/
© Author(s) 2009. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 3.0 License.



Aerosol vertical distribution and optical properties over M'Bour (16.96° W; 14.39° N), Senegal from 2006 to 2008

J.-F. Léon^{1,*}, Y. Derimian¹, I. Chiapello¹, D. Tanré¹, T. Podvin¹, B. Chatenet², A. Diallo³, and C. Deroo¹

¹Laboratoire d'Optique Atmosphérique, CNRS-Université de Lille 1, Villeneuve d'Ascq, France

²Laboratoire Inter-Universitaire des systèmes Atmosphériques, CNRS-Université de Paris 7–12, Créteil, France

³Institut de Recherche pour le Développement, Dakar, Senegal

*now at: Laboratoire d'Aérodynamique, CNRS-Université Paul Sabatier, Toulouse, France

Received: 16 June 2009 – Published in *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*: 30 July 2009

Revised: 9 November 2009 – Accepted: 25 November 2009 – Published: 8 December 2009

Abstract. We present ground-based measurements of aerosol mass, optical properties and vertical extinction profiles acquired in M'Bour, Senegal (16.96° W; 14.39° N) from January 2006 to September 2008. This place of the world is all year long affected by the export of mineral dust as it moves westward to the north Atlantic ocean. The maximum in the dust activity is observed in summer (June–July), corresponding to a maximum in the aerosol optical thickness (above 0.5) and single scattering albedo (above 0.95). It also corresponds to a maximum in the top altitude of the transported aerosol layer (up to 6 km) and aerosol optical thickness scale height (up to 3.5 km) due to the presence of the Saharan Air Layer located between 2 and 6 km. The late summer shows an additional low level aerosol layer that increases in thickness in autumn. Severe dust storms are also systematically observed in spring (March) but with a lower vertical development and a stronger impact (factor 2 to 3) on the ground-level mass compared to summer. Sporadic events of biomass burning aerosols are observed in winter (January) and particularly in January 2006 when the biomass burning aerosol are advected between 1.5 and 3.5 km high. On average, the seasonal signal in the aerosol optical properties and vertical distribution is very similar from year to year over our 3 year monitoring.

1 Introduction

Mineral dust emitted from arid and semi-arid regions of the Earth is a major component of the global tropospheric aerosol load, their emissions being estimated to represent about 40% of the global annual mass of aerosols emitted on Earth. All year long, massive airborne plumes of desert dust from the Sahara and surrounding regions are exported to the North Atlantic ocean (D'Almeida, 1986). African mineral dust is the dominant component in the aerosol light scattering in the North Atlantic trade winds (Li et al., 1996) and therefore exert a large forcing on the radiative budget. The instantaneous direct radiative forcing can be as large as -129 W m^{-2} off the west African coast (Haywood et al., 2003). Since African mineral dust is composed of large super-micron particles, it also affects the radiative balance in the thermal spectrum. During the Saharan Dust Experiment (Tanré et al., 2003), the effect on irradiance due to the dust outbreak was a decrease in upwelling terrestrial radiation at the top of the atmosphere of 6.5 W m^{-2} and an increase in downwelling terrestrial radiation at the surface of 11.5 W m^{-2} (Highwood et al., 2003). Despite their large size, dust particles are transported over large distances across the Atlantic ocean (Petit et al., 2005). Depending on season the African dust reaches the northeastern coast of South America or the Caribbean Sea (Prospero and Nees, 1986). Saharan dust is transported over the ocean all year long but more abundantly during the summer months as a result of large-scale dust outbreaks. The latitudinal movement of the large-scale circulation, including the migration of the inter-tropical convergence zone, is responsible for the seasonal



Correspondence to: J.-F. Léon
(jean-francois.leon@aero.obs-mip.fr)

shift of the dust transport. The maximum dust transport shifts northward from $\sim 5^\circ$ N during winter to $\sim 20^\circ$ N during summer (Jankowiak and Tanré, 1992; Moulin et al., 1997). These dust outbreaks are mostly confined to a deep mixed layer, commonly referred to as the Saharan Air Layer (Karyampudi et al., 1999; Prospero and Carlson, 1972). However, ground observations performed at Cape Verde Islands (Chiappello et al., 1995) indicate that a low-level dust transport occurs in the trade wind layer during the winter period. This wintertime transport has also been observed from Lidar sounding in Cape Verde in January 2008 (Tesche et al., 2009). In autumn (September) Léon et al. (2003) have observed a two-layer vertical structure dust transport during the Saharan Dust Experiment. A first layer of ~ 1 km thick was located within the sub-Saharan transition layer and the aloft layer was between 2 and 5 km within the Saharan Air Layer. Analysis of lidar and satellite data (Léon et al., 2003) and aircraft in situ samplings (Formenti et al., 2003) indicate that the size of the particle within the two dust layers was significantly different and that this difference might be explained by the different origin of each layer. The most western tip of Africa, the Dakar peninsula, is ideally located for a monitoring of the export of aerosols to the Atlantic Ocean, as it is on the way of major dust outbreaks. Moreover it is also affected by the advection of biomass burning aerosols coming from Sub-Saharan tropical forests during wintertime. The biomass burning in Northern Africa follows a well-known seasonal cycle that is also controlled by the latitudinal oscillation of the inter-tropical convergence zone. Maximum emission of biomass burning aerosols in the sub-Saharan region of North Africa occurs during December–February (Haywood et al., 2008). It results that the western tip of Africa is influenced by different type of aerosols as a function of the time of the year: biomass burning aerosols during winter and dust during spring–summer. The contribution of urban/industrial aerosols is also significant in this area because of the proximity of large urban centers in western Africa. However the emissions from megacities in Africa are not still well estimated.

This paper focuses on the monitoring of aerosol optical properties and vertical structure using Sun photometer and lidar observations at the site of M'Bour, Senegal (16.96° W; 14.39° N), located at the westernmost tip of Africa. The ground-based measurements used in our analysis have been acquired in the context of the AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analysis) international campaign, deploying instruments over several sites of North West Africa (Redelsperger et al., 2006; Haywood et al., 2008). Four AMMA super stations have been selected for a comprehensive investigation of aerosol properties, along with radiation measurements (Banizoumbou – Niger, Djougou – Benin, Tamanrasset – Algeria, and M'Bour – Senegal). The M'Bour site is located in an area where the contribution of biomass burning aerosol is expected to be significant, in addition to mineral dust influence (Haywood et al., 2008; Derimian et al., 2008). A special observing period has been established for the dry

season (SOP0, January–February 2006), with a focus on aerosol chemical, physical, and optical properties and the associated radiative effects (Haywood et al., 2008; Chou et al., 2008; Derimian et al., 2008; Mallet et al., 2008; Pelon et al., 2008; Rajot et al., 2008; Heese and Wiegner, 2008). One of the primary aims of this SOP-0 was to document both mineral dust (mostly natural) and anthropogenic biomass burning aerosol, and their interactions over the North West Africa region. The analysis presented here relies on Lidar, Sun-photometer, and TEOM measurements performed in M'Bour over a longer duration (2006–2008) in order to investigate aerosol patterns over several seasons. The objective is to document the seasonal variability of aerosol radiative properties, mass and vertical distribution over 3 years. We first introduce the instrumentation set-up at M'Bour and the methodology used. We then present the radiative properties of the columnar aerosols and then their vertical distribution in term of extinction coefficient and altitude of the layers.

2 Instrumentation and methodology

In the frame of the AMMA experiment, all the instruments have been installed at the geophysical station of the Institut de Recherche pour le Développement (IRD center) in M'Bour, 80 km south of Dakar (Derimian et al., 2008). The site is located close to the sea shore and is affected by the sea breeze and the advection of maritime aerosols in the boundary layer.

The instruments are set up on the roof of a 12 m high building. The aerosol mass concentration was recorded on top of the building using a Tapered Element Oscillation Microbalance (TEOM) and PM_{10} head at a 5-min time step. Temperature, wind intensity and direction, and relative humidity were also monitored on site. The site is equipped with an automatic Sun photometer manufactured by CIMEL (see Holben et al., 1998, for all the instrument characteristics). The Sun photometer was operating from December 1996 to March 1998, from June 2000 to August 2001 and from December 2001 to May 2002. Since May 2003, the Sun photometer is working continuously and so we consider the years from 2003 to 2008 in the climatology. The total number of daily AOT observations for the period 2006–2008 is 990 (around 330 days per year) while it is 535 for the almucantar retrievals. In our analysis we have used level 1.5 data and the version 2 of the direct Sun algorithm and the sky brightness inversion (Dubovik et al., 2006). The aerosol optical thickness (AOT) is retrieved at 440, 500, 675, 870 and 1020 nm from the measurement of the Sun irradiance direct attenuation (Holben et al., 2001). To be consistent with the lidar data, the AOT is interpolated at 532 nm according to the Angström law and using 440 and 675 nm measurements. The size distribution, refractive index, single scattering albedo and phase function are retrieved from the sky brightness observation in the Almucantar according to the

method of Dubovik and King (2000) and Dubovik et al. (2002). For available Sun photometer inversions, the particle extinction-to-backscatter ratio, L_{aer} (hereinafter referred as the lidar ratio) is estimated using the Sun photometer-derived phase function at a scattering angle of 180° , $P(\pi)$ and the single scattering albedo, ω_0 at 440 and 675 nm and linearly interpolated at 532 nm.

$$L_{\text{aer}}^{\text{phot}} = \frac{4\pi}{\omega_0 P(\pi)} \quad (1)$$

The lidar system has been set up in December 2005 at M'Bour. The system is a 532 nm micro-pulse backscattering lidar manufactured by CIMEL (Pelon et al., 2008). It is an eye-safe system emitting 8 μJ pulse of light with a frequency of 4.7 kHz. The duration of the pulse is 100 ns leading to a vertical resolution of 15 m. The lidar is operating for a period of 10 mn every 20 mn and we store 1 mn-averaged profiles. In the next, we consider hourly means. The instrument has been working continuously from 22 January to 24 November 2006 and from 2 February 2007 to 12 September 2008. Some problems in the detection system have been identified in late April and May, August and October 2006 and the corrupted data have been removed from the dataset. The data processing includes the correction of the sky background noise, the correction of the spurious signal due to the detection of the scattered light in the receiver, called after-pulse effect, and the correction of the overlap function (Pelon et al., 2008). The lidar signal can be used starting from $R_{\text{min}}=225$ m because of the afterpulse. The sky background noise is estimated by taking the average of the signal in the far field above 22 km where there is no more contribution from the laser. The raw lidar profiles are range corrected and an overlap correction function is applied. This function is estimated from a serie of horizontal shots when the atmosphere is stable. The lidar equation for the range corrected and energy normalized attenuated backscattering coefficient $S(R)$, where R is the range, is written

$$S(R) = C\beta(R)\exp\{-2\int_0^R \alpha(r) dr\} \quad (2)$$

$\beta(R)$ and $\alpha(R)$ are the range dependant volume backscattering and extinction coefficient, respectively. We consider separately the contribution of the molecules (subscript "mol") from the contribution of aerosol (subscript "aer").

$$\alpha(R) = \alpha_{\text{aer}}(R) + \alpha_{\text{mol}}(R) \quad (3)$$

$$\beta(R) = \beta_{\text{aer}}(R) + \beta_{\text{mol}}(R) \quad (4)$$

β_{aer} is retrieved from the attenuated lidar backscattering coefficient following Fernald (1984) method (also known as Klett, 1981, method).

$$\beta_{\text{aer}}(R) + \beta_{\text{mol}}(R) = \frac{S(R)\exp\{-2\int_{R_0}^R [L_{\text{aer}}(r) - L_{\text{mol}}]\beta_{\text{mol}}(r) dr\}}{\frac{S(R_0)}{\beta_{\text{aer}}(R_0) + \beta_{\text{mol}}(R_0)} - 2\int_{R_0}^R L_{\text{aer}}(r) S(r) T(r, R_0) dr} \quad (5)$$

where

$$L_{\text{aer}}(R) = \frac{\alpha_{\text{aer}}(R)}{\beta_{\text{aer}}(R)} \quad (6)$$

and

$$T(r, R_0) = \exp\{-2\int_{R_0}^r [L_{\text{aer}}(r') - L_{\text{mol}}(r')] \beta_{\text{mol}}(r') dr'\} \quad (7)$$

The upper range R_0 is taken between 6.5 and 7.0 km where the aerosol contribution is negligible compared to the molecular one. At this altitude, we do not detect any significant change in the backscattered lidar power that can be attributed to high altitude aerosols. Observations from the CALIPSO spaceborne lidar shows that on average the dust altitude is 4 km over the Atlantic ocean (Liu et al., 2008a). Over source regions, the observed maximum altitude over is 6.6 km and the top altitude drops as the dust moves eastward over the Atlantic ocean (Liu et al., 2008b).

As opposite to the particle lidar ratio L_{aer} , the molecular lidar ratio is constant $L_{\text{mol}}=8\pi/3$ sr. The lidar ratio cannot be derived from our lidar measurements and we have to assume an effective and vertically constant value to solve Eq. (5).

We have used the aerosol optical thickness measured by the Sun photometer as a constrain to fix the effective lidar ratio (Chazette, 2002). The lidar-derived aerosol optical thickness is indeed a monotonic function of the lidar ratio used in the inversion (Pelon et al., 2002; Chazette, 2002). The aerosol optical depth is estimated from the lidar derived extinction profile using Eq. (8). The extinction profile is derived following an iterative procedure based on a simple dichotomy where the lidar ratio can vary between 10 to 100 sr. The procedure ends when τ_{aer} for a given effective lidar ratio is close ($\pm 10\%$) to the aerosol optical depth given by the Sun photometer. The profile is not inverted when the dichotomy procedure does not converge within a few (8 maximum) steps. It can be due to large optical thickness (typically above 2) when the lidar beam can not go through the dust layer as it was the case on 9, 10 and 11 March 2006 during a large dust event (Slingo et al., 2006). The main sources of uncertainties in the retrieval come from the unknown lidar ratio profile, the uncertainty in the reference signal $S(R_0)$, the error in the overlap function and the missing first 255 m. The effective lidar ratio used in the iterative procedure is found to be on average 20% lower than the Sun photometer derived one. The effective lidar ratio is affected by the choice of the reference signal (Chazette, 2002). The reference signal uncertainty depends on signal to noise ratio at the given altitude (which depends on the transmission below that altitude) and on the possible occurrence of residual aerosols or clouds. In the bottom layer, the uncertainty in the overlap function is the primary source of error. The overlap function is estimated using the procedure explained by Pelon et al. (2008). We performed horizontal observations for clear (low optical depth) conditions and the overlap function is derived using the slope method (Kunz and de Leeuw, 1993). The overlap

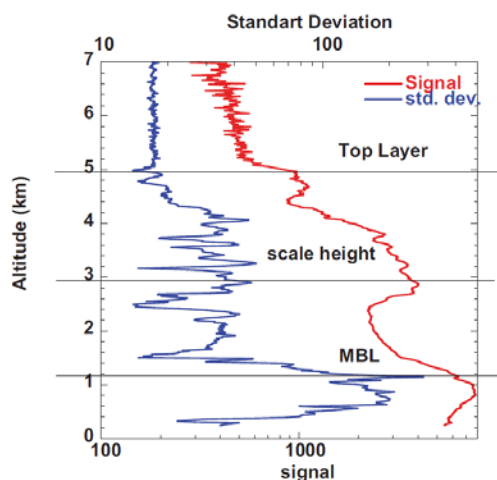


Fig. 1. Mean range corrected attenuated lidar signal (red solid line) and standard deviation (blue solid line) on 4 February 2006 at 08:00 UTC. The AOT is 0.33.

function is complete (100%) at 2 km. The correction remains large (20% of overlap) up to 600 m and the error is about 10% above 600 m while it is up to 50% close to the ground. The missing first 225 m introduces a positive bias in the retrieved extinction profile that depends on the aerosol vertical distribution and is on average 10%.

$$\tau_{\text{aer}}^* = \int_{R_{\text{min}}}^{R_0} \alpha_{\text{aer}}(R) dR \quad (8)$$

We have also considered two characteristic altitudes: The top altitude of the mixed boundary layer (MBL) and the top altitude of the aloft layer (Top Layer, TL). The entrainment zone at the top of the MBL is characterized by a strong turbulent mixing that corresponds to short term fluctuations in the lidar signal. The mean and standard deviation of the lidar signal are computed every 1 h. The MBL top corresponds to the absolute maximum in the standard deviation profile (Hooper and Eloranta, 1986). The uppermost aerosol layer is also characterized by a short-term variability in the lidar signal but much weaker than for the MBL. It was not clear from the 1 h standard deviation that we can detect robustly the top aloft aerosol layer. We thus detect the top layer altitude by applying a threshold on the lidar signal itself. The average and standard deviation of the signal at the aerosol-free reference altitude between 6.5 and 7.0 km is computed. We retain the first altitude below R_0 where the signal exceeds the average by more than 3 times the standard deviation in the reference altitude. This empirical threshold is found to be a good compromise to detect the uppermost significant change in the lidar backscattering signal due to the presence

of elevated aerosols as it is illustrated in Fig. 1. This figure illustrates the increase in the lidar signal and the slight decrease in the 1 h lidar signal standard deviation (at 4.98 km) at the top of the dust layer. The maximum in the 1 h standard deviation profile is located at the MBL top at 1.14 km. In the case study presented in Fig. 1, the total AOT is 0.33 and the MBL AOT corresponds to 27% of the total AOT.

Moreover, a simple characterization of the profile can be given by taking the AOT scale height, H_{aer} (see Eq. 9). The aerosol optical thickness vertical profile corresponds to the vertical integration of the extinction profile, starting from the reference altitude (as defined in Eq. 8 but for any given altitude from R_0 to R_{min}). So it decreases with increasing altitude. H_{aer} is the altitude at which $1/e$ (roughly 63%) of the total AOT is below this point (Turner et al., 2001). The scale height of background aerosols is generally assumed to be 2 km, while it is 8 km for air molecules (Seinfeld and Pandis, 1998). Even though the AOT profile does not follow a simple exponential decay with altitude, the scale height is a good proxy for the vertical extent of the aerosols and a characteristic of the aerosol vertical mixing in the low troposphere. Considering the aforementioned sources of uncertainty in the extinction coefficient retrieval, the uncertainty in H_{aer} is expected to be less than 20%. For the case study in Fig. 1, the scale height is 2.97 km.

$$\tau_{\text{aer}}(z) = \tau_{\text{aer}}^* \exp\left(-\frac{z}{H_{\text{aer}}}\right) \quad (9)$$

The ground-level aerosol mass concentration M can be estimated from the columnar AOT and the scale height by using

$$M = \frac{\omega_0 \tau_{\text{aer}}^*}{\sigma H_{\text{aer}}} \quad (10)$$

where σ is the mass scattering efficiency of the bulk aerosol.

3 Seasonal pattern of the aerosol radiative properties and ground-level mass

3.1 Aerosol optical thickness

As an extensive parameter, the AOT directly depends on the total mass of the aerosol even though it also depends on the size and refractive index of the particles. On Fig. 2, the monthly average AOT for the period 2003–2008 displays a clear seasonal pattern with maxima in spring (March) and in summer (June). From May to September, the AOT is above 0.5 with maxima in June (0.65) and July (0.62), corresponding to a paroxysm in the dust outbreak activity. The AOT is continuously decreasing on average from June to December. The minimum is reached in November and December with AOT below 0.4. Figure 2 also presents the monthly mean difference for each year compared to the 2003–2008 period. The yearly average AOT in 2006 is 0.47, 0.49 in 2007 and 0.44 in 2008, while it is 0.49 for the period

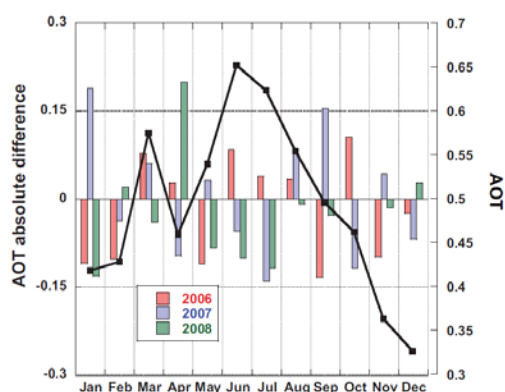


Fig. 2. Monthly mean AOT for the period 2003–2008 (black solid line). Monthly difference between (red bars) 2006, (blue bars) 2007 and (green bars) 2008 and the 2003–2008 average.

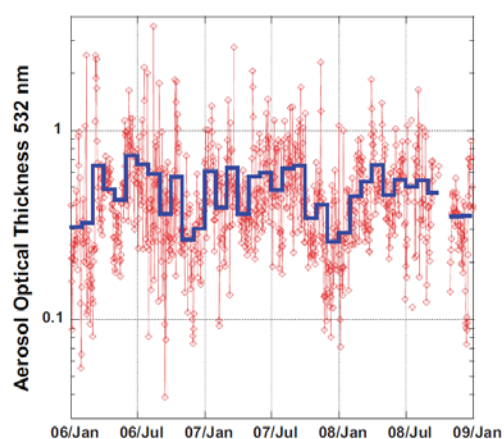


Fig. 3. Daily mean Sun photometer aerosol optical thickness estimated at 532 nm from 2006 to 2008. The blue solid line is the monthly average.

2003–2008. January 2007, April 2008 (excess of 40%) and September 2007 are well above the average AOT while January 2008, July 2007 and September 2006 are below the average. The difference between the three years remains low during the spring dust pick in March. In June, the year 2006 shows an excess in AOT while 2007 and 2008 are below the average. 2006 is below the average (around -20%) for January, February, May, September and October.

The daily variation in AOT during 2006–2008 is presented in Fig. 3 on a logarithmic scale. The AOT is variable from day to day with several peaks over 1, but we can see a

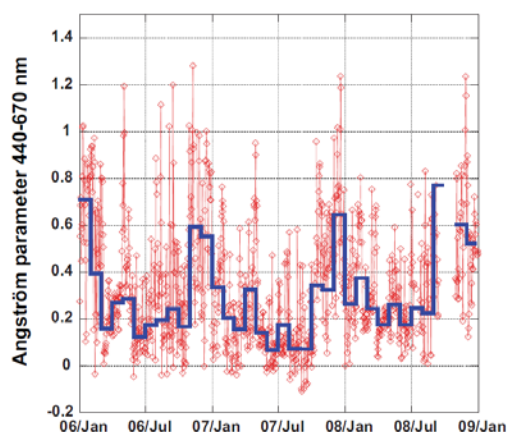


Fig. 4. Daily mean Sun photometer Angström exponent calculated between 440 and 675 nm from 2006 to 2008. The blue solid line is the monthly average.

seasonal cycle with maxima in June–July. AOT up to 2.5 are observed in March 2006, corresponding the large dust event of 7–13 March (Slingo et al., 2006; Tulet et al., 2008). Similar large sporadic events are observed in spring 2007 and 2008. Large events with a AOT above 1 occurs all year long with a maximum frequency in summer months, leading to a noisy day-to-day pattern.

3.2 Angström exponent and coarse fraction

The Angström exponent is derived from the direct AOT measurements at 440 and 675 nm. This parameter is primarily related to the size of the particles. The Angström exponent of coarse dust particles is close to 0.0 while it is close to 2.0 for submicron particles. The mixing between both type of particle tends to change the Angström exponent between those two extrema (Hamonou et al., 1999). A variation in the transport regime and physical processes occurring the transport (like sedimentation of coarser particles or particle aging; Müller et al., 2007b) might also explain a change in the size distribution and then in the Angström exponent. Figure 4 shows the variation of the Angström exponent between 2006 and 2008. The monthly average values are below 0.7 (except for January 2006 and September 2008), indicating that coarse particles are the dominant contributor to the AOT. The same feature can be also observed in the volume coarse fraction (Fig. 5) trend. Most of the time, the coarse fraction is above or close to 90%. During winter time, there is a large day-to-day variability and the monthly average value drops below 90% in association with a increase in the Angström parameter above 1.0.

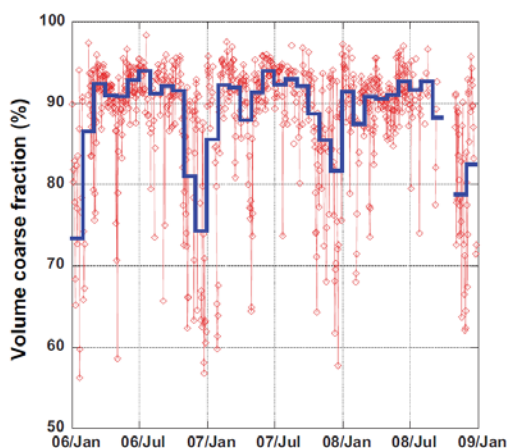


Fig. 5. Daily mean Sun photometer derived coarse fraction from 2006 to 2008. The blue solid line is the monthly average.

The variation in the Angström exponent and in the coarse mode fraction between spring and summer could reveal a change in the aerosol size distribution that can be also attributed to the change in the source area and the transport regimes.

3.3 Single scattering albedo

The seasonal trend in the single scattering albedo (SSA) is very smooth although there is a significant day-to-day variability (Fig. 6). It is to be reminded that SSA is derived from the Almuquantar measurements and then the number of observations is significantly lower than for the direct AOT and Angström parameter measurements. The SSA depends on the wavelength, the size and the complex refractive index of particles. Johnson et al. (2008) have found that “pure” dust in the area of Niamey has a SSA of 0.99 while the average value for aged biomass burning aerosols is 0.85. They derived 0.81 for “pure” biomass burning. Over M'Bour, the range in SSA varies between 0.85 and 0.95 in the monthly average while on a daily basis it reaches as low as 0.75 and as high as 0.98. The range of SSA observed in M'Bour is coherent with the airborne observations provided by Osborne et al. (2008), indicating that M'Bour is under the influence of a mixture of biomass-burning and dust aerosols. During the SAMUM 2006 experiment (Heintzenberg, 2009) in Morocco, Schladitz et al. (2009) have also reported a dust SSA between 0.89 ± 0.02 and 0.96 ± 0.02 for conditions of low and high dust load, respectively.

The SSA remains surprisingly low during March when the spring dust events occur. Minima are observed during winter-time (December) and maxima are observed during summer and autumn. There is a constant increase in the SSA

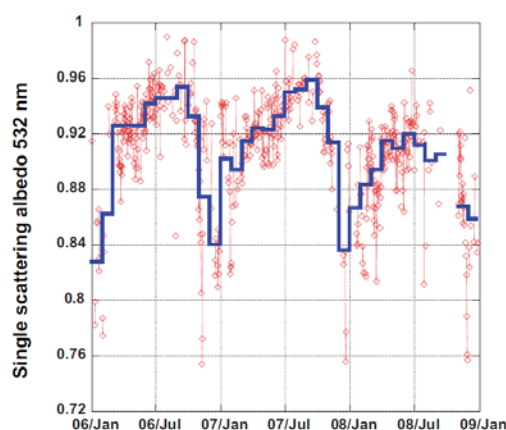


Fig. 6. Daily mean Sun photometer single scattering albedo estimated at 532 nm from 2006 to 2008. The blue solid line is the monthly average.

from winter to autumn each year. January 2007 exhibits a much higher SSA (0.9) than January 2006 and 2008. This has to be linked with the anomaly in AOT (Fig. 2) that indicates an increase in the dust activity, leading to a higher SSA. The SSA during the summer 2008 is well below the other years. This is also linked with a deficit in AOT for this period. The delay from March to April in the spring dust events in 2008 can also be observed in the SSA.

3.4 Lidar ratio

The aerosol lidar ratio can vary widely depending on the aerosol size distribution, refractive index and shape. Observed lidar ratio determined by Raman lidar are in the range between 23 to 65 sr for typical atmospheric aerosols (Müller et al., 2007a) and can go up to 100 sr. The lidar ratio estimated from the Sun photometer observations shows also a clear seasonal pattern (Fig. 7). Few points are below 30 sr that might correspond to clean maritime aerosols (Müller et al., 2007a; Omar et al., 2009). From Raman lidar soundings in Niamey, Niger Heese and Wiegner (2008) have found 75 sr for elevated biomass burning aerosols and 55 sr for dust. From multiwavelength aerosol Raman lidar observations in Cape Verde, Tesche et al. (2009) derived a lidar ratio of 77 sr above 1.5 km height in a layer of mixed dust and biomass burning. This range is well within the observations in M'Bour corresponding to an influence of biomass burning aerosols in winter and dominance of dust during summer.

Cattrall et al. (2005) have presented a detailed analysis of the use of Sun photometer measurements for the estimation of the lidar ratio over the globe. They report values of $L_{\text{aer}}^{\text{phot}}$ of 60 ± 8 sr for biomass burning aerosols and 42 ± 4 sr for

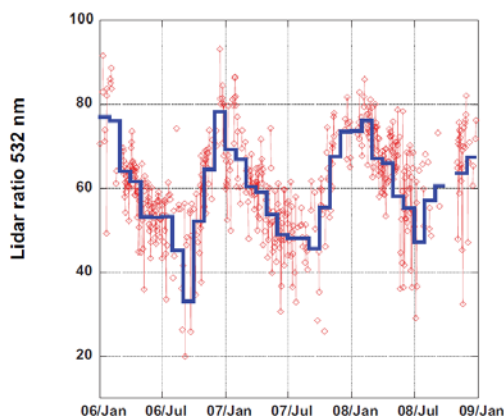


Fig. 7. Daily mean Sun photometer lidar ratio estimated at 532 nm from 2006 to 2008. The blue solid line is the monthly average.

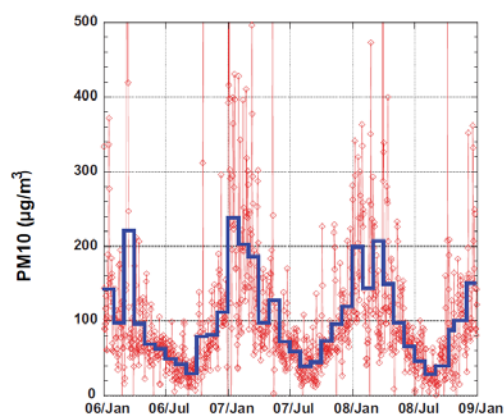


Fig. 8. Daily mean ground-level PM₁₀ concentration from 2006 to 2008. The blue solid line is the monthly average.

mineral dust. The given value for biomass burning aerosols is lower than what we found but the stations selected by Catrall et al. (2005) are located close to the biomass burning sources while the M'Bour is typically a remote station for biomass burning aerosols. In 2006 and 2007, a quasi-linear decrease from January to September can be observed starting from 76 sr to 32 sr (2006) and 45 sr (2007). As opposite, 2008 looks atypical. The minimum is observed in July while it is in September for 2006 and 2007 and the maximum appears in February, not in January or December. It has to be reminded that that $L_{\text{aer}}^{\text{phot}}$ is a columnar integrated parameter and that the true lidar ratio is range dependant.

3.5 Ground-level mass

PM₁₀ mass was continuously recorded on site from 2006 to 2008. Figure 8 presents the daily and monthly mean PM₁₀ concentration observed at M'Bour. The minima are in September 2006 and August 2007 and 2008. As opposite to the AOT seasonal pattern (Figs. 2 and 3) the summer maximum is not observed in the ground-level PM₁₀ concentration. In 2006 and 2008, March is the month with the higher concentration (more than 200 µg/m³) while it is January in 2007. As it has been also reported by Prospero (1981), the ground-level aerosol mass is about 3 times lower in summer than in winter.

4 Vertical distribution

4.1 Seasonal variability of the extinction profiles

Figure 9 presents the monthly average extinction profiles for 2006, 2007 and 2008. The data for January 2007,

October 2008, December 2006 and November–December 2008 are missing. Only 3 days are available in November 2006. We first present an analysis by considering the following season: Winter (December, January, February), Spring (March, April, May), Summer (June, July, August) and Autumn (September, October, November).

4.1.1 Winter

The data for December 2006, 2008 and January 2007 are lacking. The extinction profiles acquired in January–February 2006 show large differences compared to 2007 and 2008. A maximum in the extinction at about 1 km is observed in January and February 2008 and December and February 2007, while it is at 2 km in January 2006. A large aloft aerosol layer between 1.5 and 4.0 km is observed in January 2006 that is not observed in 2008. However the monthly average AOT is about the same, a slight difference can be observed in the SSA. In January 2006, the SSA is 0.83 while in January 2008 it is 0.87. This difference might be attributed to the presence of the aloft transport of biomass burning aerosol in the winter period (Haywood et al., 2008). In February, 2006 shows a large difference in the lower part of the extinction profile (below 3 km) compared to 2007 and 2008. February 2006 is characterized by a large anomaly in the AOT that can be attributed to a weaker low-level aerosol transport compared to the other years.

4.1.2 Spring

The month of March is very similar for the 3 years and shows low level transport with extinction coefficient close to 0.2 km⁻¹ below 1.5 km. In April, the top of the dust layer is located between 4 and 5 km for the three years along with

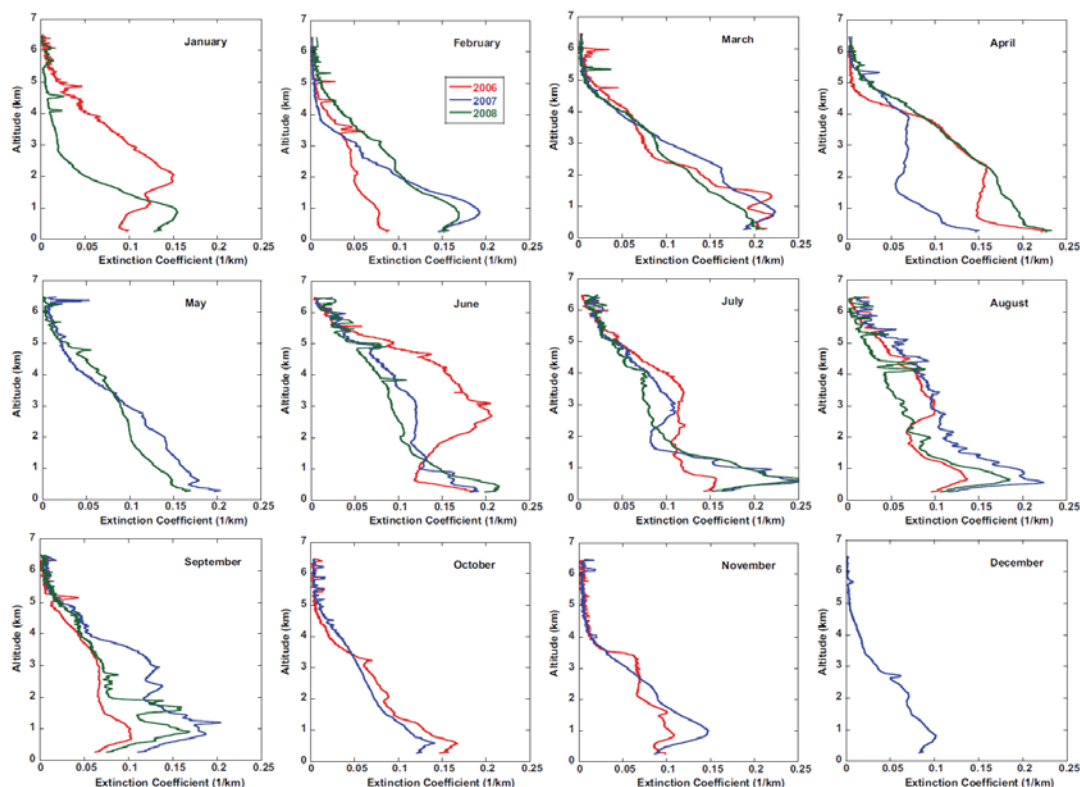


Fig. 9. Monthly average vertical profiles of aerosol extinction at 532 nm for (red solid line) 2006, (blue solid line) 2007 and (green solid line) 2008.

less extinction in the lower layer than in March, except for 2008. However there is a large variability in the extinction profile from year to year. In 2006 and 2008, the main difference in the extinction is located below 2 km that can be related to a slight change in the amount of dust advected in the lower layer. In April 2007, the extinction coefficient is significantly lower than the other years considering altitudes below 4 km.

4.1.3 Summer

In June, the main difference is observed in 2006, with an enhance dust extinction above 2 km compared to the other years. There is clearly an influence of the mineral dust events, corresponding to a decrease in the Angström coefficient (Fig. 4) and a decrease in the lidar ratio (Fig. 7). In July and August 2007–2008 show more extinction in the lower layer while 2006 shows well the dust transport in the Saharan air layer between 2 and 5 km.

4.1.4 Autumn

Autumn is clearly marked by a low level thick layer between 1 and 2 km. It is more obvious for 2007 and 2008 than for 2006. Léon et al. (2003) have also reported observations of a thick aerosol layer located between 1 and 2 km from lidar measurements between Capo Verde Islands and Dakar tip in September 2001. This layer was composed with particles having an effective radius of $0.67 \mu\text{m}$ suggesting a contribution of small particles. The profil in 2008 shows 2 maxima below 2 km. The Angström parameter is also higher than for the two other years indicating a significant contribution of small absorbing particles either from large scale or local origin, as the contribution of local pollution coming from the urban area of Dakar or close-by industries is not well know so far. The transport of dust in altitude if also more abundant in 2007.

Table 1. Average aerosol parameters corresponding to the profiles presented in Fig. 11 for the aerosol optical thickness (AOT), ground-level mass concentration (M), lidar ratio ($L_{\text{aer}}^{\text{phot}}$), single scattering albedo (SSA), Volume coarse fraction (Vc), scale height (H_{aer}), top layer altitude (H_{top}), and number of days (N). The standard deviation is given in brackets.

	AOT	M ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)	$L_{\text{aer}}^{\text{phot}}$ (sr)	SSA	Vc (%)	H_{aer} (km)	H_{top} (km)	N	
SSA < 0.85	AOT < 0.5	0.33 (0.08)	100 (29)	79 (12)	0.82 (0.03)	75 (9)	2.6 (0.6)	4.8 (0.4)	15
	AOT > 0.5	0.62 (0.16)	144 (103)	77 (9)	0.83 (0.03)	78 (15)	2.7 (0.6)	4.8 (1.0)	7
0.85 < SSA < 0.95	AOT < 0.5	0.39 (0.08)	104 (65)	63 (10)	0.91 (0.02)	89 (6)	2.8 (0.8)	4.7 (1.0)	166
	AOT > 0.5	0.72 (0.24)	154 (194)	63 (8)	0.92 (0.02)	92 (2)	2.9 (0.7)	5.0 (1.1)	146
SSA > 0.95	AOT < 0.5	0.38 (0.08)	54 (31)	51 (11)	0.97 (0.01)	89 (5)	3.0 (1.1)	5.1 (0.9)	17
	AOT > 0.5	0.78 (0.21)	52 (27)	51 (6)	0.96 (0.01)	93 (1)	3.4 (0.7)	5.7 (0.4)	13

4.2 Layer altitudes

As shown on Fig. 9, the high resolution aerosol extinction vertical distribution is complex. Several minima and maxima can be observed corresponding to the signature of the atmospheric dynamic and aerosol source activity. It is then a rather difficult task to characterize the extinction distribution by any given number. During daytime, the lower part of the troposphere can be separated into two parts: the mixed boundary layer (MBL) and the free troposphere. We have monitored the top altitude of MBL and the dust layer (referred as top layer, TL) within the free troposphere. Figure 10 shows the monthly mean altitude for the TL, and daily maximum top altitude of the MBL. There is a very clear seasonal signal in the TL with maxima in summer and minima in winter oscillating between 2.8 and 5.8 km. The maximum is reached in June for the years with an altitude above 5.0 km in coincidence with the paroxysm in the dust activity. The MBL altitude ranges between 1.2 and 1.7 km. There is not a clear seasonal signal in the MBL altitude. However maxima are observed in August or September in agreement with the seasonal pattern of the surface temperature (not shown).

The scale height provides an additional information on the vertical mixing of aerosols. In general, the seasonal variation in the scale height is very similar to the one for the top altitude. It is about 3.0 km in summer and 1.8–2.0 km in winter. When the scale height decreases but the top of the layer remains the same, it indicates that an additional low level aerosol transport occurs as it is the case in July 2007. This is in conjunction with the lower thick layer (Fig. 9) that appears in July 2007. Over the 3 years, the scale height tends to slightly decrease.

4.3 Vertical profiles by aerosol types

Atmospheric aerosols can be classified according to their intrinsic optical properties. We have considered profiles for which the columnar SSA is below 0.85 (biomass burning aerosols) or above 0.95 (mineral dust) and made the distinction when the AOT is below or above 0.5. Table 1 presents

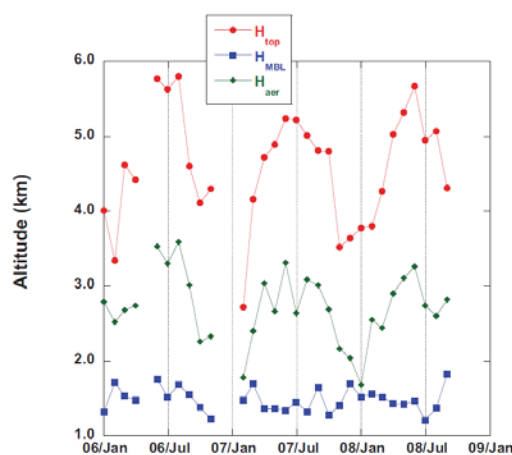


Fig. 10. Monthly mean top altitude of the (red) upper most layer and (blue) daily maximum of the mixed boundary layer. The green solid line is the monthly mean scale height.

the average optical parameters for each category along with mean scale height and top altitude of the aerosol layer.

Figure 11a gives the average profiles for the pure dust cases. When the AOT is above 0.5, we can observe the Saharan Air Layer corresponding to a dust layer between 2 and 6 km and with a maximum extinction coefficient of 0.2 km^{-1} . The average lidar ratio is $51 \pm 6 \text{ sr}$ and the volume coarse fraction is 93 %. It corresponds also to a low ($52 \mu\text{g}/\text{m}^3$) PM_{10} at the ground-level highlighting that most of the dust is transported in the aloft layer. Such vertical structure of the dust transport has also been observed by Berthier et al. (2006) from the LITE spaceborne lidar over the Tropical Atlantic Ocean off the western African coast.

Figure 11b presents the biomass burning aerosol profiles (SSA below 0.85). There is not a drastic change in the shape of the vertical profile when the AOT is above or below 0.5. The volume coarse fraction is below 80% and the lidar ratio

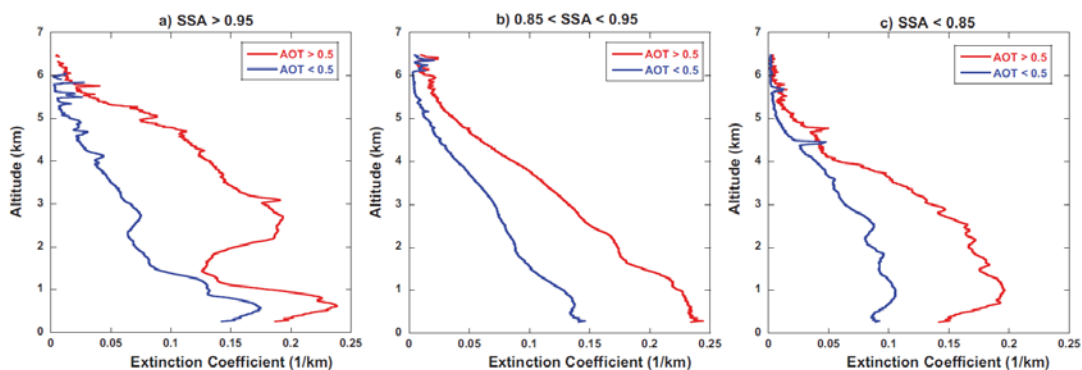


Fig. 11. Average profile corresponding to (a) $SSA > 0.95$, (b) $0.85 < SSA < 0.95$ and (c) $SSA < 0.85$. The blue and the red line corresponds to profiles having a columnar AOT below or above 0.5, respectively.

is 77 ± 9 sr when the AOT is above 0.5. The biomass burning aerosols are located in a 3 km thick layer which extends to about 4 km. The average PM_{10} at the ground is much higher than in the pure dust case in agreement with the lower altitude transport (indicated in Table 1 by the scale height and the top layer altitude). In Cape Verde, Tesche et al. (2009) have shown that this thick layer is mixed of dust and biomass burning aerosols with a relative contribution to the total extinction of 1/3 and 2/3 respectively.

In most cases, the SSA is between 0.85 and 0.95 and the average profiles (Fig. 11c) corresponds to a mix of high and low aerosol layers. When the AOT is above 0.5, the extinction coefficient in the bottom layer (below 2 km) is high in conjunction with high PM_{10} at the ground-level. This is characteristic of the spring dust transport occurring in March, corresponding also to a high volume coarse fraction (92%, see Table 1).

4.4 Comparison with aerosol mass

During summer and winter, the ground-level PM_{10} is not correlated to the AOT even when the scale height is accounted for (see Eq. 10). The highest correlation was found in March, when the dust is transport close to the ground. Figure 12 shows the comparison between the daily mean ground-level aerosol mass and $\omega_0 \tau_{aer}^* / H_{aer}$ in March 2006, 2007 and 2008. Data point with coincident almucantar measurements have been selected. The coefficient correlation R^2 is 0.76. The linear fit yields a mass scattering efficient of 0.81 ± 0.03 m²/g. This value is in a good agreement with the 1.1 ± 0.4 m²/g for total dust given by Hand and Malm (2007) in their general review of mass scattering efficiency.

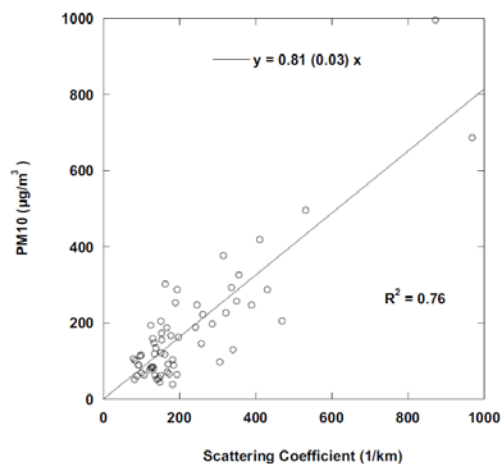


Fig. 12. Comparison between lidar derived scattering coefficient and ground-level PM_{10} using data acquired in March 2006, 2007 and 2008.

5 Discussion and conclusions

For the first time, we have obtained a monitoring of the dust transport and optical properties over 3 years at the westernmost tip of the African continent. This place of the world is all year long affected by the export of mineral dust as it moves westward to the north Atlantic ocean. The mineral dust export is mainly driven by the longitudinal oscillation of the inner-tropical discontinuity (Schepanski et al., 2009). The main feature is a northward shift of the dust plume and an increase in the altitude of the layers during

summer months compared to wintertime. In the summer months, M'Bour is under the influence of major Saharan dust sources. The contribution of dust being then dominant, it implies a single scattering albedo above 0.95 and an AOT above 0.5. During this period, we have observed the Saharan air layer that corresponds to a thick dust layer between 2 and 6 km and corresponding to about 70% of the total AOT. A decrease in the AOT scale height is observed in the late summer corresponding to the presence of an additional bottom layer (up to 2.0 km) in agreement with the previous observations of Léon et al. (2003) and Karyampudi et al. (1999). In winter, the site is less affected by dust which is transported southward toward the Gulf of Guinea by the northeasterly winds (Kalu, 1979). The monitoring site is also under the influence of tropical biomass burning aerosol emissions as it is revealed by the seasonal pattern of the aerosol optical properties. The altitude of the biomass burning aerosol layer can reach up to 4 km in January or February and is characterized by a columnar single scattering albedo below 0.85. Most of the time, this latter parameter is between 0.85 and 0.95 indicating a mixing of absorbing and scattering aerosols that occurs in the lower layer below 2 km. The PM₁₀ mass measured at the ground level catches well the spring dust events in March but is not affected by the summer dust transport that occurs in altitude. In March, it was possible to estimate that the mass scattering efficiency is $0.81 \pm 0.03 \text{ m}^2/\text{g}$.

More than 30 years ago, the seasonal pattern of the dust transport to the Atlantic ocean was investigated on the basis of field experiments (Kalu, 1979; Prospero and Carlson, 1972). In this study, we provide a long-term vertical profile aerosol monitoring in West Africa. Our 3 year analysis confirms the main features of the winter and summer dust vertical stratification. Moreover, we quantify the seasonal variability of the aerosol extinction in the different layers. The optical properties also reveals the influence of the biomass burning aerosols during the winter season. From our 3 year intensive monitoring, it is not possible to conclude on the inter-annual variation in the dust optical properties or altitude. It is then necessary to extend the monitoring to further understand the possible links between the characteristic of the dust transport and climate change in Africa.

Acknowledgements. Based on a French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, especially from France, UK, US and Africa. It has been the beneficiary of a major financial contribution from the European Community's Sixth Framework Research Programme. Detailed information on scientific coordination and funding is available on the AMMA International web site <http://www.amma-international.org>. The authors are very thankful to Tamsir Diop and the staff of the Institut de Recherche pour le Développement for their involvement in setup and management of the site. The authors are very thankful to P. Goloub and B. Holben and all the members of the AERONET and PHOTONS groups for managing the Sun photometer network and providing high quality data.

Edited by: P. Formenti



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

References

- Berthier, S., Chazette, P., Couvert, P., Pelon, J., Dulac, F., Thieuleux, F., Moulin, C., and Pain, T.: Desert dust aerosol columnar properties over ocean and continental Africa from Lidar in Space Technology Experiment, *J. Geophys. Res.*, 111, D21202, doi:10.1029/2005JD006999, 2006.
- Catrrall, C., Reagan, J., Thome, K., and Dubovik, O.: Variability of aerosol and spectral lidar and backscatter and extinction ratios of key aerosol types derived from selected Aerosol Robotic Network locations, *J. Geophys. Res.*, 110, D10S11, doi:10.1029/2004JD005124, 2005.
- Chazette, P.: The monsoon aerosol extinction properties at Goa during INDOEX as measured with lidar, *J. Geophys. Res.*, 108(D6), 4187, doi:10.1029/2002JD002074, 2003.
- Chiapello, I., Bergametti, G., Gomes, L., Chatenet, B., Dulac, F., Pimenta, J., and Santos Soares, E.: An additional low layer transport of Sahelian and Saharan dust over the north-eastern tropical Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 3191–3194, 1995.
- Chou, C., Formenti, P., Maillé, M., Ausset, P., Helas, G., Osborne, S., and Harrison, M.: Size distribution, shape and composition of dust aerosols collected during the AMMA SOP0 field campaign in the northeast of Niger, January 2006, *J. Geophys. Res.*, 113, D00C10, doi:10.1029/2008JD009897, 2008.
- D'Almeida, G. A.: A model for Saharan dust transport, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 25, 903–916, 1986.
- Derimian, Y., Léon, J.-F., Dubovik, O., Chiapello, I., Tanré, D., Sinyuk, A., Auriol, F., Podvin, T., Brogniez, G., and Holben, B.: 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, 2008.
- Dubovik, O. and King, M.: A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurements, *J. Geophys. Res.*, 105, 20673–20696, 2000.
- Dubovik, O., Holben, B., Lapyonok, T., Sinyuk, A., Mishchenko, M., Yang, P., and Slutsker, I.: Non-spherical aerosol retrieval method employing light scattering by spheroids, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 10, doi:10.1029/2001GL014506, 2002.
- Dubovik, O., Sinyuk, A., Lapyonok, T., Holben, B., Mishchenko, M., Yang, P., Eck, T., Volten, H., Muñoz, O., Veihelmann, B., Van der Zand, W., Léon, J.-F., Sorokin, M., and Slutsker, I.: The application of spheroid models to account for aerosol particle non sphericity in remote sensing of desert dust, *J. Geophys. Res.*, 111, D11208, doi:10.1029/2005JD006619, 2006.

- Fernald, F.: Analysis of atmospheric lidar observations: Some comments, *Appl. Optics*, 23, 652–653, 1984.
- Formenti, P., Elbert, W., Maenhaut, W., Haywood, J., and Andreae, M.: Chemical composition of mineral dust aerosol during the Saharan Dust Experiment (SHADE) airborne campaign in the Cape Verde region, September 2000, *J. Geophys. Res.*, 108, 8576, doi:10.1029/2002JD002648, 2003.
- Hamonou, E., Chazette, P., Balis, D., Dulac, F., Schneider, X., Galani, E., Ancellet, G., and Papayannis, A.: Characterisation of the vertical structure of Saharan dust export to the Mediterranean basin, *J. Geophys. Res.*, 104, 22257–22270, 1999.
- Hand, J. and Malm, W.: Review of aerosol mass scattering efficiencies from ground-based measurements since 1990, *J. Geophys. Res.*, 112, D16203, doi:10.1029/2007JD008484, 2007.
- Haywood, J., Osborne, S., Francis, P., Keil, A., Formenti, P., Andreae, M., and Kaye, P.: The mean physical and optical properties of regional haze dominated by biomass burning aerosol measured from C-130 aircraft during SAFARI 2000, *J. Geophys. Res.*, 108, 8473, doi:10.1029/2002JD002687, 2003.
- Haywood, J., Pelon, J., Formenti, P., et al.: Overview of the dust and biomass burning experiment and African monsoon multidisciplinary analysis special observing period-0, *J. Geophys. Res.*, 113, D00C11, doi:10.1029/2008JD010077, 2008.
- Heese, B. and Wiegner, M.: Vertical aerosol profiles from Raman polarization lidar observations during the dry season AMMA field campaign, *J. Geophys. Res.*, 113, D00C11, doi:10.1029/2007JD009487, 2008.
- Heintzenberg, J.: The SAMUM-1 experiment over Southern Morocco: overview and introduction, *Tellus B*, 61, 2–11, 2009.
- Highwood, E., Haywood, J., Silverstone, M., Newman, S., and Taylor, J.: Radiative properties and direct effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during the Saharan Dust Experiment (SHADE): 2. Terrestrial spectrum, *J. Geophys. Res.*, 108, 8578, doi:10.1029/2002JD002552, 2003.
- Holben, B., Eck, T., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J., Kaufman, Y., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., and Smirnov, Z.: AERONET-A federated instrument network and data archive for aerosol characterisation, *Remote Sens. Environ.*, 66, 1–16, 1998.
- Holben, B., Tanré, D., Smirnov, A., Eck, T., Slutsker, I., Abuhassan, N., Newcomb, W., Schafer, J., Chatenet, B., Lavenu, F., Kaufman, Y., Vande Castle, J., Setzer, A., Markham, B., Clark, D., Frouin, R., Halthore, R., Karneli, A., O'Neill, N., Pietras, C., Pinker, R., Voss, K., and Zibordi, G.: An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET, *J. Geophys. Res.*, 106, 12067–12097, 2001.
- Hooper, W. and Eloranta, E.: Lidar measurements of wind in the planetary boundary layer: the method, accuracy and results from joint measurements with radiosonde and kyttoon, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 25, 990–1001, 1986.
- Jankowiak, I. and Tanré, D.: Satellite climatology of Saharan dust outbreaks: Method and preliminary results, *J. Climate*, 5, 646–656, 1992.
- Johnson, B., Osborne, S., Haywood, J., and Harrison, M.: Aircraft measurements of biomass burning aerosol over West Africa during DABEX, *J. Geophys. Res.*, 113, D00C06, doi:10.1029/2007JD009451, 2008.
- Kalu, A.: The African dust plume: Its characteristics and propagation across west Africa in winter, *SCOPE*, 14, 95–118, 1979.
- Karyampudi, V., Palm, S., Reagen, J., Fang, H., Grant, W., Hoff, R., Moulin, C., Pierce, H., Torres, O., Browell, E., and Melfi, S.: Validation of the saharan dust plume conceptual model using lidar, Meteosat, and ECMWF data, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 80, 1045–1075, 1999.
- Klett, J.: Stable analytical inversion solution for processing lidar return signal, *Appl. Optics*, 20, 211–220, 1981.
- Kunz, G. and de Leeuw, G.: Inversion of lidar signals with the slope method, *Appl. Optics*, 32, 3249–3256, 1993.
- Léon, J.-F., Pelon, J., Tanré, D., Kaufman, Y., Goloub, P., Haywood, J., and Chatenet, B.: Profiling of a Saharan dust outbreak based on a synergy between active and passive remote sensing, *J. Geophys. Res.*, 108, 8575, doi:10.1029/2002JD002774, 2003.
- Li, X., Maring, H., Savoie, D., Voss, K., and Prospero, J.: Dominance of mineral dust in aerosol scattering in the North Atlantic trade winds, *Nature*, 380, 416–419, 1996.
- Liu, D., Wang, Z., Liu, Z., Winker, D., and Trepte, C.: A height resolved global view of dust aerosols from the first year CALIPSO lidar measurements, *J. Geophys. Res.*, 113, D16214, doi:10.1029/2007JD009776, 2008a.
- Liu, Z., Omar, A., Vaughan, M., Hair, J., Kittaka, C., Hu, Y., Powell, K., Trepte, C., Winker, D., Hostetler, C., Ferrare, R., and Pierce, R.: CALIPSO lidar observations of the optical properties of Saharan dust: A case study of long-range transport, *J. Geophys. Res.*, 113, D07207, doi:10.1029/2007JD008878, 2008b.
- Mallet, M., Pont, V., Lioussé, C., et al.: Aerosol direct radiative forcing on Djougou (northern Benin) during the African Monsoon Multidisciplinary Analysis dry season experiment (SOP-0), *J. Geophys. Res.*, 113, D00C01, doi:10.1029/2007JD009419, 2008.
- Moulin, C., Lambert, C., Dulac, F., and Dayan, U.: Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic Oscillation, *Nature*, 387, 691–694, 1997.
- Müller, D., Ansmann, A., Mattis, I., Tesche, M., Wandinger, U., Althausen, D., and Pisani, G.: Aerosol-type dependent lidar ratios observed with Raman lidar, *J. Geophys. Res.*, 112, D16202, doi:10.1029/2006JD008292, 2007a.
- Müller, D., Mattis, I., Ansmann, A., Wandinger, U., Ritter, C., and Kaiser, D.: Multiwavelength Raman lidar observations of particle growth during long-range transport of forest-fire smoke in the free troposphere, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L05803, doi:10.1029/2006GL027936, 2007b.
- Omar, A., Winker, D., Kittaka, C., Vaughan, M., Liu, Z., Hu, Y., Trepte, C., Rogers, R., Ferrare, R., Lee, K.-P., Kuehn, R., and Hostetler, C.: The CALIPSO automated aerosol classification and lidar ratio selection algorithm, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 26, 1994–2014, 2009.
- Osborne, S., Johnson, B., Haywood, J., Baran, A., Harrison, M., and McConnell, C.: Physical and optical properties of mineral dust aerosol during the Dust and Biomass-burning Experiment, *J. Geophys. Res.*, 113, D00C03, doi:10.1029/2007JD009551, 2008.
- Pelon, J., Flamant, C., Chazette, P., Léon, J.-F., Tanré, D., Sicard, M., and Satheesh, S.: Characterization of aerosol spatial distribution and optical properties over the Indian Ocean from airborne lidar and radiometry during INDOEX'99, *J. Geophys. Res.*, 107, 8029, doi:10.1029/2001JD000402, 2002.
- Pelon, J., Mallet, M., Mariscal, A., Goloub, P., Tanré, D., Bou Karam, D., Flamant, C., Haywood, J., Pospichal, B.,

- and Victori, S.: Microlidar observations of biomass burning aerosol over Djougou (Benin) during African Monsoon Multi-disciplinary Analysis Special Observation Period 0: Dust and Biomass Burning Experiment, *J. Geophys. Res.*, 113, D00C18, doi:10.1029/2008JD009976, 2008.
- Petit, R. H., Legrand, M., Jankowiak, I., Molinié, J., Asselin de Beauville, C., Marion, G., and Mansot, J.-L.: Transport of Saharan dust over the Caribbean Islands: study of an event, *J. Geophys. Res.*, 110, D18S09, doi:10.1029/2004JD004748, 2005.
- Prospero, J.: Eolian transport to the world ocean, in: *The Sea*, edited by: Emiliani, C., Wiley Interscience, NY, 7, 801–874, 1981.
- Prospero, J. and Nees, R.: Impact of the North African drought and El Niño on mineral dust in the Barbados trade winds, *Nature*, 320, 735–738, 1986.
- Prospero, J. M. and Carlson, T. N.: Vertical and areal distribution of Saharan dust over the western equatorial north Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 77, 5255–5265, 1972.
- Rajot, J.-L., Formenti, P., Alfaro, S. C., et al.: AMMA dust experiment: An overview of measurements performed during the dry season special observation period (SOP0) at the Banizoumbou (Niger) supersite, *J. Geophys. Res.*, 113, doi:10.1029/2008JD009906, D00C14, 2008.
- Redelsperger, J.-L., Thorncroft, C., Diedhiou, A., Lebel, T., Parker, D., and Polcher, J.: African monsoon multidisciplinary analysis: An international research project and field campaign, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 87, 1739–1746, 2006.
- Schepanski, K., Tegen, I., and Macke, A.: Saharan dust transport and deposition towards the tropical northern Atlantic, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 1173–1189, 2009, <http://www.atmos-chem-phys.net/9/1173/2009/>.
- Schladitz, A., Müller, T., Kaaden, N., Massling, A., Kandler, K., Ebert, M., Weinbruch, S., Deutscher, C., and Wiedensohler, A.: In situ measurements of optical properties at Tinfou (Morocco) during the Saharan Mineral Dust Experiment SAMUM 2006, *Tellus B*, 61, 64–78, 2009.
- Seinfeld, J. and Pandis, S.: *From Air Pollution to Climate Change*, Atmospheric Chemistry and Physics, John Wiley, New York, 1998.
- Slingo, T., Ackerman, T., Allan, R., Kassianov, E., McFarlane, S., Barnard, J., Miller, H., Harries, J., Russel, J., and DeWitte, S.: Observation of the impact of a major Saharan dust storm on the atmospheric radiation balance, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L24817, doi:10.1029/2006GL027869, 2006.
- Tanré, D., Haywood, J., Pelon, J., Léon, J.-F., Chatenet, B., Formenti, P., Francis, P., Goloub, P., Highwood, E., and Myhre, G.: Measurement and modeling of the Saharan dust radiative impact: Overview of the Saharan Dust Experiment (SHADE), *J. Geophys. Res.*, 108(D18), 8574, doi:10.1029/2002JD003273, 2003.
- Tesche, M., Ansmann, A., Müller, D., Althausen, D., Engelmann, R., Freudenthaler, V., and Groß, S.: Vertically resolved separation of dust and smoke over Cape Verde using multi-wavelength Raman and polarization lidars during Saharan Mineral Dust Experiment 2008, *J. Geophys. Res.*, 114, D13202, doi:10.1029/2009JD011862, 2009.
- Tulet, P., Mallet, M., Pont, V., Pelon, J., and Boone, A.: The 7–13 March 2006 dust storm over West Africa: Generation, transport, and vertical stratification, *J. Geophys. Res.*, 113, D00C08, doi:10.1029/2008JD009871, 2008.
- Turner, D., Ferrare, R., and Brasseur, L.: Average aerosol extinction and water vapor profiles over the southern great plains, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4441–4444, 2001.

8.2.2. Climatologie des poussières minérales

Chiapello, I., C. Moulin, and J.M. Prospero, Understanding the long-term variability of African dust transport across the Atlantic as recorded in both Barbados surface concentrations and large-scale Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) optical thickness, *J. Geophys. Res.*, 110, D18S10, doi:10.1029/2004JD005132., 2005. (résultats présentés en section 3.2.2.)

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 110, D18S10, doi:10.1029/2004JD005132, 2005

Understanding the long-term variability of African dust transport across the Atlantic as recorded in both Barbados surface concentrations and large-scale Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) optical thickness

Isabelle Chiapello

Laboratoire d'Optique Atmosphérique, CNRS, Université des Sciences et Technologies de Lille, Villeneuve d'Ascq, France

Cyril Moulin

Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS, Gif-sur-Yvette, France

Joseph M. Prospero

Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami, Miami, Florida, USA

Received 16 June 2004; revised 15 September 2004; accepted 17 November 2004; published 30 April 2005.

[1] The interannual variability of African dust transport over the north tropical Atlantic is monitored using in situ surface concentrations measurements performed at Barbados since 1966, along with the Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) and Meteosat dust optical thickness (DOT) records covering the last two decades. Despite their differences in spatial coverage, the two dust records are in good agreement at both monthly and annual timescales over the 22 years of common operation. This demonstrates that the Barbados dust record is representative of the year-to-year variability of dust export over the north tropical Atlantic during both winter and summer. The satellite DOT are used to assess the characteristics of the impact of climate factors, i.e., North Atlantic Oscillation (NAO) and Sahel drought, on dust emission and export as a function of season, and in terms of spatial extend of their influence. The analysis shows a large regional impact of Sahel drought on dust emissions and transport both in winter and in summer, whereas the influence of the NAO dominates the winter export and is more geographically limited to the eastern Atlantic north of 15°N, and possibly some localized source regions (southern Mauritania and the Bodele depression). Overall, the combination of the 35 years of Barbados measurements of African dust with 22 years of satellite dust survey over the Atlantic highlights very high dust loads in the mid-1980s related to the severe Sahel drought (maximum impact in 1983) and persistently high dusty conditions in the 1990s, most probably due to the continuation of relatively dry conditions in Sahel in the recent years.

Citation: Chiapello, I., C. Moulin, and J. M. Prospero (2005), Understanding the long-term variability of African dust transport across the Atlantic as recorded in both Barbados surface concentrations and large-scale Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) optical thickness, *J. Geophys. Res.*, 110, D18S10, doi:10.1029/2004JD005132.

1. Introduction

[2] Mineral dust, emitted by wind erosion of arid and semiarid areas of the Earth, is thought to play an important role in climate processes. However, it has been difficult to quantify because of the relatively complex and highly uncertain effect of dust on radiative forcing [Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2001; Sokolik et al., 2001]. Dust can have either a net positive or negative radiative effect depending on the surface albedo and the aerosol single scattering albedo [Liao and Seinfeld, 1998]. The Saharan Dust Experiment (SHADE) experiment [Tanré et al., 2003], held off the coast of West Africa during

September 2000, shows that the diurnal mean net radiative impact of African dust, if extrapolated to the anticipated dust distributions from all sources of the entire Earth, would be approximately -0.4 W m^{-2} . However, it is difficult to generalize such studies to global scales because of the many uncertainties about dust emissions and the highly variable and poorly characterized properties of dust [Sokolik et al., 2001]. Because of the complexities of the competing solar and terrestrial radiative forcings, even the sign of the net effect is unknown [IPCC, 2001], suggesting a dust radiative forcing in the range $+0.4$ to -0.6 W m^{-2} . Additionally, mineral dust may exert an indirect radiative effect by modifying cloud properties and precipitation process [Rosenfeld et al., 2001; Sassen et al., 2003].

[3] The quantification of the dust impact on climate change is however particularly uncertain because of the

lack of knowledge about the natural variability of dust emissions and the temporal and spatial variability of transported dust. Another major uncertainty is due to the lack of reliable estimates of the anthropogenic fraction of mineral dust in the atmosphere [Haywood and Boucher, 2000]. This fraction cannot be readily be extracted from in situ and satellite long-term measurements because of the large interannual variability of dust transport, and is difficult to parameterize within numerical models because of the lack of knowledge about the processes that control human-induced dust emissions. The most recent estimate of this anthropogenic fraction using climate models is of about 10% of the global dust load [Tegen et al., 2004], which is considerably lower than previous estimates of 20–50% [Tegen and Fung, 1995; Sokolik and Toon, 1996]. The Barbados sampling station [Prospero and Nees, 1986] provides the unique continuous record of dust long-term evolution since the mid-1960s and might thus be suitable to investigate a potential trend in dust export related to human activity in Africa. This data set has been used [Prospero and Nees, 1986; Prospero and Lamb, 2003] to study the interannual variability of dust load and to show the correlation between Sahel drought and dust concentration at Barbados. This correlation suggests that Sahel drought and meteorological conditions associated with the drought control the Atlantic dust export. However, it is not clear how well the Barbados station, located at about 6000 km from African dust sources, is representative of the large-scale dust export over West Africa and the north tropical Atlantic.

[4] Satellites are unique tools to monitor the spatial patterns of the dust transport at both seasonal and interannual scale. Recent studies based on Meteosat/visible light spectrometer (VIS) and Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) observations (22 years from 1979 to 2000) have established the link between Sahel drought, dust emissions in Sahel and summer dust export over the Atlantic [Moulin and Chiapello, 2004], and have shown the role of the North Atlantic Oscillation (NAO) on winter dust transport [Chiapello and Moulin, 2002]. Here we combine the Barbados dust record with the TOMS/Meteosat satellite dust record to examine the consistency of satellite and ground-based long-term dust records and to evaluate the representativeness of the Barbados station. Such an approach is also expected to clarify the respective contributions of Sahel rainfall and the NAO on African dust emissions and export as a function of space and time.

2. Analysis of the Dust and Climate Data Sets

2.1. Satellite and Ground-Based Dust Records

[5] The Barbados sampling station (13°10'N, 59°30'W) provides the most extensive long-term record of surface dust concentrations (SDC), with daily mineral dust measurements made almost continuously since August 1965 [Prospero and Nees, 1986; Prospero and Lamb, 2003]. As previously stated, this unique surface dust record has been extensively used for the analysis of year-to-year variability of long-range African dust transport into the Caribbean [Prospero and Nees, 1986; Prospero and Lamb, 2003].

[6] The long-term operation periods of TOMS and Meteosat spaceborne sensors make them suitable to investigate

the African dust variability over the 1980s and 1990s. Observations from TOMS/Nimbus 7 (1979–1992), Meteosat/VIS (1984–1997) and TOMS/Earth Probe (1997–2000) have been combined to monitor the variability of African dust over the last two decades [Chiapello and Moulin, 2002; Moulin and Chiapello, 2004]. Over the Atlantic ocean, the daily maps of Meteosat derived dust optical thickness (DOT) [Moulin et al., 1997b] have been projected on the TOMS Absorbing Aerosol Index (AAI) [Herman et al., 1997] grid (1° latitude × 1.25° longitude) to allow direct comparison between the two products, for each TOMS pixel. As described by Chiapello and Moulin [2002] and Moulin and Chiapello [2004], statistical linear relationships have been established between the coincident daily TOMS AAI and Meteosat DOT in 1986–1988 for TOMS/Nimbus 7 and in 1997 for TOMS/Earth Probe, which uses different wavelengths. From this analysis, the following relationships have been used to convert daily TOMS AAI pixels into DOT: for TOMS/Nimbus 7, $DOT = 0.71 AAI - 0.22$ in winter (October–March), and $DOT = 0.43 AAI - 0.28$ in summer (April–September) [Chiapello and Moulin, 2002]. For TOMS/Earth Probe, $DOT = 0.75 AAI - 0.14$ in winter (October–March) and $DOT = 0.45 AAI + 0.01$ in summer (April–September) [Moulin and Chiapello, 2004]. The TOMS DOT estimated by this approach have been validated by comparison with ground-based Sun photometer measurements of aerosol optical thickness over both ocean (Cape Verde Island) and Africa (Banizoumbou, Gao, Dakar) available in the 1980s from field experiments and since the mid-1990s from the AERONET network [Moulin and Chiapello, 2004]. The resulting satellite dust record encompasses 18 years of TOMS DOT over the north Africa (1979–1992 and 1997–2000), and 22 years over the eastern part of the Atlantic ocean (1979–2000). Meteosat DOT are used to fill the gap in TOMS data between 1993 and 1996.

[7] Figure 1 shows the evolution of the monthly and annual means of the entire SDC record at Barbados (35 years from 1966 to 2000) and that of spatially averaged satellite DOT over the north tropical Atlantic (15–30°N, coast to 30°W) (22 years from 1979 to 2000). As stated by previous studies [Prospero and Nees, 1986; Moulin et al., 1997a; Chiapello and Moulin, 2002], the high variability of the dust loads at both seasonal and interannual timescales is evident. The Barbados annual SDC record highlights the lowest dust loads in the late sixties ($\sim 5 \mu\text{g}/\text{m}^3$ in 1966–1967–1968), the highest levels being reached in the 1980s ($\sim 23 \mu\text{g}/\text{m}^3$ in 1983–1984–1987). Over the period 1979–2000, the maximum variability of the annual SDC at Barbados is roughly of a factor of 2 between 1979 (11 $\mu\text{g}/\text{m}^3$) and 1983 (24 $\mu\text{g}/\text{m}^3$). The maximum variability recorded by the annual satellite DOT is in the same range with a mean DOT of 0.13 in 1979 and 0.31 in 1983, i.e., about a factor of 2.

[8] Despite this large interannual variability, the Barbados SDC record presents a general increase in the annual dust loads from 1966 to 2000 ($8 \pm 2 \mu\text{g}/\text{m}^3$ in 35 years, $R = 0.50$). This data set however shows a dramatic increase in dust loads between 1966 and the mid-1980s, which contrasts with a rather flat evolution from 1986 to 2000. The decadal evolution of SDC at Barbados and satellite DOT over the north tropical Atlantic over the period 1979–2000 present similarities both at monthly timescales ($R = 0.70$,

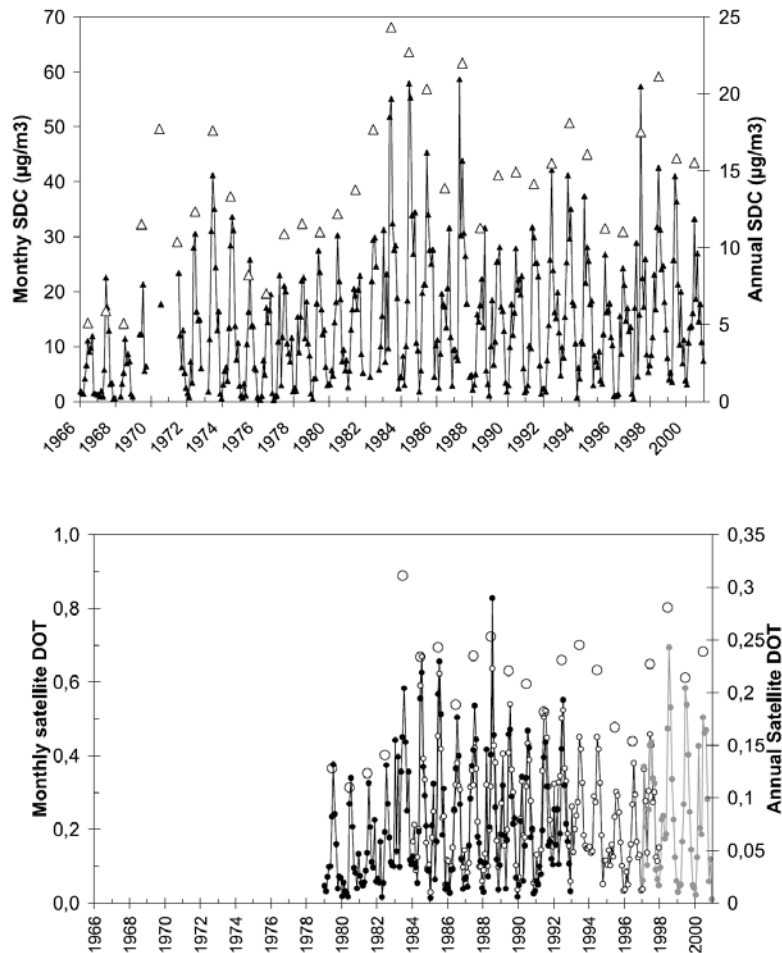


Figure 1. Time evolution of the monthly and annual mean of (top) surface dust concentrations (SDC) at Barbados (1966–2000) and (bottom) satellite dust optical thickness (DOT) over the northern tropical Atlantic (1979–2000). The solid circles indicate the monthly means of TOMS/Nimbus 7 DOT (1979–1992), the open circles indicate the monthly means of Meteosat/VIS DOT (1984–1997), and the shaded circles indicate the monthly means of TOMS/Earth Probe DOT (1997–2000). The large open circles (Figure 1, bottom) indicate the annual averages of satellite DOT, and the large open triangles (Figure 1, top) indicate the annual averages of Barbados SDC.

$N = 256$) and yearly timescales ($R = 0.68$, $N = 22$). Table 1 presents a classification of the annual dust loads recorded by both Barbados SDC and satellite DOT over the north tropical Atlantic from very high dust years ($SDC > 20 \mu\text{g}/\text{m}^3$, $DOT \geq 0.25$) to low dust years ($SDC < 10 \mu\text{g}/\text{m}^3$ and $DOT \leq 0.15$), including “high” and “moderate” dust levels. With the exceptions of years 1982 and 1988, the SDC and satellite dust records show consistent retrievals in terms of dustiness of the different years considered. A possible explanation of the differences in 1982 is the missing of four months of measurements at Barbados (January to March, plus September), although this is not the case in 1988 so that no evident reason is susceptible to

explain the difference between the two data sets. Despite the deviations in 1982 and 1988, both records show the highest dust load for year 1983, and if some differences exist for certain years, they do not exceed one category (as for years 1984, 1985, 1987 classified in the “very high” category from the Barbados SDC and in the “high” class from satellite DOT). These kinds of differences can be considered as acceptable since the two classifications are only indicative as they do not cover the same number of years. An interesting point is that such a classification highlights very high dust loads in the 1980s, persistent high dust levels in the 1990s, and the lowest dust levels in the late 1960s and early 1980s prior to 1983. It can be noticed that the two

Table 1. Classification of the Annual Dust Loads Recorded at Barbados From 1966 to 2000 (i.e., 35 years) and by Satellite DOT (TOMS+Meteosat/VIS) Over the North Tropical Atlantic From 1979 to 2000 (i.e., 22 years)^a

"Dust Load" Category	Annual Barbados SDC for 35 years, $\mu\text{g}/\text{m}^3$	Annual Satellite DOT for 22 years
Very high 1960s and 1970s		
1980s	1983 , 1984, 1985, 1987	1983 , 1988 ^b
1990s	1998	1993, 1998
High 1960s and 1970s	1970, 1973	
1980s	1982	1984, 1985, 1987, 1989
1990s	1992, 1993, 1994, 1997, 1999, 2000	1990, 1992, 1994, 1997, 1999, 2000
Moderate 1960s and 1970s	1969, 1971, 1972, 1974, 1977, 1978, 1979	
1980s	1980, 1981, 1986, 1988, 1989	1986
1990s	1990, 1991, 1995, 1996	1991, 1995
Low 1960s and 1970s	1966, 1967, 1968 , 1975, 1976	1979
1980s		1980 , 1981, 1982
1990s		1996

^aVery high corresponds to $\text{SDC} > 20 \mu\text{g}/\text{m}^3$ and $\text{DOT} \geq 0.25$, high corresponds to SDC between 15 and $20 \mu\text{g}/\text{m}^3$ and DOT between 0.20 and 0.25, and moderate corresponds to SDC between 10 and $15 \mu\text{g}/\text{m}^3$ and DOT between 0.15 and 0.20, and "Low" to $\text{SDC} < 10 \mu\text{g}/\text{m}^3$ and $\text{DOT} \leq 0.15$. Bold indicates the years of maximum and minimum dust loads for the two data sets.

^bDifferences between satellite and SDC retrievals.

most recent years, i.e., 1999 and 2000 appear in the "high" dust load category, both from Barbados SDC and satellite DOT.

2.2. Climate Indices

[9] We use two climate indices which have been identified by former studies to be linked to African dust variability, the North Atlantic Oscillation (NAO) [Moulin *et al.*, 1997a; Chiapello and Moulin, 2002] and the rainfall in the Sahel region [Prospero and Lamb, 2003; Moulin and Chiapello, 2004]. A NAO index has been defined by Hurrell [1995] from the difference between normalized winter sea level atmospheric pressures between Lisbon, Portugal, and Stykkisholmur, Iceland. The NAO exerts a strong control on the climate of the Northern Hemisphere, especially in winter, and is known to produce large changes in the mean wind speed and direction over the Atlantic and the heat and moisture transport between the Atlantic and the neighboring continents, thus affecting many environmental fields. The time series of NAO indices used here are computed since 1864 and updated each year.

[10] Our analysis of the impact of rainfall variability over the Sahel region on dust export is based on the Sahelian annual rainfall index of L'Hôte *et al.* [2002], which covers the period 1896–2000. Dust export to the Atlantic [Moulin and Chiapello, 2004] and to Barbados [Prospero and Lamb, 2003] are most highly correlated with Sahel rainfall of the previous year (i.e., the rainy season preceding the dust occurrence). Consequently, we use a Sahelian Annual Drought (SAD) Index defined as the negative of the Sahelian annual rainfall index of the previous year. Thus high positive SAD index values indicate severe drought conditions whereas the negative/low SAD values correspond to rainy/normal periods. Note that the consistency of the various existing time series of both NAO and Sahel rainfall departures has been verified. L'Hôte *et al.* [2002] also showed that the period 1970–2000 is overall dry or very dry over Sahel, with only three wet years (1975, 1994, and 1999), among which two are recent. Their analysis indicates that the drought was still going on at the end of 2000, even if the 1990s were less dry than the 1970s and 1980s, but still it was the third driest decade of the century. Indeed, even if the extents of drought areas during the

recent dry years are smaller than during the earliest ones, the wet years are still very isolated from each other.

3. Relationships Between Large-Scale Dust Transport and Climate Indices Over the Last Two Decades

[11] Chiapello and Moulin [2002], using TOMS and Meteosat/VIS observations over the Atlantic, show a high year-to-year variability of African dust export during winter, which is linked to the variability of the NAO. On the basis of the TOMS dust record, Moulin and Chiapello [2004] demonstrate a large-scale correlation between summer dust transport over the Atlantic, dust emissions in the North West Sahel region, and Sahel drought during the previous year. Satellites serve as a unique tool to characterize the spatial extension of the impacts of these two climate factors on dust export.

[12] Figure 2a shows the winter mean TOMS DOT and partial correlation maps between year-to-year variability of winter TOMS DOT and that of the NAO and SAD index over the period 1979–2000. The resulting correlation maps suggest that the impact of the NAO on the year-to-year variability of winter African dust extends over southern Mauritania, the tropical Atlantic (mainly north of the 15°N), and to a lesser extent over the Bodele depression in central Chad.

[13] The Sahel drought also appears to exert a strong impact on both winter dust emissions over a large Sahelian region, located mainly south of 18°N , and winter dust transport over the Atlantic mainly south of 15°N latitude.

[14] Figure 2b shows the summer mean TOMS DOT and the same partial correlations obtained between interannual variability of summer DOT over the period 1979–2000 and both NAO and SAD index. The NAO year-to-year variability appears to exert a weak influence on summer dust emission and transport, whereas the Sahel drought shows a large-scale correlation with dust emissions over Sahel and transport over the Atlantic. Thus Figures 2a and 2b clearly show a large spatial impact of Sahel drought on dust emission and transport during both following winter season (~ 6 months after the rainfall season) and summer season

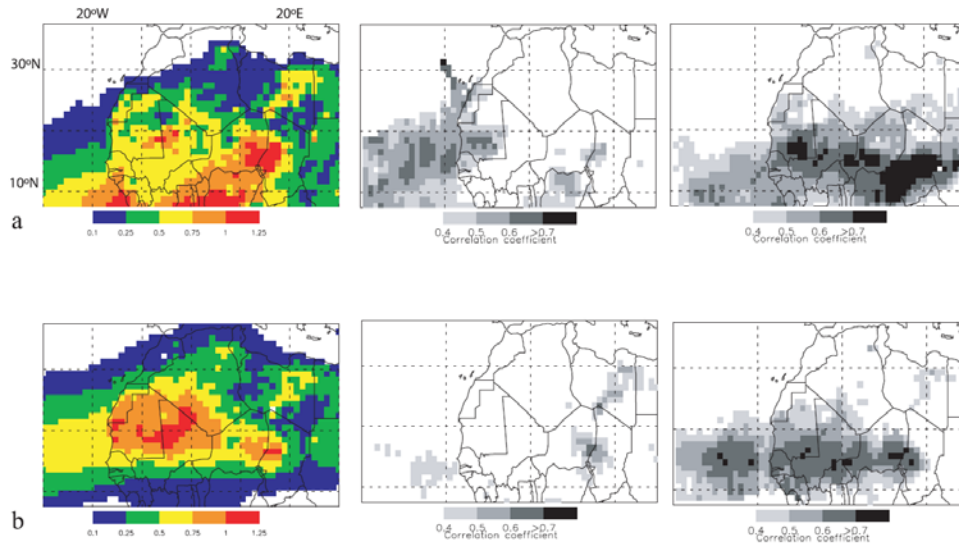


Figure 2. (a) (left) Winter mean TOMS DOT (January–March, 1979–2000) and partial correlation maps obtained between year-to-year winter mean DOT evolution and that of (middle) North Atlantic Oscillation (NAO) index and (right) Sahelian Annual Drought (SAD) index. (b) Same as Figure 2a except for the summer season (June–August).

(~12 months after the rainfall season). It is noticeable that in winter the area of correlation is located at southern latitudes that in summer, a seasonal shift which is also evident when confronting winter and summer averaged TOMS DOT maps (Figures 2a and 2b, left). In winter, the Sahel drought probably influences both mineral dust and biomass burning aerosols, since it has been established that biomass burning is an important contributor to the high aerosol optical depth in the tropical Atlantic during this season [Tanré *et al.*, 2001]. The influence of the NAO appears to be dominant during the winter season and covers mainly some geographically localized source regions (southern Mauritania, Bodele depression) and the transport over the tropical Atlantic north of 15°N, in agreement with the simulations shown by Ginoux *et al.* [2004].

4. Extending the Relationships to the Last 35 Years Using Barbados Data

[15] The winter surface dust concentrations (SDC) at Barbados, which are normally at a seasonal low, have been shown to be much more variable from year to year than are the summer concentrations [Prospero and Nees, 1986]. Chiapello and Moulin [2002], on the basis of TOMS and Meteosat observations over the northeastern part of tropical Atlantic, also highlight the high amplitude of the variability of winter transport of dust in comparison to summer transport. Figure 3 shows that the interannual variability of winter SDC at Barbados is strongly coherent with that of satellite DOT over the north tropical Atlantic, almost exactly in the region of maximum NAO influence (see Figure 2a, middle). Such a correlation demonstrates that in winter Barbados SDC are representative of the intensity of the

north tropical Atlantic dust export. It could also suggest that the NAO is responsible for most of the interannual variability of winter SDC at Barbados. Figure 4 shows the year-to-year evolution of both NAO index and satellite and ground-based dust records in winter, with the scatterplots shown in Figure 5. The high correlation between winter SDC at Barbados and satellite mean DOT over the northeastern tropical Atlantic ($r = 0.73$) clearly appears on Figure 4 (bottom) and Figure 5 (left). The correlation coefficient between satellite DOT and NAO index is 0.52,

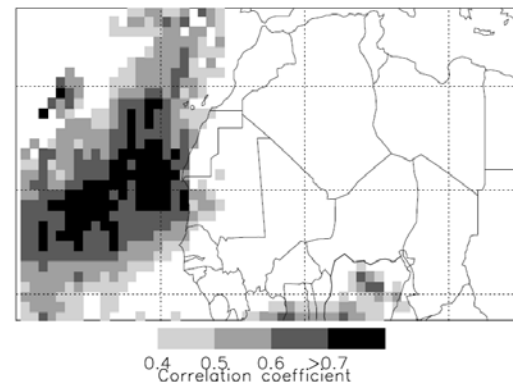


Figure 3. Correlation map between the interannual variability of winter mean SDC (January–March) at Barbados and winter mean TOMS DOT (17 years, 1979–2000 except for 1982, and 1993–1996).

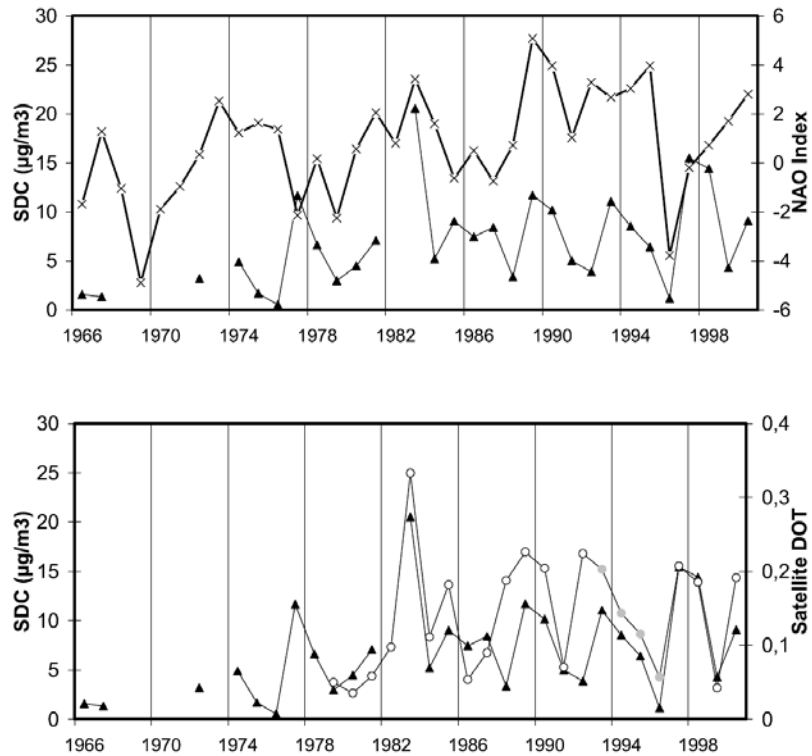


Figure 4. Wintertime relationships between Barbados dust, the NAO index, and satellite measures of aerosols. (top) Time series of winter mean Barbados SDC (solid triangles) along with Hurrell's NAO Index (cross). (bottom) Winter mean Barbados SDC (solid triangles) and winter mean satellite DOT over the north tropical Atlantic, 15–30°N (open circles from TOMS, shaded circles from Meteosat/VIS).

that between Barbados SDC and NAO index is significantly lower (0.30), as previously shown by *Ginoux et al.* [2004] (not shown). The low correlation of SDC and the NAO index does not necessarily mean that the NAO is not controlling dust transport over the western part of the north Atlantic; the

poor correlation can be related to the location of Barbados at the northern edge of the winter dust transport belt [*Ginoux et al.*, 2004]. It is also probable that during low NAO periods, the Azores High shifts so that the dust transport does not reach Barbados anymore. The year-to-year variability of the

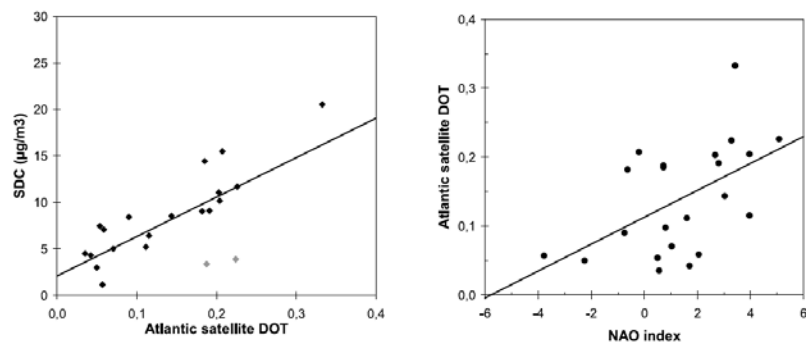


Figure 5. Scatterplots between the year-to-year evolution of winter. (left) Barbados SDC and Atlantic satellite DOT ($R = 0.73$, 21 years). Points corresponding to years 1988 and 1992 are reported as shaded. (right) Atlantic satellite DOT and NAO index of *Hurrell* [1995] ($R = 0.52$, 22 years). The year-to-year evolution of these data sets can be visualized on Figure 4.

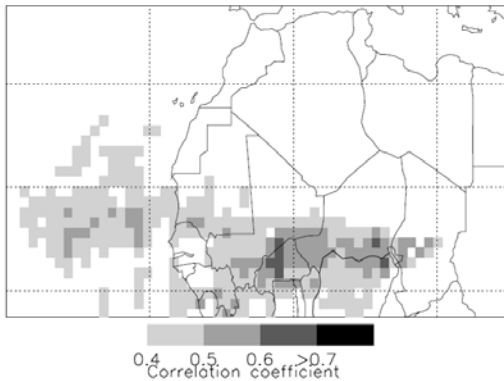


Figure 6. Correlation map between the interannual variability of summer mean SDC (June–August) at Barbados and summer mean TOMS DOT (18 years, 1979–2000 except for 1993–1996).

winter SDC recorded at Barbados present a low correlation with that of SAD index ($r = 0.25$) suggesting that the influence of Sahelian drought on winter dust transport occurs primarily over the eastern part of the Atlantic and over latitudes south of Barbados as shown by the seasonal shift in the latitudinal dust plume seen over the tropical Atlantic (Figures 2a and 2b, left). It could be noted that Figures 4 and 5 show some differences between winter Barbados SDC and Atlantic satellite DOT for years 1988 and 1992 (values indicated as shaded on Figure 5 (left)). The Pinatubo eruption which occurred in mid-1991 may be an explanation for the year 1992, although 1988, as mentioned in section 2.1. (Table 1) seems to be an unusual year.

[16] Figure 6 shows that the interannual variability of SDC at Barbados during summer correlates with that of satellite DOT over north tropical Atlantic and Sahel, but the correlation is less pronounced than in winter over the eastern Atlantic ($R \sim 0.5$). As shown by Figure 2b (right), it suggests that changes of SDC at Barbados are representative of that of dust emissions over the Sahel during the summer season. Figure 7 presents the time series of mean SDC at Barbados, L'Hôte SAD index (Figure 7, top), and summer satellite DOT over the tropical Atlantic and over Sahel (Figure 7, bottom). Figure 8 shows the scatterplots and correlation coefficients obtained between the different data sets. Clearly, the SAD index and summer SDC at Barbados show similar year-to-year evolution during the 34 years of record (1966–2000, $r = 0.65$), as previously stated by Prospero and Lamb [2003], using another Sahelian rainfall index. Moreover, the year-to-year variability of both summer SDC at Barbados and satellite DOT over Sahel and Atlantic are remarkably similar, indicating a strong link between Sahelian drought, dust emissions over Sahel, and export over the Atlantic. This suggests that the drought itself, rather than meteorological and climate factors associated with the drought, exerts a large-scale influence on both dust emission and long-range transport over the Atlantic during the summer season. Again, Figures 7 and 8 show an unusual behavior for year 1988, characterized by a relatively high satellite DOT

and low Barbados SDC, as previously observed in winter. More investigations and detailed analysis of the transport pattern of this particular year should be performed to explain such a difference.

5. Concluding Remarks

[17] This paper attempts a comprehensive analysis of the link between climate variability and African dust export on the basis of the longest satellite and ground-based dust records available. The consistency between these two data sets is examined as well as the influence of climate factors as a function of season, and in terms of spatial extent of their impact. The ground-based dust concentration measurements at Barbados constitute the longest existing record (35 years analyzed from 1966 to 2000) of African dust and for this reason can be considered as a reference. On the other hand the satellite record (22 years) enables us to assess how representative the Barbados measurements are in a spatial context and how climate indices affect dust export. The analysis of the dust loads recorded by Barbados SDC and satellite DOT shows a good consistency in the evolution of both monthly and annual mean dust contents over the common period which covers 22 years. Both vertically integrated DOT recorded by satellite and surface dust concentrations at Barbados highlight very high dust levels in the 1980s (the “dustiest” year being 1983) and persistent high loads in the 1990s. Such an evolution is related to the severe Sahel drought of the early 1980s, and to the persistent, albeit less intense dry conditions in recent years.

[18] The drought in Sahel is shown to have a large-scale impact on both following winter and summer dust emissions and dust transport over the eastern and western part of the Atlantic. In contrast the NAO acts mostly on the winter transport, and is shown to be limited spatially to the northern part of the Atlantic, and possibly to some well-identified source regions like the southern Mauritania and the Bodele Depression. The significant correlations obtained between interannual variability of summer SDC at Barbados, and that of TOMS DOT over both Sahel and northeastern tropical Atlantic suggest that Sahel sources significantly contribute to the dust transport over the western Atlantic. Thus the Sahelian region, if not of first importance in terms of intensity of dust emissions compared to the Saharan sources [Prospero *et al.*, 2002], is probably critical in controlling the year-to-year variability of dust export. Moreover the strong correlation between winter DOT and winter SDC at Barbados indicates that Barbados measurements actually “record” the variability of the intensity of the tropical Atlantic dust export during the whole year and can thus be used with confidence for long-term studies.

[19] Although in situ measurements (available since the middle of the 1960s) and satellite observations (available since the late 1970s) are not sufficient to explain the processes responsible for the impact of NAO and Sahel drought on African dust long-term variability, they constitute unique data sets to identify the climatic parameters controlling the long-term evolution of dust contents and to investigate the spatial and temporal characteristics of their influence. Thus they are essential to constrain and validate the multiyear simulations provided by dust numerical mod-

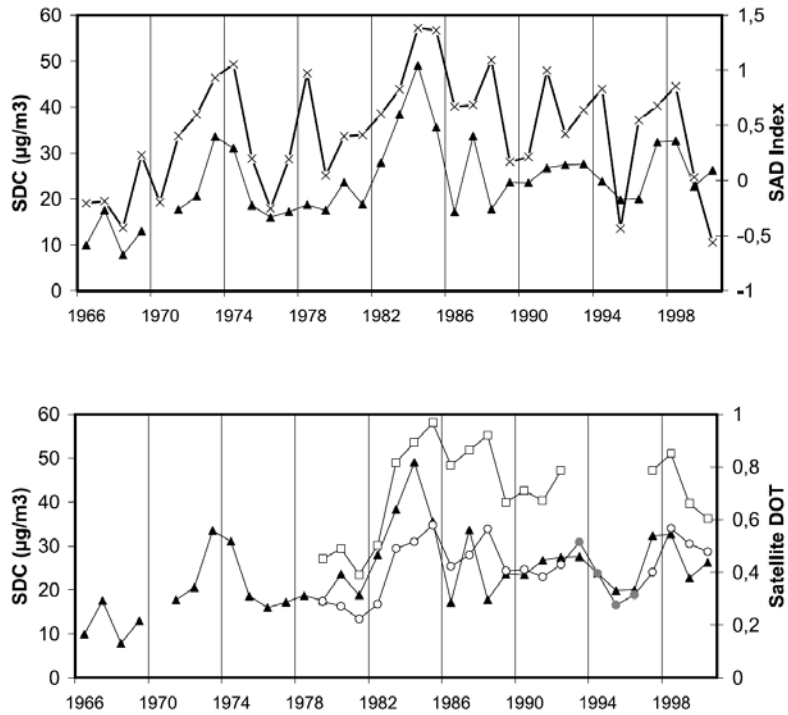


Figure 7. Summertime relationships between Barbados dust, Sahel drought, and satellite measures of aerosols. (top) Time series of summer mean Barbados SDC (solid triangles) along with SAD Index (cross). (bottom) Summer mean Barbados SDC (solid triangles) and summer mean satellite DOT over the north tropical Atlantic between 15–30°N (open circles from TOMS, shaded circles from Meteosat/VIS) and the Sahel (15–17°N, squares).

els, which should allow to progress in the understanding of the mechanisms of influence of these climatic parameters, and to provide more accurate estimates of the anthropogenic fraction of mineral dust. Especially, our analysis shows that the multiannual simulations provided by numerical models will have to account for the variability

of rainfall in the Sahelian fringe. This might be more complicated than representing the NAO impact on dust transport as done recently by *Ginoux et al.* [2004] and *Mahowald et al.* [2003] because rainfall likely controls the vegetation cover and subsequently dust sources on a yearly basis.

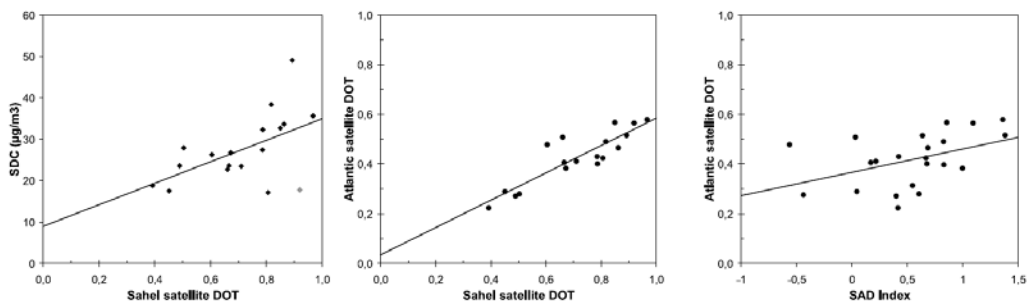


Figure 8. Scatterplots between the year-to-year evolution of summer. (left) Barbados SDC and Sahel satellite DOT ($R = 0.53$, 18 years). The point corresponding to year 1988 is reported as shaded. (middle) Atlantic satellite DOT and Sahel satellite DOT ($R = 0.88$, $N = 18$). (right) Atlantic satellite DOT and the Sahelian Annual Drought Index computed from rainfall data of *L'Hôte et al.* [2002] ($R = 0.44$, 22 years). The year-to-year evolution of these data sets can be visualized on Figure 7.

[20] The TOMS observations used in this study are unique because of their coverage in space (global ocean and land including deserts) and time (since 1979 to present), but certainly suffer of large uncertainties due to the large footprint of the measure ($\sim 50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$), strong altitude dependence [Torres *et al.*, 1998], and possible contamination by subpixel clouds [Cakmur *et al.*, 2001]. Despite these limitations, their agreement with both Meteosat dust retrievals [Chiapello and Moulin, 2002], and different kinds of ground-based measurements (aerosol optical thickness [Moulin and Chiapello, 2004] and mineral dust concentrations [Chiapello *et al.*, 1999]) allows their analysis with a reasonable confidence level. The quality of the satellite retrievals of aerosols will certainly progress in the near future with the launch of sensors like MODIS, OMI, or CALIPSO, which will provide among other advances the first global view of the vertical distribution of mineral dust. The new generation of sensors will enable us to continue to monitor desert dust transport, and also to analyze the variability of aerosol properties and characteristics, spatially, vertically, and at the different timescales (event, seasonal, and interannual). Such data will be essential for constraining and validating dust models.

[21] **Acknowledgments.** Updated values of the Hurrell's NAO index are available at <http://www.gd.ucar.edu/~jhurrell/nao.stat.winter.html>. The Sahelian Annual Drought (SAD) index are computed from the rainfall index data published by L'Hôte *et al.* [2002]. Daily TOMS aerosol index products are available at <http://jwocky.gsfc.nasa.gov/aerosols/aerosols.html>.

References

- Cakmur, R. V., R. L. Miller, and I. Tegen (2001), A comparison of seasonal and interannual variability of soil dust aerosols over the Atlantic Ocean as inferred by the TOMS AI and AVHRR AOT retrievals, *J. Geophys. Res.*, *106*, 18,287–18,303.
- Chiapello, I., and C. Moulin (2002), TOMS and Meteosat satellite records of the variability of Saharan dust transport over the Atlantic during the last two decades (1979–1997), *Geophys. Res. Lett.*, *29*(8), 1176, doi:10.1029/2001GL013767.
- Chiapello, I., J. M. Prospero, J. Herman, and C. Hsu (1999), Detection of mineral dust over the North Atlantic Ocean and Africa with the Nimbus 7 TOMS, *J. Geophys. Res.*, *104*, 9277–9291.
- Ginoux, P., J. M. Prospero, O. Torres, and M. Chin (2004), Long-term simulation of global dust distribution with the GOCART model: Correlation with North Atlantic Oscillation, *Environ. Modell. Software*, *19*(21), 113–128.
- Haywood, J., and O. Boucher (2000), Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review, *Rev. Geophys.*, *38*, 513–543.
- Herman, J. R., P. K. Bhartia, O. Torres, C. Hsu, C. Seftor, and E. Celarier (1997), Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data, *J. Geophys. Res.*, *102*, 16,911–16,922.
- Hurrell, J. W. (1995), Decadal trend in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitations, *Science*, *269*, 676–679.
- 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*, edited by J. T. Houghton *et al.*, Cambridge Univ. Press, New York.
- L'Hôte, Y., G. Mahé, B. Somé, and J. P. Triboulet (2002), Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000: The drought continues, *Hydro. Sci.*, *47*, 563–572.
- Liao, H., and J. Seinfeld (1998), Radiative forcing by mineral dust aerosol: Sensitivity to key variables, *J. Geophys. Res.*, *103*, 31,637–31,646.
- Mahowald, N., C. Luo, J. del Corral, and C. S. Zender (2003), Interannual variability in atmospheric mineral aerosols from a 22-year model simulation and observational data, *J. Geophys. Res.*, *108*(D12), 4352, doi:10.1029/2002JD002821.
- Moulin, C., and I. Chiapello (2004), Evidence of the control of summer atmospheric transport of African dust over the Atlantic by Sahel sources from TOMS satellites (1979–2000), *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L02107, doi:10.1029/2003GL018931.
- Moulin, C., C. E. Lambert, F. Dulac, and U. Dayan (1997a), Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic Oscillation, *Nature*, *387*, 691–694.
- Moulin, C., F. Guillard, F. Dulac, and C. E. Lambert (1997b), Long-term daily monitoring of Saharan dust load over ocean using Meteosat ISCCP-B2 data: 1. Methodology and preliminary results for 1983–1994 in the Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, *102*, 16,947–16,958.
- Prospero, J. M., and P. J. Lamb (2003), African droughts and dust transport to the Caribbean: Climate change implications, *Science*, *302*, 1024–1027.
- Prospero, J. M., and R. T. Nees (1986), Impact of the North African drought and El Niño on mineral dust in the Barbados trade winds, *Nature*, *320*, 735–738.
- Prospero, J. M., P. Ginoux, O. Torres, S. Nicholson, and T. 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*(1), 1002, doi:10.1029/2000RG000095.
- Rosenfeld, D., Y. Rudich, and R. Lahav (2001), Desert dust suppressing precipitation: A possible desertification feedback loop, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, *98*, 5975–5980.
- Sassen, K., P. J. DeMott, J. M. Prospero, and M. R. Poellot (2003), Saharan dust storms and indirect aerosol effects on clouds: CRYSTAL-FACE results, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(12), 1633, doi:10.1029/2003GL017371.
- Sokolik, I. N., and O. B. Toon (1996), Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosols, *Nature*, *381*, 681–683.
- Sokolik, I. N., D. M. Winker, G. Bergametti, D. A. Gillette, G. Carmichael, Y. J. Kaufman, L. Gomes, L. Schuetz, and J. E. Penner (2001), Introduction to special section: Outstanding problems in quantifying the radiative impacts of mineral dust, *J. Geophys. Res.*, *106*, 18,015–18,027.
- Tanré, D., F. M. Bréon, J. L. Deuzé, M. Herman, P. Goloub, F. Nadal, and A. Marchand (2001), Global observations of anthropogenic aerosols from satellite, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 4555–4558.
- Tanré, D., J. Haywood, J. Pelon, J. F. Léon, B. Chatenet, P. Formenti, P. Francis, P. Goloub, 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), 8574, doi:10.1029/2002JD003273.
- Tegen, I., and I. Fung (1995), Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification, *J. Geophys. Res.*, *100*, 18,707–18,726.
- Tegen, I., M. Werner, S. P. Harrison, and K. E. Kohfeld (2004), Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L05105, doi:10.1029/2003GL019216.
- 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, *J. Geophys. Res.*, *103*, 17,099–17,110.

I. Chiapello, Laboratoire d'Optique Atmosphérique, CNRS, Université des Sciences et Technologies de Lille, F-59655 Villeneuve d'Ascq, France. (chiapello@loa.univ-lille.fr)

C. Moulin, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS, Bat. 709, F-91191 Gif-sur-Yvette, France.

J. M. Prospero, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami, 4600 Rickenbacker Causeway, Miami, FL 33149, USA.

8.2.3. Pollution particulaire à partir de POLDER en Asie

Su, X., P. Goloub, I. Chiapello, H. Chen, F. Ducos, Z. Li, Aerosol Variability over East Asia as seen by POLDER space-borne sensors, *J. Geophys. Res.*, 115, D24215, doi:10.1029/2010JD014286, 2010. (résultats présentés en section 4.3.)

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 115, D24215, doi:10.1029/2010JD014286, 2010

Aerosol variability over East Asia as seen by POLDER space-borne sensors

X. Su,^{1,2,3} P. Goloub,² I. Chiapello,² H. Chen,¹ F. Ducos,² and Z. Li^{2,4}

Received 31 March 2010; revised 20 September 2010; accepted 4 October 2010; published 23 December 2010.

[1] This paper is devoted to analysis of aerosol distribution and variability over East Asia based on PARASOL/POLDER-3 aerosol products over land. We first compared POLDER-3 Aerosol Optical Depth (AOD) with fine mode AOD (particles radius $\leq 0.30 \mu\text{m}$) computed from AERONET (Aerosol Robotic Network) inversions over 14 sites. The rather good correlation ($R \approx 0.92$) observed over land demonstrates the remarkable sensitivity of POLDER-3 retrievals to the smaller fraction of fine particles, mostly originating from anthropogenic sources. We analyzed the characteristics and seasonal variation of aerosol distribution over East Asia by considering 4 years of POLDER-3 Level 2 data (March 2005 to February 2009). Our study shows that the spatial distribution of fine-mode aerosols over East Asia, as retrieved from POLDER-3, is highly associated with human activities. Our work also evidenced a strong variability of seasonal fine-mode AOD patterns with geographical locations. Finally, the interannual variation during 2003–2009 periods of summer fine-mode AOD over North China, in particular the Beijing City region, was analyzed for the contribution to evaluating the regional impact of emission reduction enforced in Beijing during the 2008 Olympic Summer Games. We found that the summer average of fine-mode AOD exhibited relatively higher values in 2003, 2007, and 2008. The interannual variation patterns of monthly averaged AOD (June to August) shows that June generally exhibits the strongest variation and varies similarly to July, but differs from August. As a reference point, measured total AOD and fine-mode AOD computed from AERONET inversions in summer are also discussed for the Beijing City region.

Citation: Su, X., P. Goloub, I. Chiapello, H. Chen, F. Ducos, and Z. Li (2010), Aerosol variability over East Asia as seen by POLDER space-borne sensors, *J. Geophys. Res.*, 115, D24215, doi:10.1029/2010JD014286.

1. Introduction

[2] Atmospheric aerosols, ubiquitous particles suspended in the atmosphere, play an important role in the climate system. They affect the Earth's radiative budget, both directly by scattering and absorbing solar radiation and indirectly by modifying properties of clouds such as their albedo and lifetime [Forster *et al.*, 2007]. The effects of aerosols are thought to partially counterbalance global warming caused by greenhouse gases [Charlson *et al.*, 1992; Forster *et al.*, 2007]. Tropospheric aerosols, especially aerosols close to the Earth's surface, greatly influence air quality and thereby

affect both the environment and human health. However, the large temporal and spatial variability of aerosols, as well as the variability of their physical properties, makes the estimation of their impact a challenging task. The lack of data characterizing the optical and physical properties of aerosols remains a primary source of uncertainty in quantifying both their climatological and environmental effects [Kaufman *et al.*, 2002].

[3] As the first generation of large field-of-view polarimeter, POLDER (Polarization and Directionality of Earth's Reflectances) sensors [Deschamps *et al.*, 1994] have flown on three different platforms. First, POLDER-1 was flown aboard the Japanese ADEOS-1 platform in operation from November 1996 to June 1997. Subsequently, POLDER-2 was flown aboard ADEOS-2 from April to October 2003. Finally, in December 2004, the third instrument, POLDER-3, was carried on the French microsatellite PARASOL, which was part of the A-Train up to the spring of 2010, and started routine observation in March 2005. POLDER has been designed to improve our knowledge of atmospheric aerosols and clouds by measuring the directionality and polarization of solar radiation reflected by the Earth atmosphere system. Over the land surface, spectral polarized

¹Key Laboratory of Middle Atmosphere and Global Environment Observation, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China.

²Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université Lille 1, Villeneuve d'Ascq, France.

³Division of Earth Science, Graduate University of the Chinese Academy of Science, Beijing, China.

⁴State Environmental Protection Key Laboratory of Satellite Remote Sensing, Institute of Remote Sensing Applications, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China.

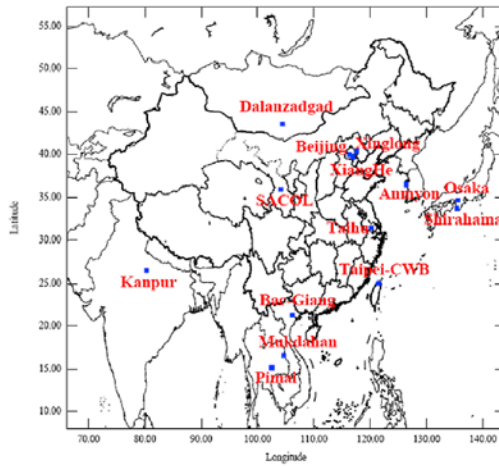


Figure 1. Map of the study area, including the locations of the 14 AERONET sites (filled blue squares) in East Asia.

radiances (Level 1 POLDER data) performed at 670 and 865 nm are used to derive the AOD over cloud-free regions (POLDER level 2). Thanks to its large field of view, POLDER provides daily global coverage. Moreover, while most other satellite sensors have difficulties in deriving aerosol properties over land because of the high surface reflectivity and spatial variability, POLDER overcomes the unknown surface contamination through the use of polarization information primarily due to atmospheric scattering processes [Deuzé *et al.*, 2001].

[4] The aim of this study was to provide a comprehensive characterization of aerosols over East Asia based on more than 5 years of POLDER-3 retrievals over the land surface. First, we compared POLDER-3 AOD against AERONET over 14 sites located in this large area. Then we analyzed the characteristics and seasonal variations of aerosol distribution over East Asia using POLDER-3 aerosol retrievals over a 4-year period (March 2005–February 2009). Finally, considering all of the data available from POLDER-2 and POLDER-3, we analyzed summer AOD in the northern China region, especially the interannual evolution of summer aerosol content in Beijing City.

2. Description of the Ground-Based and Satellite Data Set

[5] Our primary area of interest in this work was East Asia, a region that is considered to be one of the world's major sources of both natural and anthropogenic aerosols. In this study, "East Asia" is defined as the area with latitude ranging from 10°N to 55°N and longitude ranging from 70°E to 140°E. For the evaluation of POLDER-3 AOD, we used a data set covering the period between March 2005 and June 2008; however, in the analysis of aerosol distribution and variability over East Asia, we used POLDER-3 Level 2 AOD from March 2005 to March 2009. To broaden our database for the purpose of year-by-year evolution anal-

ysis during the summertime, we also included data from POLDER-2 in our work.

2.1. AERONET/PHOTONS Data Collection and Processing

[6] The AERONET program is a ground-based remote sensing aerosol network that covers more than 400 permanent and temporary sites worldwide [Holben *et al.*, 1998, 2001]. The instrument used in AERONET is a CIMEL 318-E automatic Sun/sky radiometer. The purpose of this program is to provide long-term continuous measurements of aerosol optical, microphysical, and radiative properties for aerosol research as well as validation of satellite retrievals [Holben *et al.*, 1998, 2001]. In the AERONET database, three different levels of data are available. The first level, termed Level 1.0, is available in real time. Level 1.0 data includes possible cloud contamination; however, in contrast, cloud contamination is automatically filtered from the second level of data, termed Level 1.5. For the third level of data, Level 2.0, data are cloud-screened and quality-assured and include final postdeployment calibrations. To obtain the largest amount of available ground-based data collocated by satellite retrievals, we use Level 1.5 AERONET AOD and inversion products for the evaluation of POLDER-3 retrievals at 865, 670, and 440 nm. When we performed this evaluation phase, we needed an aerosol record that would be as dense as possible. For many sites, Level 2 data were not available, and to get the most recent AERONET data records, we had to use Level 1.5 AOD and inversion products. Nevertheless, to keep the best quality data, we applied additional filters on the data, explained hereinafter. Figure 1 shows the area we focused on and the 14 AERONET sites (six sites in China; two sites in Thailand and Japan; and one site in India, Vietnam, South Korea, and Mongolia, respectively) considered in our analysis, providing more than 250 days with available data during the period from March 2005 to June 2008. More descriptive information for each site is presented in Table 1.

[7] In a recent study performed over Beijing and XiangHe AERONET sites, Fan *et al.* [2008] demonstrated good agreement between POLDER-3 and a fraction of the fine-mode AOD (particle radius $\leq 0.3 \mu\text{m}$). On the basis of this previous work that was limited to two sites and a 15-month time period, we evaluated POLDER-3 AOD over land more comprehensively and systematically over 14 different sites

Table 1. Geographic Sites of 14 AERONET/PHOTONS

Sites	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Elevation (m)	Country
Beijing	39.9	116.4	90	China
SACOL	35.9	104.1	1960	China
Taihu	31.4	120.2	20	China
Taipei_CWB	25.0	121.5	26	China
XiangHe	39.7	116.9	36	China
Xinglong	40.4	117.6	970	China
Anmyon	36.5	126.3	47	South Korea
Bac Giang	21.3	106.2	15	Vietnam
Dalanzadgad	43.6	104.4	1470	Mongolia
Kanpur	26.5	80.2	123	India
Mukdahan	16.6	104.7	166	Thailand
Pimai	15.2	102.5	220	Thailand
Osaka	34.6	135.6	50	Japan
Shirahama	33.7	135.4	10	Japan

located in East Asia over a period of 40 months from March 2005 to June 2008.

[8] In analyzing AERONET data, we adopted a methodology similar to that used by *Fan et al.* [2008]. Several filters were considered and applied to the data to detect and keep the more stable atmospheric conditions for comparing satellite and ground-based data. We first selected AERONET AOD Level 1.5 data matching satellite overpass time within ± 30 minutes with four AOD observations available (AOD observation every 15 minutes). Then we computed the ratio between the temporal standard deviation, $\sigma(\tau_{total}^{AER})$, and the average AOD, τ_{total}^{AER} , over the four values, keeping the information only when the ratio was lower than 0.20. Additionally, the sky error and the solar zenith angle of the almucantar were also considered to make further improvement in the data quality. We did not consider the AERONET inversion products when the sky radiance fitting error was larger than 5% and the solar zenith angle was less than 45 degrees. Finally, knowing that we would have to compute fine-mode AOD from the retrieved size distribution and refractive indexes, we considered the two following additional criteria. When calculating the fine-mode AOD from AERONET inversion products, we rejected data with the real part of the complex refractive index reaching the rather unrealistic value of 1.6 (maximum considered in AERONET retrievals). Moreover, we selected inversion products at times (inversion time) as close as possible to the satellite overpass time. However, time differences between the satellite overpasses and the first available inversion products were sometimes more than 2 hours. Therefore, to protect from the impact of a possible atmospheric change, we considered only inversion products when the Angström exponent, α , remained stable ($\Delta\alpha < 0.1$). Moreover, to account for possible changes in AOD with stable α values, we introduced a specific correction given by equation (1).

[9] *Fan et al.* [2008] established for the Beijing AERONET site a $0.3 \mu\text{m}$ particle radius threshold for fine-mode definition consistent with POLDER retrievals. Assuming this value all over East Asia, we computed the fine-mode AOD, $\tau_{fine(r \leq 0.3 \mu\text{m})}^{inv}$, from size distribution and refractive index, assuming spherical particles. As mentioned previously, we accounted for the possible temporal variation of AOD between inversion and satellite overpass times using the following equation:

$$\tau_{fine(r \leq 0.3 \mu\text{m})}^{AER} = \tau_{fine(r \leq 0.3 \mu\text{m})}^{inv} \times \left(\frac{\tau_{total}^{AER}}{\tau_{total}^{inv}} \right)^{\alpha} \quad (1)$$

where τ_{total}^{AER} is the total AOD averaged within ± 30 min around the satellite overpass time, τ_{total}^{inv} is the total AOD measured at the inversion time, $\tau_{fine(r \leq 0.3 \mu\text{m})}^{AER}$ is the estimated fine-mode AOD truncated at $0.3 \mu\text{m}$ at overpass time, and $\tau_{fine(r \leq 0.3 \mu\text{m})}^{inv}$ is the fine-mode AOD computed at inversion time.

2.2. POLDER Level 2 Data Collection and Processing

[10] POLDER Level 2 aerosol retrievals over land consist of AOD at 865 nm ($\tau_{865 \text{ nm}}^{Sat}$) and Angström exponent (α^{Sat}) at $20 \text{ km} \times 20 \text{ km}$ spatial resolution. POLDER-1, POLDER-2 and POLDER-3 data were processed using the same algorithm described by *Deuzé et al.* [2001]. The inversion scheme is based on a “look-up table” approach, assuming

spherical absorbing particles with monomodal size distribution and a given refractive index. Retrieval analysis demonstrated [*Deuzé et al.*, 2001] that the refractive index cannot be retrieved reliably; therefore, an average refractive index of $1.47-0.01i$ estimated from *Dubovik et al.* [2002] climatology was considered. The retrieved aerosol parameters $\tau_{865 \text{ nm}}^{Sat}$ and α^{Sat} correspond to the aerosol model and average refractive index that give the best agreement between measured and simulated polarized radiances at 670 and 865 nm. Since the POLDER algorithm over land relies only on polarized radiances measured at 670 and 865 nm that are known to be mainly sensitive to small particles, the retrieved aerosol parameters are related to the smaller fraction of the accumulation mode. The Angström exponent was not studied as such in our study, but was used to derive the AOD at shorter wavelength (670 and 440 nm) following equation (2):

$$\tau_{\lambda}^{Sat} = \tau_{865}^{Sat} \times \left(\frac{\lambda}{865} \right)^{-\alpha^{Sat}} \quad (2)$$

[11] Because of calibration uncertainty in the POLDER-3 blue polarized channel, this channel cannot be used for retrieval. However, since the 440 nm channel has been shown to be useful for some air quality monitoring [*Kacenenbogen et al.*, 2006], we also derived AOD at 440 nm by extrapolation using equation (2), knowing that this extrapolation would bias the AOD because of the nonlinearity of the Angström exponent for fine particles, particularly for aged fine-mode pollution or smoke, which commonly occur in East Asia [*Eck et al.*, 1999]. Hence, in our work, we use AERONET data to evaluate POLDER-3 retrievals first of all at 865 nm (τ_{865}^{Sat}) and 670 nm (τ_{670}^{Sat}), but we also considered the extrapolated AOD at 440 nm (τ_{440}^{Sat}) in this exercise. These parameters have been averaged over a $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ -size box centered on each Sun-photometer site. Moreover, the standard deviation within this box is provided to estimate the spatial variability around the Sun-photometer location. The AERONET and POLDER-3 aerosol retrievals are then matched in both time and space to evaluate POLDER-3 aerosol retrievals over East Asian land surfaces. The results of these comparisons are presented and discussed in the following section.

3. Results and Discussion

3.1. Regional Validation of POLDER-3 Aerosol Retrievals

[12] Comparisons of POLDER-3 AOD against $\tau_{fine(r \leq 0.3 \mu\text{m})}^{AER}$ are shown in Figures 2a, 2b, and 2c, respectively, for 865, 670, and 440 nm channels. The error bars on the y-axis represent the spatial standard deviation computed over the $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ -size window. Similar comparison for 440 nm is presented without error bars, since the standard deviation was very similar to that of 865 and 670 nm. Our results demonstrated overall good agreement between POLDER AOD and $\tau_{fine(r \leq 0.3 \mu\text{m})}^{AER}$. The correlation coefficients are 0.92, with the 95% confidence intervals (CI) from 0.90 to 0.94, for both of 865 and 670 nm. For 440 nm, the correlation coefficient is 0.908 and the corresponding 95% CI is 0.88–0.93. The slopes, calculated by the robust regression

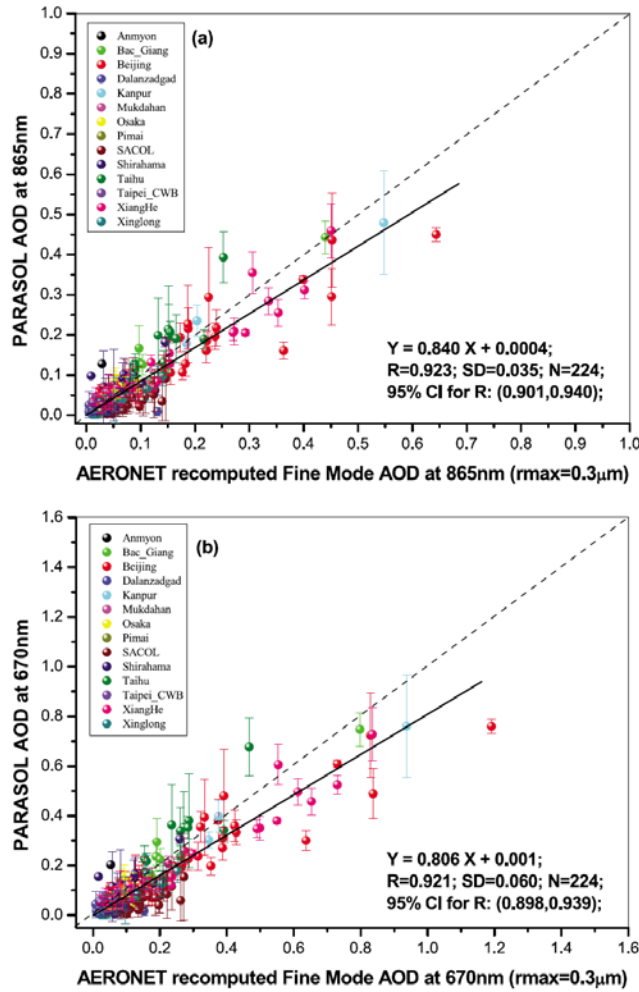


Figure 2. Comparisons between POLDER-3 AOD and AERONET fine-mode AOD ($r \leq 0.3 \mu\text{m}$) at (a) 865 nm, (b) 670 nm, and (c) 440 nm over 14 sites located in East Asia from March 2005 to June 2008. POLDER-3 AOD values at 670 and 440 nm were computed from POLDER-3 AOD at 865 nm and the corresponding Ångström exponent. Error bars in Figures 2a and 2b show spatial variation of POLDER pixels.

method on the basis of iteratively reweighted least squares, are 0.84, 0.81, and 0.7 for 865, 670, and 440 nm, respectively. The observed decrease of the slope with wavelength can very likely be explained by extrapolation validity as well as limitations in the retrieval assumptions such as departure between modeled and true absorption, particle shape, and residual surface contribution.

[13] More detailed information (site by site) from robust regression is provided for the 865 nm channel in Table 2. To ensure the reliability of regression results, we skipped four sites having less than 5 days with available data, including

Kanpur (4 days), Mukdahan (4 days), Pimai (4 days), and Taipei_CWB (2 days). Averaged AERONET and satellite AOD for each site are presented in the second and third columns in Table 2, along with the root mean square (RMS) indicating daily variation. All statistical data are arranged in order of increasing averaged AERONET AOD to partially reflect the aerosol pollution level for each site. For most of the sites, the averaged POLDER-3 AOD is rather comparable with the ground-based AOD. The results of robust regression analysis are also presented in Table 2, where R , together with its 95% CI in the fifth column, represents the

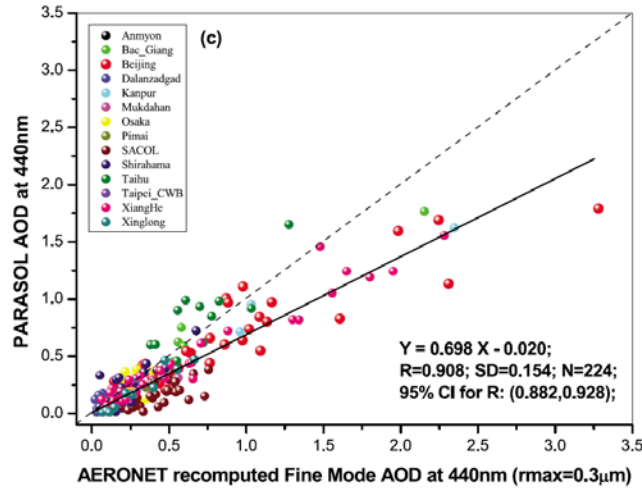


Figure 2. (continued)

correlation coefficient and N represents the number of days with both satellite and ground-based data. The SD provided in the sixth column of Table 2 is actually the residual standard deviation, suggesting the degree of dispersion from the actual data to the linear regression line.

[14] For 9 of 10 sites, the correlation coefficients (R) are better than 0.6 and the majority of slopes are close to 1. Nevertheless, there are three sites with 95% CI for R wider than 0.5, which probably were induced by the few available data.

[15] For Dalanzadgad site, the correlation coefficient of 0.16 shows no strong correlation between POLDER-3 retrievals and AERONET inversions. The main explanation may be attributed to the very low level of AOD over this site, which is located in the Gobi areas of Mongolia, together with restrictively limited AOD range. The atmosphere is generally quite clear and clean, except during dust events that are estimated to occur 30 times per year [Mandakh and Khaulenbek, 2002; Qian et al., 2006]. The multiannual AERONET total AOD at 865 nm measured

over Dalanzadgad was only 0.07; this is much lower than the total AOD recorded over Beijing, which was 0.41. In most cases, dust events generating mainly coarse, non-spherical particles are very weakly polarizing light, therefore making these particles almost nondetectable with POLDER current retrievals. The distribution of blue dots in Figure 2 also partly reflects the particular characteristic of aerosols over this site.

[16] Overall, our validation results show that POLDER-3 aerosol retrievals over land are very consistent with the ground-based fine-mode AOD for most of the AERONET sites of East Asia, when the fine mode is defined with a maximum radius value of $0.30 \mu\text{m}$. We observed that 9 of 10 AERONET stations have correlation coefficients above 0.6 and four sites are above 0.9.

[17] These results indicate that POLDER aerosol products over land are quite relevant for analyzing spatial and temporal distributions of fine particles over East Asia. This analysis is developed in the next section.

Table 2. Statistics and Robust Regression Analysis Between PARASOL AOD and Fine-Mode AOD from AERONET Measurements at 865 nm (March 2005 to June 2008)

Site	Mean Value		Robust Regression					N
	AERONET	PARASOL	R	95% CI for R	SD	slope	intercept	
Dalanzadgad	0.01 ± 0.01	0.02 ± 0.01	0.16	(-0.42, 0.65)	0.01	0.38	0.01	13
Anmyon	0.04 ± 0.01	0.04 ± 0.01	0.84	(0.40, 0.97)	0.01	0.77	0.01	9
Osaka	0.05 ± 0.02	0.05 ± 0.03	0.61	(0.12, 0.86)	0.02	0.97	0.00	14
Shirahama	0.05 ± 0.03	0.05 ± 0.04	0.72	(0.46, 0.88)	0.03	0.98	0.00	25
Xinglong	0.06 ± 0.04	0.04 ± 0.04	0.93	(0.73, 0.98)	0.01	0.78	-0.01	10
SACOL	0.07 ± 0.03	0.03 ± 0.02	0.67	(0.44, 0.82)	0.02	0.56	-0.01	37
XiangHe	0.13 ± 0.13	0.11 ± 0.11	0.96	(0.93, 0.98)	0.03	0.85	0.00	32
Beijing	0.13 ± 0.13	0.11 ± 0.10	0.93	(0.89, 0.96)	0.04	0.73	0.01	52
Taihu	0.14 ± 0.06	0.17 ± 0.09	0.87	(0.60, 0.97)	0.05	1.27	0.00	12
Bac_Giang	0.15 ± 0.14	0.17 ± 0.14	0.97	(0.78, 1.00)	0.03	0.95	0.03	6

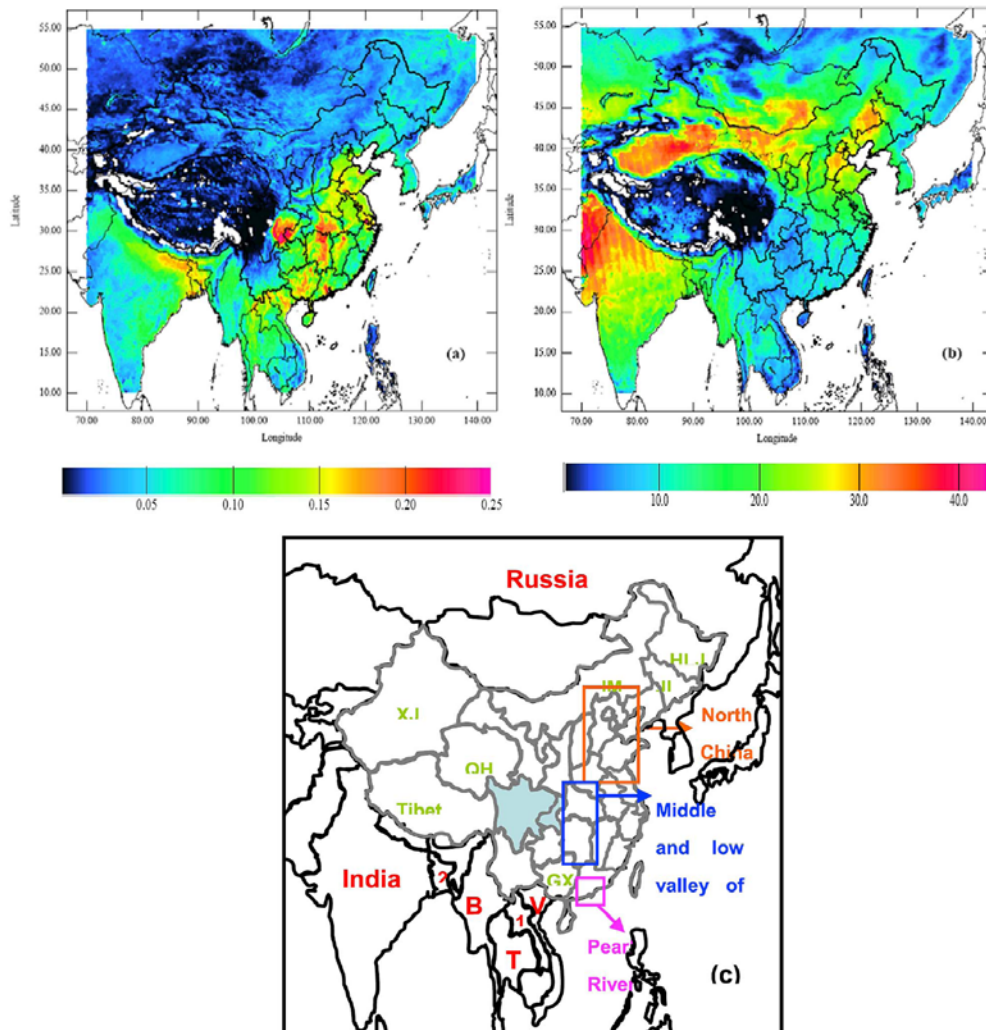


Figure 3. (a) Map of averaged AOD at 865 nm and (b) pixel frequency based on POLDER-3 observation over a 4-year period (March 2005–February 2009). The frequency is calculated as the number of days with successful PARASOL aerosol retrievals in clear sky divided by the total number of calendar days during the study period. (c) Illustration of typical areas mentioned in this paper, with the Sichuan Basin presented as a shadow. Country names are given in red, including red “1” and “2” for Laos and Bangladesh, respectively, while the names of provinces in China (shaded boundaries) are written in light green.

3.2. Characteristics of POLDER AOD Distribution Over East Asia

[18] East Asia is an important source of both natural and anthropogenic aerosols because of its geographical characteristics and the rapid growth of its economy. However, our knowledge of the spatiotemporal distributions of aerosols is still limited because of the lack of long-term and

large-coverage observations [Choi *et al.*, 2009; Li *et al.*, 2002; Xu *et al.*, 2004; Park *et al.*, 2005; Li *et al.*, 2008]. We therefore considered POLDER-3 retrievals from March 2005 to February 2009 to characterize aerosol patterns over East Asia as well as seasonal variability.

[19] To provide a first overview of the aerosol distribution over this very large region, we show in Figure 3a a 4-year

POLDER-3 averaged AOD. Information on the percentage of days with available aerosol retrievals is also given in Figure 3b. Percentages lower than 100% are due to cloud cover (e.g., the whole area, especially Southeast Asia and the southern part of China), to topographic features of the underlying surface (e.g., the Tibetan Plateau), or to missing data (the white color in the inland areas). Moreover, to aid interpretation, the locations of several typical areas mentioned below are marked in Figure 3c.

[20] As shown in Figure 3a, the highest average AOD mostly appears in the Sichuan basin and the southeastern region of China, particularly around the middle and lower valleys of the Yangtze River, the Delta of the Pearl River, and the North China Plain, which are densely populated, highly industrialized, and economically developed. Additionally, there are also several other areas with high AOD value, such as the southern Himalaya region in India and the areas around the border between China and Laos. According to our study, the maximum of POLDER-3 AOD value over East Asia has been estimated as 0.25, whereas the mean value is 0.05. Excluding the very clear regions over the Tibetan Plateau and the northwest part of East Asia, which are beyond the scope of this study, the low AOD values primarily appear over northeast China, including Heilongjiang (HLJ), Jilin (JL) Province, and Inner Mongolia (IM).

[21] Similar patterns have also been demonstrated by *Luo et al.* [2001] on the basis of the analyses of total AOD retrieved from a network of 46 solar radiation stations as well as with MODIS total AOD within the August 2000 to April 2003 period [*Li et al.*, 2003b].

[22] However, there are some areas with high AOD derived from MODIS in the western part of Tibet, the Tarim Basin of Xianjiang (XJ), and the Qaidam Basin in Qinghai Province (QH) mentioned by *Li et al.* [2003b] that are not highlighted by POLDER. This difference is likely related to the specificity of the POLDER-3 retrievals over land, which are not sensitive to the coarse mode fraction characterizing dust particles occurring in these regions. There is another visible feature in the Sichuan Province, where the highest AOD, appearing in the east, contrasts sharply with the lowest values retrieved in the western part of the province. This remarkable difference is likely due to the unique topography of Sichuan Province. The elevation in the west part is almost 10 times higher than the elevation in the east. The terrain with higher elevation certainly limits aerosol transport and therefore exhibits lower AOD.

[23] A more precise examination of the seasonal variation of aerosol patterns is presented in Figure 4, in which the four seasons, spring (MAM), summer (JJA), autumn (SON), and winter (DJF), are separated. The white color in the inland regions again represents areas in which the valid retrievals were not obtained.

[24] In spring (Figure 4a), the highest AOD values mostly appear in the Sichuan Basin, the Pearl River Delta in China, the areas around Stanovoy Range in Russia (the north of Heilongjiang Province in China) and Southeast Asia, especially in the northern part of Laos and its surrounding areas in Burma (B), Thailand (T), and Vietnam (V), which nearly link up with the high AOD value area in the southern Guangxi Province (GX) of China. The high AOD values in Sichuan Basin seem consistent with its high population density and its unique topography benefiting the retention

and accumulation of aerosol pollutants [*Li et al.*, 2003a], while the high values over Southeast Asia and Russia are very likely due to slash-and-burn farming and forest fires [*Kim et al.*, 2004; *Murdiyarmo and Lebel*, 2007; *Padoch et al.*, 2007; *Damoah et al.*, 2004; *Lee et al.*, 2005; *Kanaya et al.*, 2003]. Along with local aerosol emissions, fine-mode particles generated by the biomass burning in Southeast Asia may be transported to the south of China following the dominant westerly wind during the spring; this is likely the cause of the high AOD in Guangxi Province and the Pearl River Delta [*Li et al.*, 2003b; *Kim et al.*, 2007].

[25] In summer (Figure 4b), though, the AOD values significantly decrease around Sichuan Basin. We observed an increase of AOD in the eastern part of China, especially around the border of Shandong and Hebei, likely due to anthropogenic pollution. The decreasing AOD trends in the Sichuan Basin are possibly associated with the wet deposition caused by the frequent rainfall, which washes out the majority of ambient respirable suspended particulates and shortens their lifetime. High AOD values detected in spring in Southeast Asia are barely visible in summer because of the reduced amount of aerosol retrievals resulting from the heavy cloud cover during the monsoon period. Additionally, the strong rainfall, together with the high cloud cover over Southeast Asia during summer, prevents the biomass burning and also washes out pollution. In contrast, most of southern Guangxi Province still has high AOD during this time because of the aerosol emissions from the heavy industrialized areas and the relatively stagnant conditions over this region.

[26] In autumn (Figure 4c), AOD slightly increases in eastern and southern China, the Sichuan Basin, and the region from the north part of India to the south of the Himalayan Mountains, but decreases in Guangxi Province of China.

[27] During the winter (Figure 4d), AOD values increase and reach their maximum in the Sichuan Basin, the northeastern part of India along the Himalayan Mountains and Bangladesh. In the Sichuan Basin, the observed AOD increase can be explained by poor dispersion conditions and heavy local industrial and vehicle emissions. Near the base of the Himalayan Mountains in northern India and Bangladesh, a large AOD, possibly related to the pollution accumulation due to temperature inversion in the boundary layer, is observed. During the winter, cold air flows from the mountains down to the plains, making the air near the ground cooler than the air above it. This probably traps aerosols from agricultural fires and cities near the ground [*Marshall*, 2005; *Di Girolamo et al.*, 2004].

[28] On the basis of the above analysis, we conclude that aerosol patterns detected by POLDER-3 over East Asia are clearly linked with human activities. Most of the regions characterized by large AOD values are located in southeastern China and northeastern India, areas characterized by developed industries and rapid economic growth. The north part of Southeast Asia and the Stanovoy Range in Russia only exhibit a high AOD during spring, when representative aerosol emissions are dominated by biomass burning activities.

[29] Seasonal fluctuations in POLDER-3 AOD vary between different geographical locations. For example, south-central China and the northeastern region of India along the Himalayan Mountains reach their maximum AOD during winter, while the maximal AOD in Southeast Asia and the

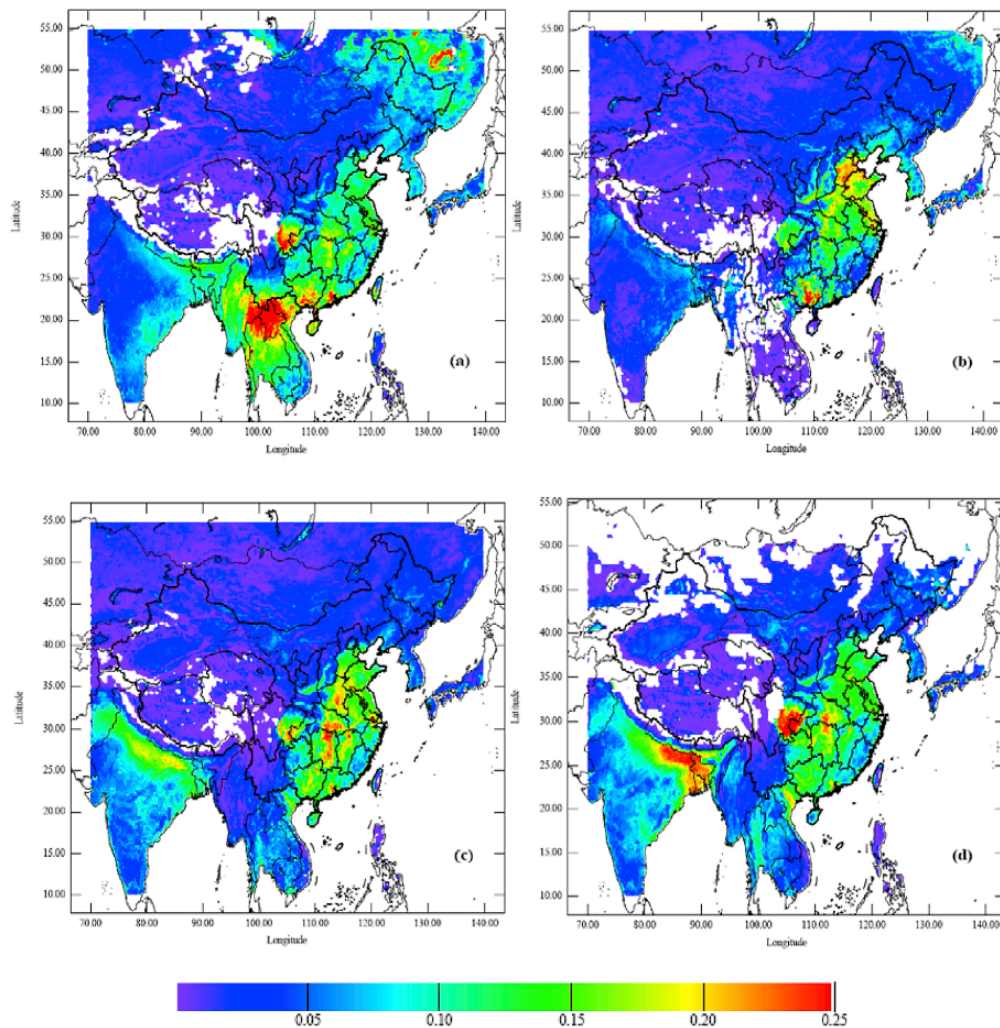


Figure 4. Spatial distribution characteristics of POLDER-3 AOD at 865 nm over East Asia for (a) spring (MAM), (b) summer (JJA), (c) autumn (SON), and (d) winter (DJF).

Stanovoy Range in Russia occurs during spring. The North China Plain reaches its maximum of AOD in summer, while in southern China (the middle and lower valley of the Yangtze River), the highest AOD occurs in autumn. The main factors controlling regional variability are the differences in both local emissions and seasonal meteorological conditions in the different geographical regions [Kaufman *et al.*, 2002].

3.3. Year-by-Year Evolution of Summer Aerosol Loads in the North China Region

[30] China, centrally located in East Asia, shows higher emissions of both natural and anthropogenic aerosols. The

mean aerosol total AOD in China is about twice the global continental mean value [Li *et al.*, 2002]. Beijing, the political and cultural center of China, is even recognized as one of the world's 10 most polluted cities and also shares with Mexico City the distinction of being the world's most polluted capital. During the past 30 years, Beijing has experienced severe aerosol pollution predominantly caused by rapid economic development, population expansion, and urbanization, as well as some secondary problems such as increasing traffic density, a high consumption of coal, flourishing construction activities, and dust storms from deserts [Sun *et al.*, 2004; Chan and Yao, 2008]. As an indicator of air quality, Aerosol Optical Depth in Beijing has

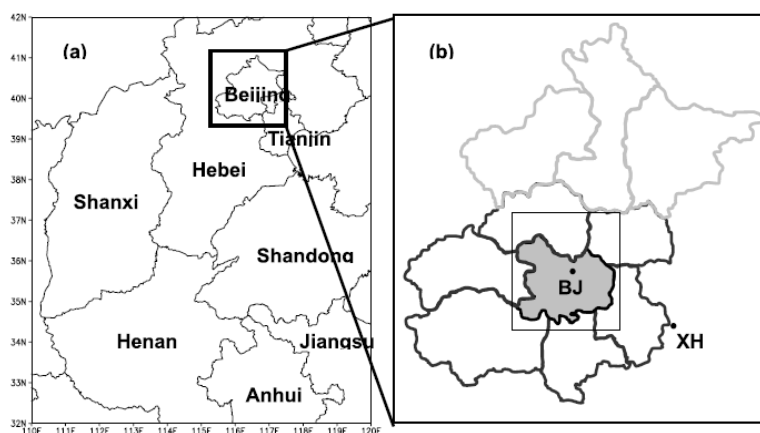


Figure 5. (a) Study area referred to as “North China” in this paper and (b) the map of Beijing showing main urban districts (shaded area), interior suburban districts (dark shaded boundary), the far north districts and counties (light shaded boundary), and the locations of Beijing and XiangHe sites (black points). The box in Figure 5b highlights the Beijing City defined and analyzed in this paper.

been revealed to reach its maximum during summer because of atmospheric stagnation events that are typically associated with high temperatures [Fan *et al.*, 2006; Xia *et al.*, 2006, 2007]. According to the previous studies, the severe aerosol pollution in Beijing is a result of not only internal emission sources within Beijing but also the atmospheric pollution of surrounding provinces [Xu *et al.*, 2002, 2003, 2005, 2006]; this is particularly true during summer as a result of a combination of southerly winds and the topography of the surrounding regions [He *et al.*, 2009]. Numerical simulations have also suggested that 34% of $PM_{2.5}$ [Streets *et al.*, 2007] and 40% of PM_{10} [Chen *et al.*, 2007] in summer over urban Beijing could be generated by regional emissions. To improve the air quality in Beijing and ensure a healthier atmosphere for athletes and spectators during the 2008 Summer Olympic Games, China introduced extensive provisions and enforced emission reductions in Beijing and its surrounding areas before and during the event. Such an effort provided a unique opportunity to study the anthropogenic contribution to the atmospheric aerosol loads. Therefore, we now focus our analysis on aerosol variability during the summer in Beijing and its surrounding provinces, which are termed “North China” in this article. In the following analysis, we investigate interannual AOD variation from 2003 to 2009 as seen using POLDER instruments. More precisely, our area of interest, North China, includes all regions of China within the limits of 32°N–42°N in latitude and 110°E–120°E in longitude (Figure 5a), including Beijing (population 11.5 million) and Tianjin (9.3 million) municipalities [National Bureau of Statistics of China (NBS), 2004]. Surrounding provinces, including Hebei, Shandong, Shanxi, and Henan, which are heavily populated, urbanized, and industrialized, are also included. In the areas surrounding Beijing, emission controls on stationary sources and vehicles are not as stringent as in Beijing itself, and emission rates are therefore higher. Rural biomass burning has also been identified as an important contributor to fine

PM concentrations in Beijing [Duan *et al.*, 2004; Streets *et al.*, 2007]. Emissions from these nearby sources, as well as more distant ones, are subject to chemical reactions during transport on prevailing winds, forming secondary species that enter the entire region and are added to the local pollution of Beijing [Han *et al.*, 2005; Hatakeyama *et al.*, 2005; Luo *et al.*, 2000; Mauzerall *et al.*, 2000].

[31] Utilizing both POLDER-2 (2003) and POLDER-3 (2005–2009), we averaged, over the North China area, the AOD at 865 nm from June to August for each available year. The results are presented in Figures 6a–6f. Moreover, complementary statistical parameters such as median, mean, standard deviation, first and third quartiles, as well as the maximum and minimum, are given in Figure 7.

[32] A significant interannual variation in AOD can be observed in both Figures 6 and 7. The maximum AOD was observed in 2003 (0.19), whereas the minimum AOD, which was roughly half of the maximum (0.10), occurred in 2006. The summer of 2008 appears to have been a moderately polluted season and was followed in 2009 by a new minimum AOD (0.08).

[33] A similar trend was observed upon investigation of the regions covered with high AOD values (Figures 6a–6f). During the summer of 2003, high AOD values covering almost the entire Shandong Province were linked with those measured over the Southern Hebei Province, Beijing and Tianjin municipality, the northeast region of Henan Province, as well as the northern Anhui and Jiangsu Province. The strip of plains in Shanxi Province between the Taihang (East) and Lüliang (West) Mountains also shows a higher AOD in the summertime. During the summers of 2005 and 2006, the area covered with AOD values greater than 0.20 decreased significantly and was mainly localized along the border of Hebei and Shandong provinces, Tianjin municipality, and the border area between Shandong and Jiangsu provinces. However, the surface covered with higher AOD levels expanded greatly into the southwest regions during

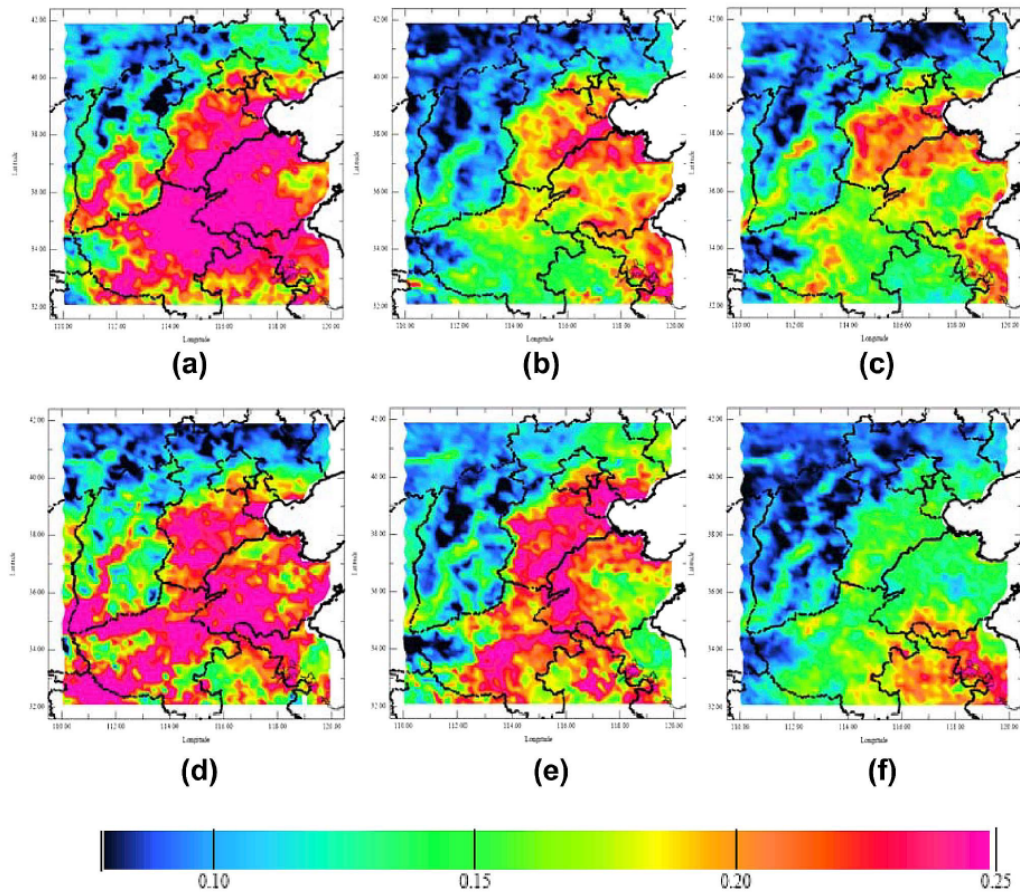


Figure 6. Spatial distribution characteristics of POLDER AOD at 865 nm over North China (a) in the summer of 2003 and (b–f) from 2005 to 2009.

the summer of 2007, indicating another heavily polluted season. In the seasons following, emission control strategies were enforced in Beijing and its surrounding provinces to ensure better air quality for the 2008 Olympic Games. The area covered with AOD values larger than 0.20 decreased slightly in the summer of 2008 when compared to 2007. The area covered with high AOD values decreased again in the summer of 2009, when high AOD values only appeared over the north part of Anhui and Jiangsu provinces.

[34] Overall, our analysis indicates that the fine-mode AOD in North China is quite variable with the extreme values separated by a factor of nearly 2 between years. In addition, our results suggest that the summer of 2008 was a moderately polluted season.

[35] Furthermore, the differences observed between the third and the first quartiles in Figure 7, as well as the standard deviations, are quite large, indicating the high level of spatial variability of AOD.

[36] As shown in Figures 6a–6f, the high AOD values appear predominantly over the southeast plains of our analyzed area, where many large urban centers with dense populations and developed industries are distributed, whereas the plateau and mountains in the northwest typically exhibit AOD values lower than 0.10. The plateau and mountains with high elevations presumably restrict the spreading of aerosol pollution. The same explanation can be given for the low AOD in the northwest part of Beijing City, which contrasts with the high values in the main southeast urban regions.

[37] To obtain a more detailed picture of the aerosol variability in North China during the summer months, we investigated the interannual evolutions of monthly mean of AOD at 865 nm for June, July, and August separately in Figure 8. The results in Figure 8 demonstrate that June is the month with the highest AOD value, as well as demonstrating the highest level of AOD variability. In July, the variability

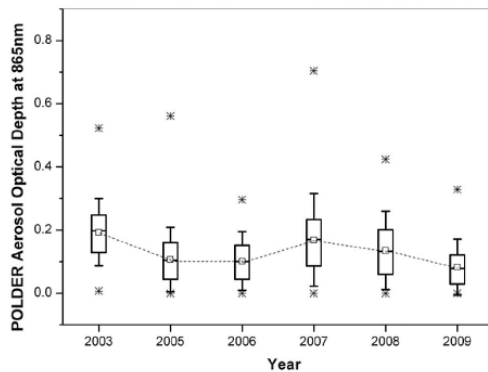


Figure 7. Boxplots of averaged POLDER AOD at 865 nm in the summer of 2003 and 2005–2009 over North China. In each box, the central bar is the median, and the lower and upper limits are the first and the third quartiles, respectively. The error bars on the y-axis indicate 1.5 times the spatial variation (SD). The associated maxima and minima are indicated by asterisks. The square symbols indicate mean values.

of AOD generally appears to be similar to that of June, but with reduced amplitude. It should be noted that AOD for both June and July start increasing in 2006 and do not decrease until 2009. In 2008, AOD for both June and July still show an increase, whereas a decreasing trend was observed for the summer as a whole, as shown in Figure 7. August shows a significantly different interannual AOD variation. The monthly mean AOD of August increases continuously from 2003 until 2008, when it appears strongly decreased. Moreover, in contrast to June and July, the mean AOD increased in August 2009. The interannual contrasts observed over the North China region for June, July, and

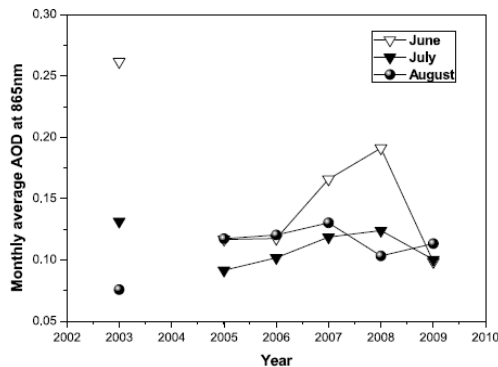


Figure 8. Interannual evolution of monthly POLDER Aerosol Optical Depth at 865 nm in June (hollow triangle), July (filled triangle), and August (filled circle) over the whole of North China from 2003 to 2009.

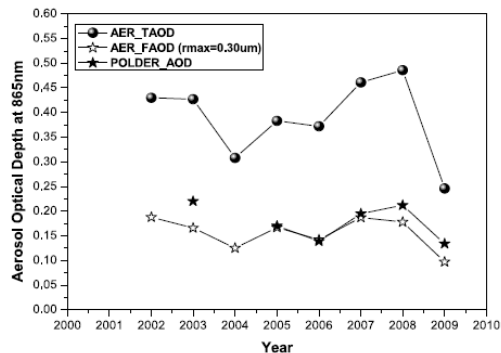


Figure 9. Year-to-year evolution of AOD at 865 nm from POLDER observations (filled pentagram) and AERONET measurements around Beijing areas considering both Beijing and XiangHe ground-based sites during summer months, where the total and fine-mode AOD are represented by filled circles and hollow pentagrams, respectively.

August can be explained by the relative contributions of complex processes such as stagnant synoptic meteorological patterns, secondary aerosol formation, and hygroscopic growth of aerosols and smoke aerosols by regional biomass burning [Kim *et al.*, 2007].

[38] Finally, we focused on smaller-scale analysis, specifically in Beijing City, which is defined by a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ -size area centered on the Beijing AERONET site (latitude 39.98°N , longitude 116.38°E).

[39] At this new scale of analysis, ground-based total AOD and fine-mode AOD as measured and derived from AERONET data again served as a reference (Figure 9). Considering the sparse available data obtained in the summer of 2008 over the Beijing site, we also include the XiangHe AERONET site (latitude 39.75°N , longitude 116.96°E), which has been in operation since 2005 and is located about 70 km southeast of Beijing. This site is classified as a rural area with respect to surface cover; however, AOD and other aerosol properties (size distribution, absorption) over the XiangHe site are nearly the same as those over the Beijing site [Eck *et al.*, 2005; Xia *et al.*, 2005], though the surface properties are different. Combining these two sites enhances the reliability of our comparison. Our study area, covering the core city districts of Beijing, is highlighted by a box in Figure 5b, along with the locations of AERONET sites of Beijing and XiangHe. As described previously, we use AERONET Level 1.5 products to obtain more data. The ground-based parameters are plotted in Figure 9 result from an averaging of the XiangHe and Beijing sites. The mean AOD from each site is weighted by the number of available observation from each site. As shown in Figure 9, both POLDER AOD values and ground-based fine-mode AOD generally follow very similar year-to-year evolution to total AOD provided by AERONET. A very slight decrease in the fine mode AERONET AOD can, however, be observed in 2008, whereas the POLDER-3 AOD slightly increases along with the total AOD.

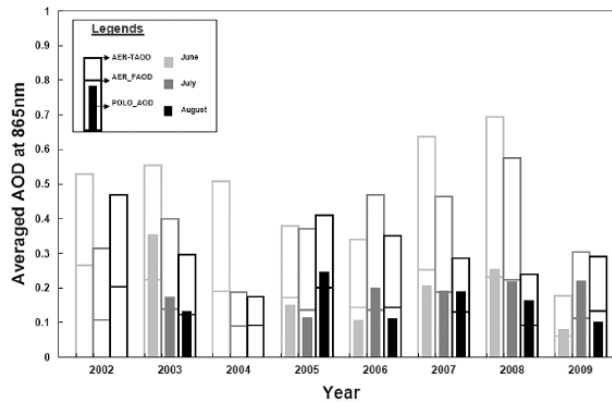


Figure 10. Interannual evolution of monthly averaged AOD at 865 nm from POLDER (inner bar) observations in June (light shaded), July (dark shaded), and August (black) as well as the associated total (hollow bar) and fine-mode AOD (short line) from AERONET measurements for the available years from 2002 to 2009 over Beijing City.

[40] The good agreement between AOD variability as detected by POLDER and the ground-based one demonstrates the potential of POLDER for monitoring aerosols. Moreover, the combination of POLDER, demonstrated to be sensitive to a fraction of the fine-mode aerosol, and MODIS, known to be sensitive to the entire size distribution [Remer *et al.*, 1996, 2005], could enable derivation of aerosol coarse-mode optical depth in the context of the A-Train observatory.

[41] More detailed information for June, July, and August over Beijing City are presented separately in Figure 10 for both total AOD and fine-mode AOD. As shown in Figure 10, monthly POLDER AOD, as well as monthly AERONET total AOD and fine-mode AOD, varies strongly. Specifically regarding AERONET, the maximum total AOD was detected in June 2008, while the minimum was detected in August 2004 (the next is June 2009, more recently). The maximum fine-mode AOD appeared in June 2002 (June 2007 next), and the minimum appeared in June 2009.

[42] The lack of available POLDER data in 2002 and 2004 may partially bias the comparison of year-to-year evolution with AERONET AOD. Nevertheless, the monthly POLDER AOD in summertime showed a maximum in June 2003 and a minimum in June 2009.

[43] However, for the fine-mode AOD, the aerosol data did not show such a clear pattern. Focusing on the years around the Olympic Games (2007–2009), we observed that the AERONET total AOD in August varied in a trend opposite to that of June and July. The total AERONET AOD decreased very slightly from 2007 to 2008 and then increased from 2008 to 2009. The decrease of total AOD in 2008 has also been observed with MODIS [Cermak and Knutti, 2009]. For the fine-mode fraction, the agreement between POLDER and AERONET are good for June and July 2008, whereas our results show that POLDER AOD were an overestimation of the AERONET values in August. Finally, both ground-based and satellite fine-mode AOD

values are consistent and clearly detect the strong AOD decrease in 2009 compared to 2008.

4. Conclusions

[44] In this study, we addressed the distribution and variability of aerosols over East Asia based on the POLDER-2 (2003) and POLDER-3 (2005–2009) data sets. Special attention was paid to AOD variability during the summer months over North China and Beijing City.

[45] In preliminary work, we evaluated POLDER-3 against AERONET AOD values on the basis of 14 AERONET/PHOTONS sites located over several countries of East Asia. The results show a good agreement between space- and ground-based fine-mode AOD (particle radii less than or equal to $0.30 \mu\text{m}$). POLDER retrievals are shown to underestimate this fine-mode AOD by 16%, 20%, and 30% for 865, 670, and 440 nm, respectively. Nevertheless, good correlations were observed over most of the AERONET sites considered in this paper, thus confirming the high quality of the POLDER aerosol retrievals, as well as their capacity to detect the fine particles of aerosol loads. The analysis of POLDER-3 AOD from March 2005 to February 2009 highlights the characteristics and seasonal variations of aerosol distribution over East Asia, strongly suggesting that human activities may be the main source of fine-mode aerosols. Indeed, all areas with relatively high values of AOD are regions characterized by dense population and rapid growth of economic, such as the Sichuan Basin, the middle and lower valleys of the Yangtze River, and the North China Plain in China and the northern India. Significant seasonal variation of aerosol distribution was clearly observed by POLDER-3. The occurrence of high spots with heavy fine-mode aerosol loads over Southeast Asia and the forest zone in Russia were found only during spring seasons. For south-central China (i.e., the Sichuan Basin) and northeastern India along the Himalayan Mountains, the

maximum AOD occurs in winter, while the maximum AOD of the North China Plain occurs in summer. However, Southern China (specifically the middle and lower valleys of the Yangtze River) presents its highest AOD in autumn.

[46] On the basis of 6 years of observations from POLDER-2 (2003) and POLDER-3 (2005–2009), we analyzed the year-to-year evolution of fine-mode aerosol loads in the region of North China and Beijing City, with a special interest in the impact of emission control strategies implemented over Beijing and its surrounding areas for the 2008 Summer Olympic Games. In the North China region, the level of fine-mode aerosol load observed by POLDER decreased slightly during summer 2008 compared with 2007 and then further decreased strongly in the summer 2009. However, POLDER data showed a different variability over Beijing City during the summer of 2008, with slightly higher levels of AOD than in 2007. The most striking feature shown by the POLDER data set for both North China and Beijing is that the lowest level of fine-mode aerosol loads was recorded in the summer of 2009. This characteristic was confirmed over the Beijing area through analysis of ground-based aerosol data.

[47] Here we show that June is, in general, the most polluted month of the summer and is characterized by the largest amplitude of interannual variations. A similar year-to-year trend is shown for July; aerosol loads in August, however, vary differently.

[48] Finally, our analysis over East Asia demonstrates the potential of the POLDER data set for monitoring fine-mode AOD and complements other aerosol records from both ground and space.

[49] **Acknowledgments.** This work is mainly supported by the National Basic Research Program of China (2010CB950804) and the French Embassy and Ministry of Foreign affairs. The assistance of the colleagues in LOA, Isabelle Jankowiak, Thierry Podvin, Luc Blarel, and Romain De Filippi are gratefully acknowledged. Special thanks to Jean-Luc Deuzé and Oleg Dubovik for their helpful comments. The authors thank the AERONET/PHOTONS team and the ICARE center for their support in processing the high-quality AERONET inversions and POLDER Level 2 data used in this study. We also thank the PI site managers of all AERONET sites used and are very grateful to the anonymous reviewers for their helpful comments and suggestions.

References

- Cermak, J., and R. Knutti (2009), Beijing Olympics as an aerosol field experiment, *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L10806, doi:10.1029/2009GL038572.
- Chan, C. K., and X. H. Yao (2008), Air pollution in Mega Cities in China: A review, *Atmos. Environ.*, *42*, 1–42.
- Charlson, R. J., S. E. Schwartz, J. M. Hales, R. D. Cess, J. A. Coakley, J. E. Hansen, and D. J. Hofman (1992), Climate forcing by anthropogenic aerosols, *Science*, *255*, 423–430.
- Chen, D. S., S. Y. Cheng, L. Liu, T. Chen, and X. R. Guo (2007), An integrated MM5-CMAQ modeling approach for assessing trans-boundary PM₁₀ contribution to the host city of 2008 Olympic summer games: Beijing, China, *Atmos. Environ.*, *41*, 1237–1250, doi:10.1016/j.atmosenv.2006.09.045. References and further reading may be available for this article. To view references and further reading you must purchase this article.
- Choi, Y.-S., R. J. Park, and C. H. Ho (2009), Estimates of ground-level aerosol mass concentrations using a chemical transport model with Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) aerosol observations over East Asia, *J. Geophys. Res.*, *114*, D04204, doi:10.1029/2008JD011041.
- Damoah, R., N. Spichtinger, C. Forster, P. James, I. Mattis, U. Wandinger, S. Beirle, T. Wagner, and A. Stohl (2004), Around the world in 17 days: Hemispheric-scale transport of forest fire smoke from Russia in May 2003, *Atmos. Chem. Phys.*, *4*, 1311–1321.
- Deschamps, P. Y., F. M. Bréon, M. Leroy, A. Podaire, A. Bricaud, J. C. Buriez, and G. Seze (1994), The POLDER mission: Instrument characteristics and scientific objectives, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, *32*, 598–615.
- Deuzé, J. L., et al. (2001), Remote sensing of aerosols over land surfaces from POLDERADEOS-1 polarized measurements, *J. Geophys. Res.*, *106*, 4913–4926, doi:10.1029/2000JD900364.
- Di Girolamo, L., T. C. Bond, D. Bramer, D. J. Diner, F. Fettingner, R. A. Kahn, J. V. Martonchik, M. V. Ramana, V. Ramanathan, and P. J. Rasch (2004), Analysis of Multi-angle Imaging SpectroRadiometer (MISR) aerosol optical depths over greater India during winter 2001–2004, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L23115, doi:10.1029/2004GL021273.
- Duan, F., X. Liu, T. Yu, and H. Cachier (2004), Identification and estimate of biomass burning contribution to the urban aerosol organic carbon concentrations in Beijing, *Atmos. Environ.*, *38*, 1275–1282.
- Dubovik, O., B. N. 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*, 590–608.
- 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.
- Eck, T. F., et al. (2005), Columnar aerosol optical properties at AERONET sites in central eastern Asia and aerosol transport to the tropical mid-Pacific, *J. Geophys. Res.*, *110*, D06202, doi:10.1029/2004JD005274.
- Fan, X. H., H. B. Chen, P. Goloub, X. A. Xia, W. X. Zhang, and B. Chatenet (2006), Analysis of column-integrated aerosol optical thickness in Beijing from AERONET observations, *China Particulol.*, *40*(6), 330–335.
- Fan, X. H., P. Goloub, J. L. Deuzé, H. B. Chen, W. X. Zhang, D. Tanré, and Z. Q. Li (2008), Evaluation of PARASOL aerosol retrieval over North East Asia, *Remote Sens. Environ.*, *112*, 697–707.
- 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 IPCC*, edited by S. Solomon et al., pp. 129–234, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.
- Han, Z., H. Ueda, and K. Matsuda (2005), Model study of the impact of biogenic emission on regional ozone and the effectiveness of emission reduction scenarios over eastern China, *Tellus*, *57B*, 12–27.
- Hatakeyama, S., A. Takami, W. Wang, and D. Tang (2005), Aerial observation of air pollutants and aerosols over Bo Hai, China, *Atmos. Environ.*, *39*, 5893–5898.
- He, X., C. C. Li, A. K. H. Lau, Z. Z. Deng, J. T. Mao, M. H. Wang, and X. Y. Liu (2009), An intensive study of aerosol optical properties in Beijing urban area, *Atmos. Chem. Phys.*, *9*, 8903–8915.
- Holben, B. N., et al. (1998), AERONET: A federated instrument network and data archive for aerosol characterization, *Remote Sens. Environ.*, *66*, 1–16, doi:10.1016/S0034-4257(98)00031-5.
- Holben, B. N., et al. (2001), An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET, *J. Geophys. Res.*, *106*, 12,067–12,097, doi:10.1029/2001JD900014.
- Kacenerlenbogen, M., J. F. Léon, I. Chiapello, and D. Tanré (2006), Characterization of aerosol pollution events in France using ground-based and POLDER-2 satellite data, *Atmos. Chem. Phys.*, *6*, 4843–4849.
- Kanaya, Y., Y. Kajii, and H. Akimoto (2003), Solar actinic flux and photolysis frequency determinations by radiometers and a radiative transfer model at Rishiri Island: Comparisons, cloud effects, and detection of an aerosol plume from Russian forest fires, *Atmos. Environ.*, *37*, 2463–2475.
- Kaufman, Y. J., D. Tanré, and O. Boucher (2002), A satellite view of aerosols in the climate system, *Nature*, *419*, 215–223.
- Kim, D.-H., B.-J. Sohn, T. Nakajima, T. Takamura, T. Takemura, B.-C. Choi, and S.-C. Yoon (2004), Aerosol optical properties over East Asia determined from ground-based sky radiation measurements, *J. Geophys. Res.*, *109*, D02209, doi:10.1029/2003JD003387.
- Kim, S.-W., S.-C. Yoon, J. Y. Kim, and S.-J. Kim (2007), Seasonal and monthly variations of columnar aerosol optical properties over East Asia determined from multi-year MODIS, LIDAR, and AERONET Sun/sky radiometer measurements, *Atmos. Environ.*, *41*(8), 1634–1651.
- Lee, K. H., J. E. Kim, Y. J. Kim, J. Kim, and W. von Hoyningen-Huene (2005), Impact of the smoke aerosol from Russian forest fires on the atmospheric environment over Korea during May 2003, *Atmos. Environ.*, *39*, 85–99, doi:10.1016/j.atmosenv.2004.09.032.
- Li, C. C., J. T. Mao, and A. K. Lau (2003a), Characteristics of aerosol optical depth distributions over Sichuan Basin derived from MODIS data, *J. Appl. Meteorol. Sci.*, *14*(1), 1–7.

- Li, C. C., J. Mao, K. H. A. Lau, J. C. Chen, Z. Yuan, X. Liu, A. Zhu, and G. Liu (2003b), Characteristics of distribution and seasonal variation of aerosol optical depth in eastern China with MODIS products, *Chin. Sci. Bull.*, *48*(22), 2488–2495.
- Li, J., G. Zhuang, K. Huang, Y. Lin, C. Xu, and S. Yu (2008), Characteristics and sources of air-borne particulate in Urumqi, China, the upstream area of Asia dust, *Atmos. Environ.*, *42*, 776–787, doi:10.1016/j.atmosenv.2007.09.062.
- Li, Z., M. King, S. Tsay, B. Holben, Y. Kaufman, and R. R. Dickerson (2002), East Asia source region aerosols (EASRA): An ideal test-bed for studying the direct and indirect climate effects of natural and anthropogenic aerosols, paper presented at 11th Conference on Atmospheric Radiation, Am. Meteorol. Soc., Ogden, Utah.
- Luo, C., J. C. St. John, Z. Xiuji, K. S. Lam, T. Wang, and W. L. Chameides (2000), A nonurban ozone air pollution episode over eastern China: Observations and model simulations, *J. Geophys. Res.*, *105*, 1889–1908, doi:10.1029/1999JD900970.
- Luo, Y., D. Lu, X. Zhou, W. Li, and Q. He (2001), Characteristics of the spatial distribution and yearly variation of aerosol optical depth over China in last 30 years, *J. Geophys. Res.*, *106*(D13), 14,501–14,513, doi:10.1029/2001JD900030.
- Mandakh, N., and A. Khaulenbek (2002), Research activities of dust storm in Mongolia: Transportation process of dust storm and its temporal-spatial distribution in Gobi, paper presented at 1st International Workshop on Dust Storm, China Meteorol. Soc., Beijing, China.
- Marshall, J. (2005), Megacity, mega mess, *Nature*, *437*, 312–314.
- Mauzerall, D. L., D. Narita, H. Akimoto, L. Horowitz, S. Walters, D. A. Hauglustaine, and G. Brasseur (2000), Seasonal characteristics of tropospheric ozone production and mixing ratios over East Asia: A global three-dimensional chemical transport model analysis, *J. Geophys. Res.*, *105*, 17,895–17,910, doi:10.1029/2000JD900087.
- Murdiyoso, D., and L. Lebel (2007), Local to global perspectives on forest and land fires in Southeast Asia, *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, *12*(1), 3–11.
- National Bureau of Statistics of China (NBS) (2004), *China Statistical Yearbook 2004*, China Statistics Press, Beijing.
- Padoch, C., K. Coffey, O. Mertz, S. Leisz, J. Fox, and R. Wadley (2007), The demise of swidden in Southeast Asia? Local realities and regional ambiguities, *Danish J. Geogr.*, *107*(1), 29–41.
- Park, R. J., et al. (2005), Export efficiency of black carbon aerosol in continental outflow: Global implications, *J. Geophys. Res.*, *110*, D11205, doi:10.1029/2004JD005432.
- Qian, Z. A., et al. (2006), Some advances in dust storm research over China Mongolia areas (in Chinese), *Chinese J. Geophys.*, *49*(1), 83–92.
- Remer, L. A., Y. J. Kaufman, and B. N. Holben (1996), The size distribution of ambient aerosol particles: Smoke vs. urban/industrial aerosol, in *Biomass Burning and Global Change*, vol. 1, edited by Joel S. Levine, pp. 519–530, MIT Press, Cambridge, Mass.
- Remer, L. A., et al. (2005), The MODIS aerosol algorithm, products and validation, *J. Atmos. Sci.*, *62*, 947–973, doi:10.1175/JAS3385.1.
- Streets, D. G., et al. (2007), Air quality during the 2008 Beijing Olympic Games, *Atmos. Environ.*, *41*, 480–492.
- Sun, Y. L., G. S. Zhuang, Y. Wang, L. H. Han, J. H. Guo, M. Dan, W. J. Zhang, Z. F. Wang, and Z. P. Hao (2004), The air-borne particulate pollution in Beijing: Concentration, composition, distribution and sources, *Atmos. Environ.*, *38*, 5991–6004.
- Xia, X. A., H. B. Chen, P. C. Wang, X. M. Zong, and P. Goloub (2005), Aerosol properties and their spatial and temporal variations over north China in spring 2001, *Tellus, Ser. B*, *57*, 28–39.
- Xia, X. A., H. B. Chen, P. C. Wang, W. X. Zhang, P. Goloub, B. Chatenet, T. F. Eck, and B. N. Holben (2006), Variation of column-integrated aerosol properties in a Chinese urban region, *J. Geophys. Res.*, *111*, D05204, doi:10.1029/2005JD006203.
- Xia, X., H. Chen, P. Goloub, W. Zhang, B. Chatenet, and P. Wang (2007), A compilation of aerosol optical properties and calculation of direct radiative forcing over an urban region in northern China, *J. Geophys. Res.*, *112*, D12203, doi:10.1029/2006JD008119.
- Xu, J., M. H. Bergin, R. Greenwald, J. J. Schauer, M. M. Shafer, J. L. Jaffrezo, and G. Aymoz (2004), Aerosol chemical, physical, and radiative characteristics near a desert source region of northwest China during ACE-Asia, *J. Geophys. Res.*, *109*, D19S03, doi:10.1029/2003JD004239.
- Xu, X. D. (2002), Dynamic issues of urban atmospheric pollution models (in Chinese), *J. Appl. Meteorol. Sci.*, *13*(Suppl.), 1–12.
- Xu, X. D., G. Ding, L. Zhou, X. Zheng, L. Bian, J. Qiu, L. Yang, and J. Mao (2003), Localized 3D-structural features of dynamic-chemical processes of urban air pollution in Beijing winter, *Chin. Sci. Bull.*, *48*(8), 819–825, doi:10.1007/BF03187060.
- Xu, X. D., X. J. Zhou, and X. H. Shi (2005), Spatial structure and scale feature of the atmospheric pollution source impact of city agglomeration, *Sci China ser. D Earth Sci.*, *48*(Suppl.), II, 1–24.
- Xu, X. D., X. H. Shi, S. J. Zhang, G. A. Ding, Q. J. Miao, and L. Zhou (2006), Aerosol influence domain of Beijing and peripheral city agglomeration and its climatic effect, *Chin. Sci. Bull.*, *51*(16), 2016–2026.

H. Chen and X. Su, Key Laboratory of Middle Atmosphere and Global Environment Observation, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China. (sxl@mail.iap.ac.cn)

I. Chiapello, F. Ducos, P. Goloub, and Z. Li, Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université Lille 1, Villeneuve d'Ascq F-59655, France.