

# UNIVERSITE CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR



ÉCOLE DOCTORALE : « Physique Chimie Sciences de la Terre de  
l'Univers et de l'Ingenieur »

ÉCOLE : « Supérieure Polytechnique »

Année : 2017

N° d'ordre :

## THESE DE DOCTORAT

Spécialité : Physique de l'Atmosphère

Présentée par :

**Habib SENGHOR**

Titre :

---

---

**Étude de la variabilité spatio-temporelle et des processus contrôlant la  
distribution des aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest et sur  
l'Atlantique tropical-est.**

---

Soutenue le 12 octobre 2017 devant le jury composé de :

M. Joseph Sarr	Pr/FST/UCAD	Président
M. Moctar Camara	MC/UASZ	Rapporteur
Mme Isabelle Chiapello	HDR/Univ. Lille 1	Rapporteuse
Mme Béatrice Marticoréna	HDR/LISA/UPEC	Examinatrice
M. Daouda Badiane	MC/ESP/UCAD	Examineur
M. Amadou T. Gaye	Pr/ESP/UCAD	Directeur de thèse
M. Éric Machu	CR/IRD/IUEM	Encadrant
M. Frédéric Hourdin	HDR/LMD/UPMC	Co-encadrant

---

---

---

## *Dédicaces*

À la mémoire de mon défunt père **Abdoulaye Toffene SENGHOR**,  
que la terre lui soit légère et qu'il regrette son séjour terrestre face à sa félicité **Céleste**  
(*Aminn!!!*), et de ma mère **Saly THIAM**.

---

## *Remerciements*

**Alhamdoulillah !**

Cette thèse réalisée à l'Université Cheikh Anta DIOP (**UCAD**), s'inscrit dans le cadre d'une collaboration entre différents laboratoires affiliés à différentes universités au Sénégal et en France : **LPAO-SF** (Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Siméon Fongang, Dakar, Sénégal), **LOPS** (Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale, Brest, France) et **LMD** (Laboratoire de Météorologie Dynamique, Paris, France). Elle a été financée par le programme Allocations de Recherche pour une Thèse au Sud (**ARTS**) de l'Institut de Recherche pour le Développement (**IRD**).

À travers ce texte, je remercie tous mes encadrants (**Dr. Éric Machu, Dr. Frédéric Hourdin** et le **Pr. Amadou Thierno Gaye**), d'abord pour avoir eu à participer très chaleureusement au montage du projet de thèse et de s'être investis sans réserve et en tant que scientifique chevronnés sur la réalisation de ce travail de recherche.

Je remercie également tout le personnel administratif (directeurs et secrétaires) de ces différents Laboratoires dans lesquels j'ai séjourné et les membres de l'IRD et de **Campus France** qui ont eu à contribuer sur quelque étape que ce soit dans le cadre de l'orientation et de la mise en oeuvre de mes conditions de travail propices ces trois dernières années. Mes remerciements vont également à l'endroit de **Dr. Patrice Brehmer**, coordinateur du projet tripartite *Ecosystem Approach to the management of fisheries and the marine environment in West African waters* (**AWA**) pour son soutien.

Je remercie très sincèrement tous les jurés. À commencer par le président du jury, les rapporteurs, les examinateurs, les invités et mon équipe d'encadrement.

Je remercie les membres de mon comité de thèse dont **Béatrice Marticoréna** et **Salmon Fabien** pour leurs orientations et suggestions.

Dans un cadre purement scientifique, je réitère mes remerciements à l'égard du **Pr. Amadou Thierno Gaye** de m'avoir non seulement accepté dans le LPAO-SF, dont il fut directeur, mais encore plus d'avoir contribué à ma formation en science du climat, car ayant été mon encadrant en master 2. Je le remercie aussi en qualité de **Directeur** de ma thèse.

Je **remercie** très sincèrement mon encadrant **principal, Dr. Éric Machu, pour qui mon émotion dépasse très largement le sens des mots**, pour tout ce qu'il a fait pour moi. J'ai conscience que la parole est au service de la sensibilité et c'est ça qui le rend

---

exceptionnellement très délicate surtout quand il s'agit de parler d'une personne comme Éric, qui a un sens honorable de la responsabilité, de l'engagement avec une dévotion particulièrement inestimable et inespérable (pour ceux qui ne le connaissent que de vu), mais je prends le risque. Le risque à courir se situerait sur l'emploi d'un vocable ou d'une terminologie qui pèserait très léger face à la description réelle de ce qui caractérise cette humble personne. Éric saches que depuis le jour que tu t'es intéressé à mon profil de jeune master fraîchement émoulu, qui présageait peut être les caractéristiques d'un scientifique en herbe, je n'ai jamais ressenti ne serait-ce qu'une seule fois un sentiment de frustration. Au contraire ton abnégation m'a appris le vrai sens de la **responsabilité civile** ; dans le sens purement basique de ce mot et non sous l'angle du jargon juridique. Cette attitude, qui est la tienne, a boosté mon enthousiasme, a éveillé ma curiosité scientifique, a raidi ma détermination, a souqué ma volonté et a aussi permis un épanouissement béant dans une quiétude inouïe de mon système cognitif dans le seul but d'alester le questionnement scientifique qui nous a lié dès le départ.

Je remercie le **Dr. Frédéric Hourdin** d'avoir accepté de collaborer avec nous et au-delà de ça de s'être aussi engagé à m'initier dans les outils de modélisation avec le LMDZ. Nos discussions sur mes résultats furent très intéressantes et très instructives. Je le remercie également d'avoir **co-encadré** cette thèse et de m'avoir accepté deux fois de suite pour de long séjour au LMD.

Je remercie **Dr. Saïdou Moustapha SALL**, directeur du LPAO-SF, qui en plus de m'avoir encadré en master 2, m'a mis dans un cadre convivial pour un travail de qualité. Sa modestie et son savoir être social nous (étudiants) a permis de pouvoir lui adresser la parole sans gêne, sur l'état d'avancement de nos travaux de recherche et aussi sur les soucis administratifs auxquels nous sommes parfois confrontés. De par son expérience sur les passements de la vie, il nous conseille beaucoup dans certaines prises de décisions face au travail mais aussi dans un tout autre registre marqué par des contraintes psychosociales où les vicissitudes de cette vie éphémère font la loi.

Je remercie aussi Dr. Daouda BADIANE, Dr. Seydi Ababacar N'DIAYE et Dr. Abdoulaye DEME. Je remercie tous mes collègues chercheurs, sans aucune exception, du LPAO-SF et du LMD : **docteurs (es)**, **doctorants (es)** et **masters** pour les échanges très fructueux.

Mes remerciements vont également à l'endroit du **Dr. Louis Marié** et du **Dr. Romain Pennel** de m'avoir assisté dans mes premiers jalons sur la prise en main de certains

---

outils en début de thèse.

Je remercie le **Dr. Jean-Yves GRANPEIX** et **Dr. Jeronimo Escribano** d'avoir bien voulu collaborer avec moi dans le cadre de ce travail et surtout en ce qui concerne la partie modélisation.

Je **remercie** également tous les membres de ma famille pour leur soutien indéfectible, leurs encouragements sans cesse et leurs prières. Je remercie Ousmane, Fatou, Innou, Ndeye Coura, Soukeyna, Woula et Tabaski ainsi que tous mes neveux et nièces. Un grand merci à ma soeur Amy, mon beau frère Saliou NDIONE et mes deux nièces Dieynaba et Ndeye Tening. Cette famille a beaucoup fait pour moi, en me mettant particulièrement dans de très confortables conditions durant mes séjours à Paris. Je remercie également mon ami et neveu Pape Ciré.

Pour finir, je **remercie** ma chère **maman** pour tout ce qu'elle fait pour moi !!! C'est elle qui me tend toujours une main de grâce, sur laquelle m'appuyer, surtout dans les moments ténébreux et les plus incertains de ma vie. C'est elle qui m'adresse toujours la sainte voix qui me guide et m'indique la bonne voie à emprunter. Sa douce parole à la tonalité hypnotisante m'insinue de vivre mes peines dans la dignité, de jouir de mes exploits dans la modestie et d'honorer ma parole quelques soient les circonstances, telles les caractéristiques d'un fervent croyant au zèle mesuré par les recommandations divines. Ses conseils, ses encouragements, ses félicitations et sa compassion raisonnent dans mon coeur avec une percussion attisante et édulcorée par une sagesse séculaire qui facilite son agrément pour un homme averti. Ses prières et sa grâce, qui rayonnent d'une lumière éclatante, éblouissante et à la limite aveuglante, me montrent toujours le chemin avec un horizon prometteur. Les soins de la bonne éducation qu'elle m'a donnée font toujours bon effet en moi et m'accompagnent où que je sois et quoi qu'il arrive.

---

## *Résumé*

Dans ce travail, l'utilisation conjointe de l'observation du contenu de l'atmosphère en aérosols, grâce à la télédétection depuis l'espace et la surface et d'une information sur les profils verticaux de variables météorologiques, a permis de caractériser les particules minérales ou poussières désertiques en Afrique de l'Ouest. Ces observations ont également permis de mieux comprendre la distribution verticale de ce type d'aérosol et l'impact de la dynamique sur la stratification de la couche d'air Saharienne (*Sahara Air Layer*) notamment au niveau de la zone de transition côtière. L'utilisation du modèle de circulation générale du LMD, qui nous a permis d'identifier et de quantifier la contribution des différents processus qui impactent significativement la variabilité saisonnière de la répartition des particules minérales en Afrique de l'Ouest et au-dessus de l'Océan. Le modèle a permis d'identifier les principaux processus physiques, qui contrôlent la forte disconnexion saisonnière entre les concentrations de surface des poussières et les cumuls de concentrations intégrés sur la colonne.

Dans le sillage des résultats de cette thèse, l'étude du cycle saisonnier diurne sur la distribution verticale des particules terrigènes, et l'influence des températures de surface de la mer, sur cette distribution des aérosols minéraux, ont été respectivement réalisées aux moyens de LIDAR fixe, localisé sur le littoral Ouest-Africain (Dakar), et de LIDAR mobile embarqué à bord d'un bateau lors de la campagne océanographique (UPSEN-2) dans la zone d'upwelling Sénégal-Mauritanienne.

---

**Mots clés :** *aérosols, poussières minérales, Afrique de l'Ouest, cycle saisonnier, circulation atmosphérique, processus, distribution verticale, LIDAR.*

---

---

## *Abstract*

In this work, using spatial retrievals of integrated dust content in the atmosphere, through their optical and physical properties, which associated to the vertical profiles of meteorological variables, we characterized the mineral dust or desertic aerosols in West Africa. The monitoring of aerosols allows us to reduce the lack of information and getting a better understanding on the vertical distribution of mineral dust and the impact of the dynamical processes on the vertical stratification of the aerosol layer particularly in the coastal transition zone. The deeper investigation on this topic has been done using the LMD general circulation model which provided a discrimination and a quantification about the contribution of the different mechanisms which influence significantly the seasonality on the vertical distribution of mineral dust in West Africa and over the Ocean. On the other hand, the model has identified clearly the main physical processes which controls the strong seasonal disconnection between the surface and integrated dust content in the Eastern Tropical Atlantic.

The study of the seasonal diurnal cycle on the vertical distribution of dust aerosols and the influence of the sea surface temperature (SST) on the vertical distribution of dust were done respectively using the LIDAR which located at Dakar station and the other mobile LIDAR embarked on board the ship during oceanographical survey (UPSEN-2) in the southern Senegal Upwelling Sector.

---

**Mots clés :** *aerosols, mineral dust, West Africa, seasonal cycle, atmospheric circulation, processes, vertical distribution, LIDAR.*

---

---

---

## *Table des matières*

---

<b>Liste des figures</b>	<b>13</b>
<b>Liste des tableaux</b>	<b>21</b>
0.1 Contexte . . . . .	24
0.2 Les Objectifs Scientifiques . . . . .	26
0.3 Approche méthodologique . . . . .	26
<b>1 Dynamique de l’atmosphère en Afrique de l’Ouest</b>	<b>29</b>
1.1 La Saison sèche . . . . .	30
1.1.1 Le flux d’harmattan . . . . .	30
1.1.2 Les Jets de basses couches (LLJs) . . . . .	31
1.2 La Saison humide . . . . .	31
1.2.1 Le flux de mousson . . . . .	32
1.2.2 Le Jet Ouest Africain (JOA) . . . . .	32
1.2.3 La Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT) . . . . .	33
1.2.4 Le Front Inter-Tropical (FIT) . . . . .	33
1.2.5 La dépression thermique Saharienne (Heat Low) . . . . .	34
1.2.6 Le Jet Est Africain (JEA) . . . . .	36
1.2.7 Les Ondes d’Est Africains (OEA) . . . . .	37
<b>2 Généralité sur les aérosols</b>	<b>39</b>
2.1 Définition . . . . .	40
2.2 Sources des aérosols minéraux . . . . .	41
2.3 Processus Physiques affectant la distribution des aérosols désertiques . . . . .	45
2.4 Processus chimiques affectant les aérosols . . . . .	47
2.5 Distribution des aérosols désertiques . . . . .	48
2.5.1 Distribution horizontale . . . . .	48
2.5.2 Distribution Verticale . . . . .	48

2.6	Impacts des aérosols minéraux . . . . .	53
2.6.1	Impact sur le Climat . . . . .	53
2.6.2	Impact sur la Santé . . . . .	53
2.6.3	Rôle sur les écosystèmes marins . . . . .	55
<b>3</b>	<b>Cycle saisonnier des aerosols désertiques en Afrique de l’Ouest et de leur transition continent-océan à partir d’observations satellites et in-situ</b>	<b>57</b>
3.1	Description des Observations . . . . .	58
3.1.1	AERONET . . . . .	58
3.1.2	SeaWiFS . . . . .	59
3.1.3	OMI . . . . .	64
3.1.4	CALIOP . . . . .	65
3.2	Résumé de l’article . . . . .	68
3.3	Article publié . . . . .	68
3.4	Conclusion de l’article et du chapitre . . . . .	85
<b>4</b>	<b>Étude des processus responsables de la distribution verticale des poussières sahariennes à partir du modèle LMDZ</b>	<b>87</b>
4.1	Description générale du modèle LMDZ . . . . .	90
4.2	Configuration de LMDZ . . . . .	91
4.3	Le modèle d’aérosols SPLA . . . . .	92
4.4	Simulations et Sensibilité de LMDZ . . . . .	93
4.4.1	Discrimination sur les émissions d’aérosols . . . . .	93
4.4.2	Lessivage et coefficient de lessivage . . . . .	94
4.5	Variabilité saisonnière de l’épaisseur optique (AOD) . . . . .	97
4.6	Émission et transport dans LMDZ . . . . .	99
4.6.1	Processus gouvernant la distribution des poussières sur le continent	99
4.6.2	Les processus dominant la distribution des poussières sur l’Atlantique	103
4.7	Décomposition du transport vertical des aérosols . . . . .	106
4.8	Profil vertical des aérosols dans la ZCIT . . . . .	114
4.9	Analyse de la fraction des nuages . . . . .	115
4.10	Quantification des poussières dans LMDZ . . . . .	119
4.10.1	Estimation des dépôts . . . . .	119
4.10.2	Estimation des concentrations . . . . .	122
4.11	Conclusion . . . . .	124
<b>5</b>	<b>Variabilité de la distribution des aérosols sur le littoral Ouest-africain</b>	<b>125</b>
5.1	Ceilomètre CL31 . . . . .	128

---

5.2	Windcube . . . . .	131
5.3	Variabilité des aérosols désertiques sur la côte Ouest Africaine . . . . .	133
5.3.1	Variabilité saisonnière de l'épaisseur optique . . . . .	133
5.3.2	Variabilité saisonnière du coefficient d'extinction . . . . .	134
5.4	Variabilité diurne de l'épaisseur optique . . . . .	134
5.5	Saisonnalité du cycle diurne dans les basses couches . . . . .	136
5.5.1	hiver . . . . .	136
5.5.2	printemps . . . . .	138
5.5.3	été . . . . .	139
5.5.4	automne . . . . .	139
5.6	Influence de la dynamique locale sur la distribution verticale des aérosols .	140
5.7	Effet des températures de surface de la mer sur la structure de l'atmosphère	143
5.8	Structure de la couche limite marine . . . . .	144
5.9	Conclusion . . . . .	149
<b>6</b>	<b>Conclusion et Perspectives</b>	<b>151</b>
6.1	Conclusion . . . . .	152
6.2	Perspectives . . . . .	154
	<b>Références Bibliographiques</b>	<b>157</b>



---

---

## *Liste des figures*

---

1.1	Vitesse moyenne zonale ( $\text{m.s}^{-1}$ ) par 6 heures en Temps Universel du JOA (en ligne continue) et de la mousson Ouest-africaine (en tiret) faites à partir de réanalyses ERA-40 (Pu et Cook (2010)) . . . . .	33
1.2	Variations méridiennes saisonnières de la position du FIT entre l'hiver (DJF pour décembre, janvier et février) et l'été (JJA pour juin, juillet et août) et du transport transatlantique des panaches de poussières en lien avec la position du FIT (Ruddiman (2001), modifiée par (Stuut <i>et al.</i> , 2005)) . . .	34
1.3	Fréquence d'occurrence de la dépression thermique (en couleur), vents moyens ( $\text{m.s}^{-1}$ ) à 925 hPa (vecteurs) valeur $8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ de la convergence horizontale (contour bleu), FIT (ligne noire pointillée, correspondant à la position minimum du géopotential à 925 hPa entre $0^\circ$ et $28^\circ\text{N}$ ) et reliefs supérieurs à 925 hPa (contour gris) pour les mois de janvier (a) et de juillet (b) (d'après Lavaysse <i>et al.</i> (2009)) . . . . .	35
1.4	Schéma des zones de convection sèche et humide en Afrique de l'Ouest durant la saison de mousson (d'après Bou Karam (2008)) . . . . .	35
1.5	Image acquise depuis la station spatiale internationale au-dessus de l'Afrique de l'Ouest ; elle montre le transport des poussières vers les Amériques par le JEA. © NASA, Norman Kuring, Aqua-MODIS . . . . .	36
1.6	Schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des éléments clés de la mousson africaine, pendant l'été boréal, qui influencent fortement le transport des poussières dans les moyenne et haute troposphère. La circulation méridienne-verticale et les vents zonaux dominant cette dynamique (Peyrille, 2006). On a identifié les différents courants jet : TEJ (jet est tropical), JOST (jet ouest sub-tropical), AEJ (jet est africain), FIT (front-intertropical). . . . .	37
2.1	Différent types de particules d'aérosols vues au microscope (Yahi (2010)) . . . . .	41

2.2	a) Carte de l'épaisseur optique moyenne au-dessus de l'Afrique de l'Ouest et de l'Atlantique Tropical. Moyenne calculée en été entre juin et août à partir des mesures journalières du satellite TOMS sur une période de 18 ans combinant des images des capteurs de TOMS/Nimbus-7 de (1979 à 1992) and TOMS/Earth Probe entre 1997 et 2000 ; b) carte journalière de la déviation standard de la moyenne de l'épaisseur optique en été sur les 18 ans (d'après Moulin et Chiapello (2004)) . . . . .	42
2.3	Moyenne annuelle sur la période 1980-1992 de l'Aerosol Index (AI) de TOMS (x10) illustrant les principales zones sources de l'Afrique du Nord : (A) Bodélé ; (B) Afrique de l'Ouest ; (C) désert Nubien et (D) désert Libyen d'après Engelstaedter <i>et al.</i> (2006)) . . . . .	43
2.4	Les régions où les sources de poussières sont très actives durant la campagne SALTRACE (sont en contours rouges), durant la campagne SAMUM-1 (en contours verts) et durant la campagne SAMUM-2 (en contours bleu). En gris les autres sources de poussières les moins actives en intensité et en fréquence d'après Weinzierl <i>et al.</i> (2016)) . . . . .	44
2.5	Cycle de vie des particules minérales, des émissions aux dépôts en passant par leur transport (Mokhtari (2012)) . . . . .	46
2.6	Représentation schématique de la distribution granulométrique des aérosols et de leurs mécanismes de formation et de déposition (Cantrell et Whitby (1978)) . . . . .	47
2.7	Le cycle annuel des émissions d'aérosols désertiques en Afrique du Nord à partir de la moyenne mensuelle de l'AI (pour <i>Aerosol Index</i> en anglais) de TOMS (x10) (pour <i>Total Ozone Mapping Spectrometer</i> ) sur la période 1980-1992 (d'après Engelstaedter <i>et al.</i> (2006)) . . . . .	49
2.8	Schéma conceptuel des différents mécanismes affectant la distribution verticale des poussières désertiques dans la couche limite saharienne (Cuesta <i>et al.</i> (2009)). On distingue la : SAL (couche d'air saharienne), SRL (couche résiduelle saharienne) et la SCBL (couche convective saharienne). . . . .	51
2.9	Mesures Lidar Doppler, qui donne une illustration de la couche d'aérosols Saharienne en Afrique de l'Ouest (Veselovskii <i>et al.</i> , 2016) . . . . .	51
2.10	Exemple de coupe verticale d'une couche de poussières désertiques au-dessus de Dakar. L'origine du panache de poussières est à 50 km à l'est du centre ville de Dakar. La panache a été suivi jusqu'à 150 km à l'ouest de la côte de Dakar d'après (Petzold <i>et al.</i> , 2011) . . . . .	52
2.11	Représentation des effets radiatifs des aérosols sur le climat (From IPCC, 2007, modified from Haywood and Boucher, 2000, voir LIVRES) . . . . .	54

---

2.12	Schéma de l'appareil respiratoire (Doumbia, 2012) . . . . .	54
3.1	Cartographie du réseau mondial des stations AERONET mise à jour en 2008 par Holben <i>et al.</i> (1998) . . . . .	59
3.2	Comparaison interannuelle de l'épaisseur optique de SeaWiFS (550 nm) par AERONET (675 nm) au Sahel entre 2005 et 2010. Les stations de a) Banizoumbou (Niger), b) Agoufou (Mali), c) Dakar (Sénégal) et d) Cap-Vert (île du Cap-Vert) ont été étudiées. . . . .	61
3.3	Comparaison du cycle annuel de l'épaisseur optique de SeaWiFS (550 nm) par AERONET (675 nm) au Sahel entre 2005 et 2010. Les stations de a) Banizoumbou (Niger), b) Agoufou (Mali), c) Dakar (Sénégal) et d) Cap-Vert (île du Cap-Vert) ont été étudiées. Les points bleus représentent l'hiver (DJF), les points verts représentent le printemps (MAM), les points en cyan indiquent l'été (JJA) et les points en magenta donnent l'automne (SON). . . . .	62
3.4	caractérisation des poussières à partir de leurs propriétés optiques et physiques moyennées entre 17°W et 20°E. La figure a) représente DJF, b) MAM, c) JJA, d) SON. L'axe bleu donne le coefficient d'Angström, l'axe vert donne l'AOD à 550 nm et l'axe rouge donne l'albedo de simple diffusion SSA (comprise entre 0 et 1) . . . . .	63
3.5	Le satellite CALIPSO dans la constellation A-train avec un exemple de tir vertical dans l'atmosphère. b) un exemple d'orbite du satellite sur le littoral Ouest-africain en juin 2012. c) L'application de l'algorithme discriminatoire du type d'aérosols sur cette orbite. Les couleurs du panel correspondent : bleu sels marins, gris absence de donnée, jaune particules minérales et rouge particules de feu de biomasse . . . . .	66
4.1	structuration de LMDZ avec raccordement de la composante des traceurs Hourdin (2005). . . . .	90
4.2	Représentation de la grille de LMDZ avec la partie zoomée en petit rectangle bleu (Escribano <i>et al.</i> , 2016). . . . .	92
4.3	Émissions des poussières ( $mg.m^{-2}.jr^{-1}$ ) dans LMDZ pour janvier 2006, avec à gauche : émission de tous les types d'aérosols et à droite seulement émission d'aérosols désertiques. . . . .	94

- 4.4 Cycle annuel de l'AOD de LMDZ comparé à l'AOD de AERONET à 675 nm pour l'année 2006. L'AOD d'AERONET (AOD675-AERO) à 675 nm en marron (ligne) et en bande colorée l'écart-type de l'AOD à 675 nm sur les moyennes mensuelles des observations. La simulation sans lessivage (AOD670-LMDZ-NOSCAV) est représentée en rouge et celle avec lessivage (AOD670-LMDZ-SCAV) est donnée en couleur bleu. (a) c'est la station de Dakar en 2006 et (b) la station du Cap-Vert en 2006. . . . . 96
- 4.5 Cycle annuel de l'AOD de LMDZ comparé à l'AOD de AERONET à 675 nm. L'AOD d'AERONET (AOD675-AERO) à 675 nm en marron (ligne) et en bande colorée l'écart-type sur les moyennes mensuelles des observations. La simulation sans lessivage (AOD670-LMDZ-NOSCAV) est représentée en rouge et celle avec lessivage (AOD670-LMDZ-SCAV) est donnée en couleur bleu et vert la simulation sans lessivage convectif mais avec lessivage grande échelle (AOD670-LMDZ-nocvscav-yeslsscav) sur Dakar 2006. . . . . 96
- 4.6 Moyenne mensuelle de l'épaisseur optique calculée par le modèle LMDZ pour les mois de janvier 2006 (a) et juillet 2006 (b) en Afrque du Nord. . . . . 99
- 4.7 Coupe méridienne sur le continent (moyenne zonale entre 16°W - 10°E) des concentrations des aérosols désertiques en janvier (a) et juillet (b) en 2006 dans LMDZ. Les concentrations des aérosols désertiques sont représentées en contour magenta pour les fins, en contour noir pour les grosses et marron pour es super-grosses particules. La vitesse verticale  $w$  (m/s) est multipliée par un facteur arbitraire de 5 pour visualiser la circulation. . . . . 102
- 4.8 Coupe méridienne sur l'océan (moyenne zonale entre 35°W - 18°W) de la concentration des aérosols désertiques en janvier (a) et juillet (b) 2006 des aérosols dans LMDZ. Les concentrations des aérosols désertiques sont représentées en contour magenta pour les fins, en contour noir pour les grosses et marron pour es super-grosses particules. La vitesse verticale  $w$  (m/s) est multipliée par un facteur arbitraire de 5 pour visualiser la circulation. . . . . 105
- 4.9 Tendances ( $kg.kg^{-1}.day^{-1}$ ) sur le profil vertical de la concentration des trois bins (SCDU, CODU et FINE) de poussières liées à la précipitation grande échelle (Ls-scav) en bleu, à la précipitation convective (Cv-scav) en vert, à la dynamique (Dynam) en rouge, aux thermiques (Therm) en cyan, à la turbulence de la couche limite (Turbu-BL), à la sédimentation (Sedimt) pour les (SCDU et les CODU) en jaune. cette figure donne les tendances pour le mois de janvier 2006. . . . . 112

---

4.10 Tendances ( $kg.kg^{-1}.day^{-1}$ ) sur le profil vertical de la concentration des trois bins (SCDU, CODU et FINE) de poussières liées à la précipitation grande échelle (Ls-scav) en bleu, à la précipitation convective (Cv-scav) en vert, à la dynamique (Dynam) en rouge, aux thermiques (Therm) en cyan, à la turbulence de la couche limite (Turbu-BL), à la sédimentation (Sedimt) pour les (SCDU et les CODU) en jaune. cette figure donne les tendances pour le mois de juillet 2006. . . . .	113
4.11 Profil verticale des tendances ( $kg.kg^{-1}.day^{-1}$ ) (figures ((a) et (c)) de la concentration des bins (CODU et FINE) de poussières liées à la précipitation grande échelle (Ls-scav) en bleu, à la précipitation convective (Cv-scav) en vert, à la dynamique de (Dynam) en rouge, aux thermiques (Therm) en cyan, à la turbulence de la couche limite (Turbu-BL), à la sédimentation (Sedimt, pour les CODU) en jaune. Sur les figures (b) et (d), les tendances du lessivage grande-échelle en bleu (Ls-scav), du lessivage convectif total en vert (Cv-scav) sont à nouveau tracées ainsi que la décomposition de Cv-scav. Cette dernière est séparée en trois : le transport vertical en tireté marron (Cv-trsp), le lessivage dans les courants saturés en tireté orange (Cv-ssscav), le lessivage dans les courants insaturés en tireté magenta (Cv-unsat). . . . .	116
4.12 fraction de nuage grande échelle en Afrique de l'Ouest et l'Océan Atlantique en janvier (a) et juillet (b) 2006. . . . .	118
4.13 Moyenne mensuelle des dépôts secs et humides des flux de dépôts des poussières minérales en janvier 2006 pour (a) et (b) et en juillet 2006 pour (c) et (d), calculée par le modèle LMDZ et exprimée en ( $g.m^{-2}.mth^{-1}$ ). . . . .	120
4.14 (a) moyenne mensuelle de l'intégrale sur toute la colonne atmosphérique des concentrations d'aérosols désertiques au-dessus de l'océan Atlantique tropical-est en janvier (rouge) et juillet (bleu) 2006 et (b) moyenne mensuelle des concentrations en surface des poussières minérales au-dessus dans le bassin de l'Atlantique tropical-est en janvier (rouge) et juillet (bleu) 2006. Ces calculs sont faites sur chaque bin (SCDU, CODU et FINE) individuellement. . . . .	123

5.1	a) Exemple de profil vertical obtenu par mesure du coefficient rétrodiffusé du Lidar et du traitement standard du signal par le logiciel BL-View, qui donne une vision instantée de l'état de l'atmosphère le 6 July 2012. b) Un exemple de processing des données de niveau 2 fournies par le traitement standard du logiciel BL-view. À gauche le signal standard du 11 avril 2012 et à droite le signal traité. L'intensité du signal est donnée en couleur sur l'axe des ordonnées (à gauche) et l'altitude en mètre (m) à droite de la figure. Les carrés noirs donnent la hauteur de la CLA et les petits carrés bleus donnent la hauteur de la base des nuages . . . . .	130
5.2	Zone explorée lors de la campagne UPSEN-2 . . . . .	132
5.3	Variabilité saisonnière de l'AOD à 550 nm du mode grossier (jaune) et du mode fin des données AERONET (magenta) entre 2002 et 2012. Les points rouges sont obtenus lorsque la valeur de l'AOD est comprise entre $Q_1 - 1.5 * (Q_3 - Q_1) < AOD < Q_3 + 1.5 * (Q_3 - Q_1)$ . $Q_1$ étant le 25ème percentile et $Q_3$ le 75ème percentile. Le trait noir dans le représente la médiane. Les boites sont bornées en bas par le minimum et en haut par le maximum. . . . .	133
5.4	Profils verticaux d'extinction saisonniers de CALIOP sur Dakar (17.5°W, 14.74°N) : (a) profil moyenné entre janvier 2007 et décembre 2014, (b) déviation standard du profil d'extinction sur la même période. . . . .	134
5.5	Variabilité diurne de l'AOD à 550 nm du mode grossier (jaune) et du mode fin (magenta) des données d'AERONET entre 2002 et 2012. Les points rouges sont obtenus lorsque la valeur de l'AOD est comprise entre $Q_1 - 1.5 * (Q_3 - Q_1) < AOD < Q_3 + 1.5 * (Q_3 - Q_1)$ . $Q_1$ étant le 25ème percentile et $Q_3$ le 75ème percentile. Le trait noir dans la boîte représente la médiane. Les boites sont bornées en bas par le minimum et en haut par le maximum. 135	135
5.6	Cycle diurne moyen des profils verticaux d'extinction du CL31 à Dakar (17.5°W, 14.74°N) sur la période de 2012 à 2014. a) décembre, b) janvier, c) février, d) mars, e) avril, f) mai, g) juin, h) juillet, i) août, j) septembre, k) octobre et l) novembre. . . . .	137
5.7	En haut du panneau (a) et (b) l'humidité relative acquérie à la station météorologique de Dakar, avec deux mesures par jour (00 heure bleu et 12 heures en cyan, en heure locale). En bas du panel, la représentation du coefficient rétro-diffusé en décembre (c) et mai (d). Toutes ces variables ont été mensuellement moyennées à partir des données journalières sur la période de 2012 à 2014. . . . .	141

---

5.8	moyennes saisonnières de la direction du vent dans les basses couches (a) et de la vitesse du vent (b) au niveau de la station météorologique de Dakar entre 2012 et 2014. . . . .	142
5.9	Moyennes saisonnières de la direction (a) et de la vitesse du vent (b) en surface au niveau de la station métar de l'aéroport de Dakar entre 2012 et 2014, pour les mois de décembre-janvier-février (a) et mars-avril-mai (b) .	142
5.10	Carte de température de surface de la mer mesurée par le capteur MODIS (28 février 2013) et qui met en évidence les fronts thermiques le long des côtes sud-sénégalaises. . . . .	145
5.11	variabilité diurne des variables météorologiques au niveau de la station à bord du bateau durant la campagne UPSEN-2 du 21 février au 1 er mars 2013. . . . .	146
5.12	variabilité diurne des paramètres météorologiques mesurées par LiDAR embarqué à bord du bateau durant la campagne UPSEN-2 du 21 février au 1 er mars 2013 . . . . .	148
5.13	Anomalie des températures de surface de la mer et de l'air durant la campagne UPSEN-2 du 21 février au 1 er mars 2013 . . . . .	149



---

---

## *Liste des tableaux*

---

- 3.1 Résumé sur les différents moyens utilisées pour cette étude. . . . . 67
- 4.1 Quantification des dépôts (sec et humide) dans LMDZ dans la région du bassin de l'atlantique tropical-est en hiver et en été de l'année 2006. . . . . 121



---

---

## *Introduction Générale*

---

### **Sommaire**

---

<b>0.1</b>	<b>Contexte . . . . .</b>	<b>24</b>
<b>0.2</b>	<b>Les Objectifs Scientifiques . . . . .</b>	<b>26</b>
<b>0.3</b>	<b>Approche méthodologique . . . . .</b>	<b>26</b>

---

## 0.1 Contexte

Les aérosols désertiques sont produits à partir de l'action mécanique du vent sur une surface érodable. La production de ces aérosols dépend à la fois des conditions météorologiques locale et méso-échelle (forts vents et faibles précipitations) et de la nature et de l'état des sols (rugosité de surface, humidité, présence de végétation, ...). Lorsque le seuil d'arrachage des particules est atteint, pour des vitesses de vents comprises entre 5  $\text{m.s}^{-1}$  et 12  $\text{m.s}^{-1}$  (Engelstaedter *et al.*, 2006), les grains de sable sont tout d'abord mis en mouvement horizontal (*saltation* en anglais) puis les particules de rayon inférieur à 100  $\mu\text{m}$  sont mises en suspension dans l'atmosphère et constituent les aérosols désertiques (Ramade, 2011). La composition et la taille des aérosols déposés sont tributaires de leur origine et de la variabilité des conditions d'arrachage du matériel lithogène (Claquin *et al.*, 1999; Formenti *et al.*, 2008; Skonieczny *et al.*, 2011).

Si la distribution des poussières désertiques suspendues dans l'atmosphère au-dessus du continent Nord Africain subie une variation saisonnière bien documentée dans des études précédentes, les incertitudes persistent sur la répartition des aérosols du fait d'un manque drastique d'informations sur leur distribution verticale et sur les différents processus qui gouvernent cette répartition spatiale des aérosols.

En été boréal, des épisodes fréquents de transport de poussières confinées dans des masses d'air chaudes et sèches (SAL pour *Saharan Air Layer* en anglais) (Dunion et Marron, 2008) peuvent se propager vers l'ouest au-dessus de l'Océan Atlantique pour aller jusqu'aux îles caraïbes et la Floride (Chiapello *et al.*, 1995). Ces épisodes sont documentés depuis longtemps en termes de distribution horizontale par des mesures satellitaires.

Des mesures récentes effectuées à partir de LIDAR (Light Detection and Ranging) ont permis d'observer, à la frontière Ouest du continent africain, que les aérosols désertiques contenus dans la SAL se distribuent entre 2 km et 6 km d'altitude (Gamo, 1996; Léon *et al.*, 2009). Ces événements de poussières sont associés à l'advection vers ouest par la SAL durant l'été boréal (juin, juillet et août). Leur déclenchement est lié à la dynamique atmosphérique, qui est régie par les deux principaux flux que sont le flux d'harmattan et le flux de mousson qui alimente les masses d'air de la région Ouest-africaine à cette période (Tegen *et al.*, 2013). En début d'été, les températures de surface sur le continent étant plus élevées que celles enregistrées sur l'océan, un fort gradient thermique s'établit dans la couche limite atmosphérique entre le Golfe de Guinée et les régions désertiques au Nord de l'Afrique de l'Ouest. Le réchauffement de l'air à la surface du sol dans cette région entraîne son ascendance et crée une zone de basse pression qui favorise une circulation atmosphérique de la mer vers la terre sous forme de brise de mer à l'échelle continentale.

---

L'air humide est transporté au-dessus du continent et cette humidité est alors transformée en précipitations par d'importants mouvements verticaux dans les systèmes convectifs. Les vents violents associés à ce phénomène permettent l'arrachage de matière lithogène et la convection permet de distribuer les aérosols dans la colonne d'air. Chiapello *et al.* (1995) montrent que cette période de circulation intensive du flux de mousson est associée à des minima de dépôts sur le proche Atlantique (îles du Cap vert) et des maxima de dépôts dans la région de l'Atlantique tropical Ouest (îles de la Barbade). Bien que la profondeur optique mensuelle des aérosols (AOD pour *Aerosol Optical Depth* en anglais) soit maximale en juillet, les plus fortes valeurs de concentration en surface des poussières sont enregistrées en hiver et au printemps boréal en Afrique de l'Ouest et sur l'Atlantique Tropical-est. Les dépôts les plus importants en Afrique de l'Ouest se produisent entre décembre et avril (Chiapello *et al.*, 1995; Léon *et al.*, 2009; Marticorena *et al.*, 2010). Les événements de poussières en hiver et au printemps résultent des conditions météorologiques différentes principalement régies par le flux d'harmattan (alizés nord-est sur le continent Ouest-africain). Ce flux est présent toute l'année en Afrique du Nord et est particulièrement intense en hiver en liaison à la circulation anticyclonique sur la Libye. Le flux d'harmattan est à l'origine du transport généralement dominé par un régime de vent de secteur nord-est dans les basses couches de la troposphère.

Au cours de leur transport dans l'atmosphère, les aérosols peuvent subir des transformations chimiques qui affectent probablement la solubilité des éléments qu'ils contiennent. À titre d'exemple, le fer dans l'atmosphère peut être sous différentes formes chimiques qui conditionnent sa solubilité dans l'eau (Baker *et al.*, 2006). La fraction de fer soluble contenue dans les aérosols dépend de nombreux processus. Parmi les mécanismes pouvant jouer un rôle sur ces concentrations, des études menées en laboratoire ont montré que les processus de photo réduction, favorables à l'augmentation de la fraction de fer soluble, pouvaient être encouragés par des substances organiques (Pehkonen *et al.*, 1993), certains processus dans les nuages (Desboeufs *et al.*, 2001) ou par des attaques acides de composés d'origine anthropique (Boyle *et al.*, 2005).

Le dépôt humide (perte des aérosols à travers la pluie) des poussières désertiques est beaucoup plus important que le dépôt sec (dépôt direct des aérosols à la surface) dans la région de convection profonde associée à la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) (Helmerts et Schrems, 1995). En dehors de cette région de forte pluviométrie, le dépôt sec est dominant avec une fraction variant entre 73% et 97% sur les flux de dépôts (Sarhou *et al.*, 2003).

Des études montrent que les émissions de poussières en Afrique ont largement augmenté au début des années 1980 coïncidant avec la période sèche en Afrique de l'Ouest (Chiapello *et al.*, 2005). Aux changements de circulation observés sur la région du Sahara (Goudie et Middleton, 2001), s'ajoute l'évolution des pratiques agricoles qui modifient la composition des aérosols (Mulitza *et al.*, 2010). Par ailleurs, Solmon *et al.* (2009) ont montré que l'activité humaine contribue significativement à la solubilité de la fraction de fer dans les aérosols. Ces fractions d'aérosols influencent fortement la production primaire (Martin, 1992). Cet impact du fer sur la production marine est lié à la quantité d'aérosols déposés à la surface Océanique, qui est elle même dépendant de la distribution verticale des poussières désertiques (Schepanski *et al.*, 2009b).

### 0.2 Les Objectifs Scientifiques

L'objectif générale de cette thèse consiste à caractériser la distribution spatio-temporelle des aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest et leur transport dans la région Est du bassin de l'Atlantique Tropical, notamment dans la région d'upwelling Ouest-africain, et d'identifier et de comprendre le rôle des différents mécanismes qui contrôlent leur distribution saisonnière verticale dans les basses et moyennes couches de la troposphère.

Pour répondre à cet objectif, nous nous sommes attachés à trouver des réponses aux questions suivantes :

- **Quelle est la variabilité de la distribution verticale des aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest en lien avec la circulation atmosphérique ?**
- **Quels sont les processus gouvernant la saisonnalité de la distribution verticale des concentrations de poussières au niveau de la zone de transition continent-océan ?**

### 0.3 Approche méthodologique

Pour atteindre ces objectifs, nous avons scindé le travail en 5 parties conformément aux indications sur le plan du document.

- Dans le **chapitre 1**, nous avons fait une revue bibliographique générale sur le climat Ouest-africain. Dans cette section, notre attention a particulièrement été portée sur les phénomènes les plus impliqués dans le soulèvement, le transport et le dépôt des poussières. En d'autres termes, le cycle de vie des poussières dans l'atmosphère.

- 
- Dans le **chapitre 2**, un rapport sur l'état de l'art de l'étude du cycle saisonnier des particules minérales met en exergue les limites des observations passives (Schepanski *et al.*, 2007) et énonce le travail, qui doit être mis en oeuvre pour limiter les incertitudes dans l'expertise scientifique sur ce domaine, et pour cela nous avons d'abord fait une description détaillée des données utilisées, dans ce travail de thèse, dans le **chapitre 3**,
  - Dans le **chapitre 3**, nous présentons l'étude faite sur le cycle saisonnier des particules terrigènes en Afrique en profitant de l'avantage fourni par la complémentarité de l'information satellitaire pour une meilleure prise en charge de la couverture spatiale et temporelle,
  - le **chapitre 4** est consacré à l'étude des différents mécanismes qui dirigent la redistribution des aérosols dans la troposphère. Dans ce chapitre, nous avons fait appel à un outil de modélisation : le modèle de circulation générale du Laboratoire de Météorologie Dynamique (**LMD**),
  - L'exploration de la petite échelle, dans le **chapitre 5** par des moyens de télédétection, basée sur le signal rétrodiffusé mesuré par des LIDARs, a permis de mieux investiguer le cycle saisonnier diurne sur le littoral Ouest-africain et au-dessus de l'Océan.
  - Pour conclure à la fois sur l'organisation de ce document et sur l'étude de la saisonnalité des aérosols désertiques, un chapitre (**chapitre 6**) est dédié aux conclusions et perspectives. Ces dernières permettent de nourrir le débat sur ce sujet en stimulant notre curiosité scientifique sur le devenir des aérosols minéraux sur la colonne d'eau et sur l'étude de la chimie des aérosols.



---

# Chapitre 1

---

---

## *Dynamique de l'atmosphère en Afrique de l'Ouest*

---

### Sommaire

---

<b>1.1</b>	<b>La Saison sèche . . . . .</b>	<b>30</b>
1.1.1	Le flux d'harmattan . . . . .	30
1.1.2	Les Jets de basses couches (LLJs) . . . . .	31
<b>1.2</b>	<b>La Saison humide . . . . .</b>	<b>31</b>
1.2.1	Le flux de mousson . . . . .	32
1.2.2	Le Jet Ouest Africain (JOA) . . . . .	32
1.2.3	La Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT) . . . . .	33
1.2.4	Le Front Inter-Tropical (FIT) . . . . .	33
1.2.5	La dépression thermique Saharienne (Heat Low) . . . . .	34
1.2.6	Le Jet Est Africain (JEA) . . . . .	36
1.2.7	Les Ondes d'Est Africains (OEA) . . . . .	37

---

## Introduction

La circulation générale de l'atmosphère a pour moteur le déséquilibre du bilan énergétique annuel du rayonnement solaire entre les tropiques et les zones voisines des pôles. Les masses d'air constituent les vecteurs de transfert d'énergie. Dans les tropiques, ces transferts s'organisent notamment autour de zones d'ascendance (basses pressions) vers l'équateur et des zones de subsidence (hautes pressions) vers 30° de latitude de part et d'autre de l'équateur. Ce gradient méridien thermique est responsable d'une structure convective à grande échelle connue sous le nom de la circulation de Hadley ou cellule de Hadley. Cette circulation est aussi régie par des régimes de vents qui sont fonction de la saison. La saisonnalité est particulièrement marquée dans la région Ouest-africaine et est déterminée par les grandes et apparentes saisons (saison sèche et saison humide), qui sont elles même composées chacune de deux sous-saisons.

### 1.1 La Saison sèche

Comme son nom l'indique, cette saison est marquée par de très faible voire même une absence totale de précipitations et s'étend du début du mois de novembre à la fin du mois d'avril en Afrique de l'Ouest (Knippertz et Fink, 2008). Cette définition de la période de la saison sèche est variable au sein de la région Ouest-africaine et est d'autant plus longue lorsqu'on progresse des basses aux moyennes latitudes avec parfois un décalage pouvant aller jusqu'à un mois ou même plus. Sur le sahel cette saison couvre la période d'hiver (DJF pour décembre, janvier et février) et du printemps (MAM pour mars, avril et mai) (Léon *et al.*, 2009).

En hiver, le fort gradient de pression méridien entre l'anticyclone de Libye et la zone de basses pressions équatoriale donne naissance aux vents dans les basses couches observés au niveau du continent Nord Africain. Ces vents sont déviés par la force de Coriolis qui les oriente vers l'Océan Atlantique. Cette circulation régie par un déséquilibre de pression est appelée harmattan (Hastenrath, 1988) ou mousson d'hiver (Beucher, 2010) ; elle persiste mais devient moins intense au printemps.

#### 1.1.1 Le flux d'harmattan

L'harmattan est un vent de secteur nord-est, chaud et sec en provenance du Sahara, présent toute l'année sur l'Afrique du Nord. Il est particulièrement intense en hiver avec une vitesse moyenne mensuelle de déplacement comprise entre 5 et 8 m.s<sup>-1</sup>. Il est associé à une circulation anticyclonique sur la Lybie. Son épaisseur peut s'étendre jusqu'à 5 km. Cette circulation plutôt hivernale très turbulente et marquée par des vitesses pouvant

---

fréquemment dépasser la vitesse seuil d'arachage des particules terrigènes à échelle locale entraîne d'énormes soulèvement de particules minérales en Afrique du Nord (Kocha, 2011). Elle est également marquée par la formation de jets de basses couches (*LLJs pour Low Level Jets* en anglais) durant la nuit.

### 1.1.2 Les Jets de basses couches (LLJs)

Durant la nuit, par insuffisance d'énergie solaire, la surface se refroidit très vite, la turbulence atmosphérique diminue et cela crée une inversion de température entre la surface et 500 m d'altitude (Heese et Wiegner, 2008). Cette inversion nocturne sépare la surface des masses d'air situées au-dessus de la couche d'inversion. L'absence de forces de frottement résultant de ce découplage entre la surface et les couches supérieures entraîne un déséquilibre entre le gradient de pression et la force de Coriolis et donne naissance aux jets de basses couches (LLJs) (Blackadar, 1957). Situés entre 500 et 900 m d'altitude (Heese et Wiegner, 2008), ces jets se forment la nuit et disparaissent le jour occasionnant de fort soulèvement de poussières entre 6 et 9h (Schepanski *et al.*, 2009a; Rajot *et al.*, 2012). L'intensité de ces vents dans le jet est typiquement de l'ordre de  $15 \text{ m.s}^{-1}$  tout le long de l'année avec une fréquence d'occurrence beaucoup plus importante en hiver et au printemps qu'en été boréal. Les estimations faites sur ce sujet montrent que 50% des nuits hivernales connaissent la formation de LLJs contre 30% en été (Bou Karam, 2008), leur fréquence d'occurrence et leur intensité sont accentuées par certaines configurations orographiques qui influencent le flux d'harmattan. Durant cette saison de mousson d'hiver, ces vents nord-est apportent, en Afrique de l'Ouest, des masses d'air chauds, secs et très concentrés en poussières en provenance d'une part du Sahara et d'autre part du Sahel avec une contribution majoritaire de ce dernier au printemps boréal (Marticorena *et al.*, 2010).

## 1.2 La Saison humide

La saison humide ou encore saison des pluies se caractérise par l'occurrence d'événements de précipitations en Afrique de l'Ouest. C'est une période durant laquelle l'ensoleillement s'atténue en raison de la couverture nuageuse. Cette saisonnalité en Afrique de l'Ouest s'explique par le fait que la surface continentale est très sensible au moindre changement thermique par rapport à la surface océanique. Cette saison est aussi composée de deux sous-saisons, l'été (JJA pour juin, juillet et août) et l'automne (SON pour septembre, octobre et novembre) (Léon *et al.*, 2009). Durant cette saison, la météorologie devient plus intense avec l'apparition de systèmes convectifs à échelle locale et/ou méso-échelle, qui entraînent un soulèvement de grosses particules de poussières qui seront

transportées jusque dans la troposphère (Adams *et al.*, 2012). Étant un facteur clé dans la saisonnalité, la dynamique conditionne l'advection des poussières vers l'Ouest. Au coeur de cette dynamique, se trouve le flux de mousson mise en évidence par un changement notoire des vents de basses couches qui changent de direction en été pour devenir des vents sud-ouest déplaçant des masses d'air frais et humides sur le continent ; c'est le flux de mousson (Beucher, 2010).

### **1.2.1 Le flux de mousson**

La mousson est par définition un vent de basse troposphère originaire de l'hémisphère Sud sur les océans et qui s'intègre dans la circulation de l'hémisphère Nord. La mousson est gouvernée par le fort gradient méridien de température qui s'établit en été entre l'océan au sud et le sahara très chaud à cette saison (Plumb et Hou, 1992). Le vent moyen mensuel de la mousson est supérieure à  $3 \text{ m.s}^{-1}$  (Ramage, 1971) et sa moyenne journalière est comprise entre un minimum de  $3.7 \text{ m.s}^{-1}$  et un maximum de  $5.4 \text{ m.s}^{-1}$  (Pu et Cook, 2010). Le flux de mousson est associé à un jet d'ouest animé d'une vitesse moyenne plus intense que celle qui assure l'advection du flux de mousson. L'existence de ce jet a été identifié par les soins de Pu et Cook (2010) entre la région Est de l'Atlantique Tropical et la région Ouest continentale au niveau des pays du Golf de Guinée.

### **1.2.2 Le Jet Ouest Africain (JOA)**

Le Jet Ouest Africain connu sous le nom de WAWJ (*pour West African westerly Jet*, en anglais) est un jet de basses couches situé entre les latitudes  $8^{\circ}\text{N}$  et  $11^{\circ}\text{N}$  au-dessus de l'Atlantique Tropical-Est et à l'Ouest des côtes Ouest-africaines (Pu et Cook, 2010). Ce jet se distingue clairement du flux de mousson Ouest-africaine de par sa structure et sa dynamique. Comme le flux de mousson, le JOA joue un rôle très important dans le transport du flux d'humidité de l'Océan Atlantique vers l'Ouest du Sahel en été boréal. Il prend naissance début juin et a une durée de vie moyenne d'à peu près 5 mois (jusqu'à octobre). Ces vitesses moyennes maximales comprises entre  $5 \text{ m.s}^{-1}$  et  $6 \text{ m.s}^{-1}$  (Pu et Cook, 2010) sont enregistrées à son état de maturité qui correspond à fin du mois de juillet. Il s'étend de la surface à une altitude maximale de 3 km ( $\simeq 700 \text{ hPa}$ ) avec un maximum d'intensité vers 1 km en altitude ( $\simeq 925 \text{ hPa}$ ). La figure 1.1 met en évidence les caractéristiques spécifiques du JOA par rapport à la mousson ouest africaine. Au-dessus de l'Océan Atlantique, le JOA se situe au sein même de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT) où des phénomènes de convection profonde se produisent.

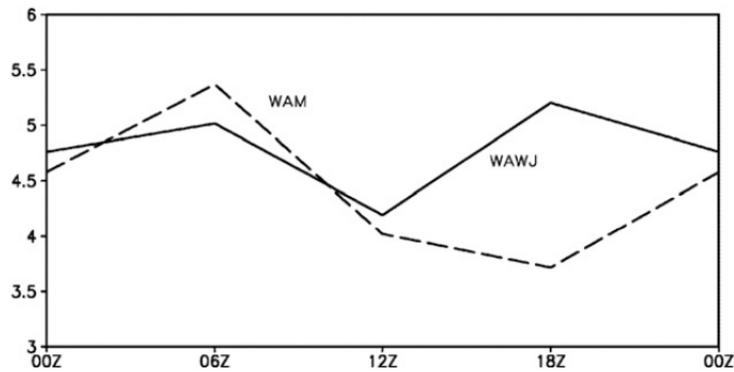


FIGURE 1.1. – Vitesse moyenne zonale ( $\text{m.s}^{-1}$ ) par 6 heures en Temps Universel du JOA (en ligne continue) et de la mousson Ouest-africaine (en tiret) faites à partir de réanalyses ERA-40 (Pu et Cook (2010))

### 1.2.3 La Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT)

La Zone de Convergence Inter-Tropicale correspond à l'équateur météorologique (EM). Elle est également appelé équateur thermique. Elle est caractérisée par un maximum de température potentielle à 850 hPa et joue un rôle énergétique majeur car la convection profonde qui lui est associée redistribue d'importantes quantités de chaleur. Cette zone de convection humide est caractérisée par des valeurs d'OLR (*l'Outgoing Longwave Radiation*) inférieures à  $240 \text{ W.m}^{-2}$  (Beucher, 2010). On peut également caractériser cette zone de convection sur l'Afrique de l'Ouest par des isolignes d'humidité spécifique égales à  $10 \text{ g.kg}^{-1}$ . En effet, les nuages associés à cette convection montent très haut, et le rayonnement infra-rouge émis à leur sommet est bien moindre qu'en l'absence de ces nuages. La ZCIT est aussi une zone abondante en précipitations. Elle est située au Sud de  $20^\circ\text{N}$  quelque soit la saison mais certaines migrations méridiennes saisonnières et profondes peuvent frôler la latitude de  $20^\circ\text{N}$  en été boréal (Ruddiman, 2001). À côté de cette zone de convection profonde et humide, on note l'existence d'une zone de convection peu profonde qui se situe au Nord de la ZCIT. Cette zone de convection sèche et peu profonde correspond au Front Inter-Tropical.

### 1.2.4 Le Front Inter-Tropical (FIT)

Le Front Inter-tropical ou encore *inter-tropical discontinuity* (ITD en anglais) est défini comme la zone de convergence du flux d'harmattan et du flux de mousson (une convergence de deux masses d'air de propriétés thermiques différentes). La position latitudinale du FIT varie saisonnièrement et est comprise entre les latitudes  $0^\circ$  et  $10^\circ\text{N}$  en hiver et entre  $10^\circ$  et  $20^\circ\text{N}$  en été, période pour laquelle son extension nord est maximale (Ruddiman, 2001)(figure 1.2).

En plus de cette variation saisonnière, il affiche des variations journalières de l'ordre de 200

km (Sultan *et al.*, 2007). C'est aussi une zone qui présente un fort cisaillement horizontal et vertical entre les flux de mousson et d'harmattan (Bou Karam *et al.*, 2008). Il peut être caractérisé à partir d'une température du point de rosé de 15°C (Lafore *et al.*, 2007) ou 14°C (Cuesta *et al.*, 2009).

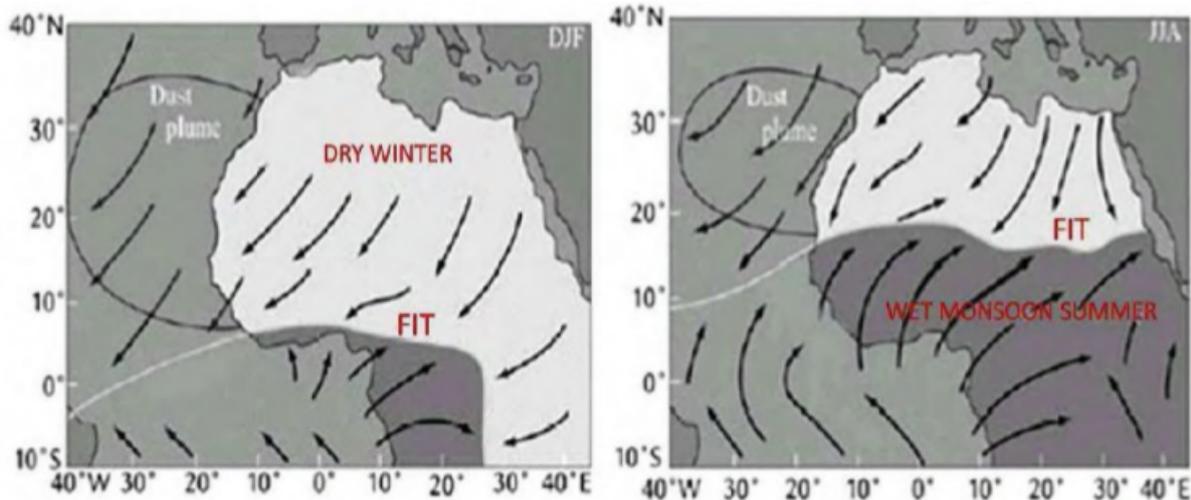


FIGURE 1.2. – Variations méridiennes saisonnières de la position du FIT entre l'hiver (DJF pour décembre, janvier et février) et l'été (JJA pour juin, juillet et août) et du transport transatlantique des panaches de poussières en lien avec la position du FIT (Ruddiman (2001), modifiée par (Stuut *et al.*, 2005))

Au Nord du FIT, une zone de convection sèche intense se développe en réponse à un chauffage radiatif de la surface continentale ; c'est la dépression thermique saharienne.

### 1.2.5 La dépression thermique Saharienne (Heat Low)

La zone de dépression thermique est définie comme une région de hautes températures et de basses pressions. Elle est également un élément clé de la circulation atmosphérique Ouest-africaine. Elle est cyclonique à la surface, ce qui entraîne la mobilisation des particules de poussières minérales, et anticyclonique en altitude et son extension verticale est entre 5 km à 6 km. En janvier, elle est localisée au-dessus de la République Centre Africaine (8°N, 20°E) au Sud-ouest des montagnes du Darfour (Soudan) et des montagnes Dar Challa de la Centre Afrique (9°N, 20°E). En été, entre juillet et août, elle se déplace entre l'Atlas et le Hoggar (Lavaysse *et al.*, 2009) (figure 1.3).

Les trois dernières caractéristiques (ZCIT, FIT et le Heat Low) de la circulation en Afrique de l'Ouest sont inter-connectées entre elles comme le montre le schéma conceptuel de la figure 1.4, établi par (Bou Karam, 2008).

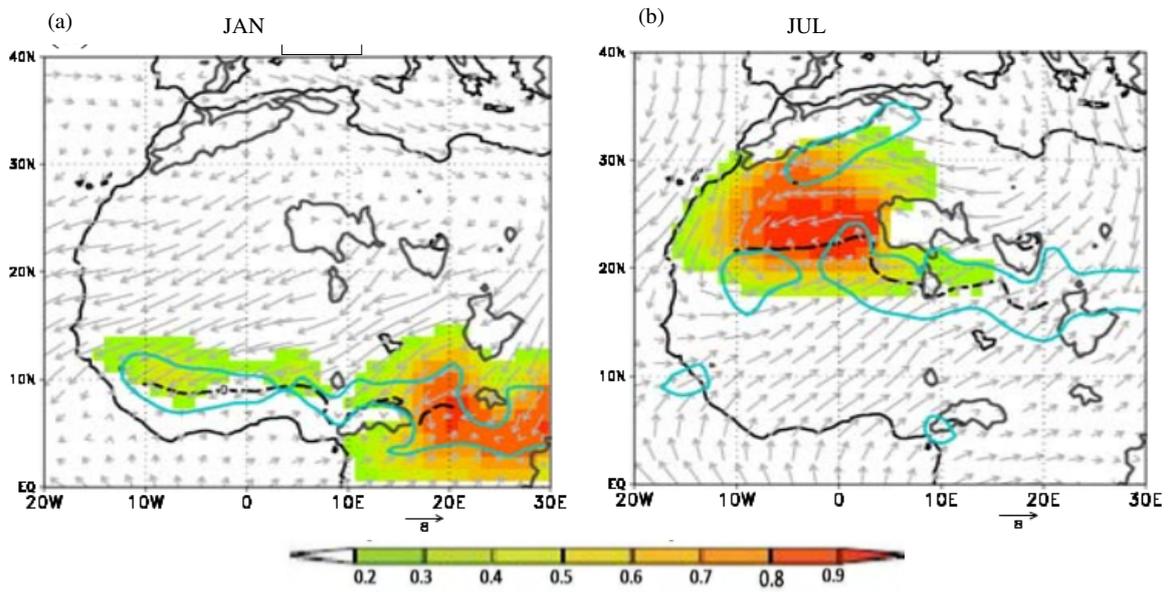


FIGURE 1.3. – Fréquence d'occurrence de la dépression thermique (en couleur), vents moyens ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) à 925 hPa (vecteurs) valeur  $8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  de la convergence horizontale (contour bleu), FIT (ligne noire pointillée, correspondant à la position minimum du géopotential à 925 hPa entre  $0^\circ$  et  $28^\circ\text{N}$ ) et reliefs supérieurs à 925 hPa (contour gris) pour les mois de janvier (a) et de juillet (b) (d'après Lavaysse *et al.* (2009))

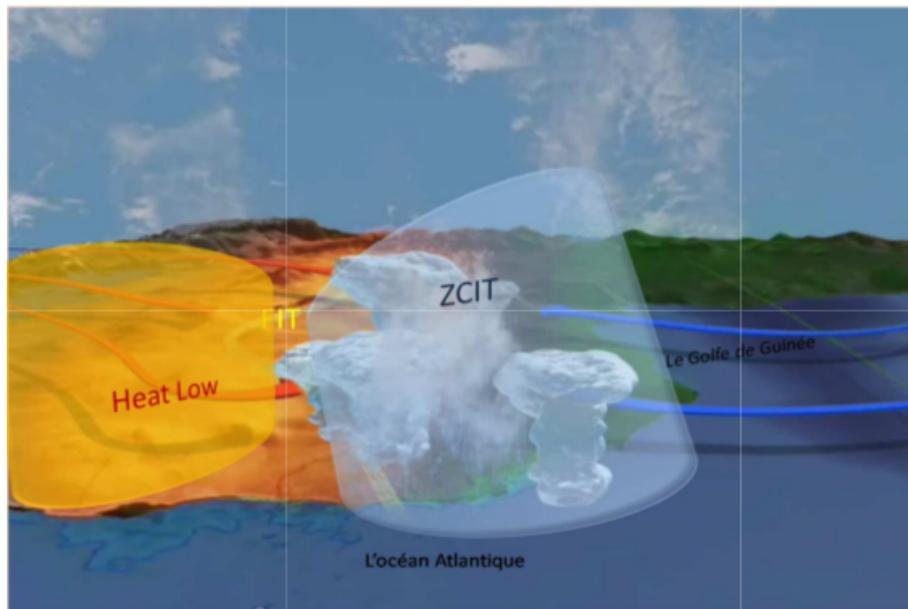


FIGURE 1.4. – Schéma des zones de convection sèche et humide en Afrique de l'Ouest durant la saison de mousson (d'après Bou Karam (2008))

### 1.2.6 Le Jet Est Africain (JEA)

C'est un vent thermique d'est essentiellement lié au gradient méridien de température entre le Golfe de Guinée et le Sahara (Burpee, 1972; Thorncroft et Blackburn, 1999) et d'humidité (Cook, 1999). Le Jet Est Africain est situé dans la moyenne troposphère entre 600 et 700 *hPa*, il s'étend de la mer rouge (50°E) jusqu'à l'Atlantique Est (40°W), soit près de 10 000 km de long. Il s'observe pendant toute la période de la mousson d'été boréal, de la fin avril à la fin octobre, sur la région saharienne. Le jet atteint les 11  $\text{m.s}^{-1}$  en Afrique de l'Ouest entre 0° et 40°W. En hiver, il s'établit le long de la côte Africaine (vers 5°N) avec des vitesses plus faibles en janvier (5  $\text{m.s}^{-1}$ ) qu'en juillet où il migre vers le Nord. Ce jet advecte sur l'océan atlantique tropical la couche supérieure de la couche d'Air Saharienne (*SAL pour Saharian Air Layer* en anglais). Ce transport de la partie haute de la SAL est controversé. D'autres auteurs soutiennent que c'est la partie basse de la SAL qui est plutôt transportée par le JEA (Karyampudi *et al.*, 1999). Il est clair que la SAL située dans cette région Ouest-africaine en été n'est pas totalement transportée par le JEA et que seule une partie de la SAL est concernée par cette advection Est-Ouest.

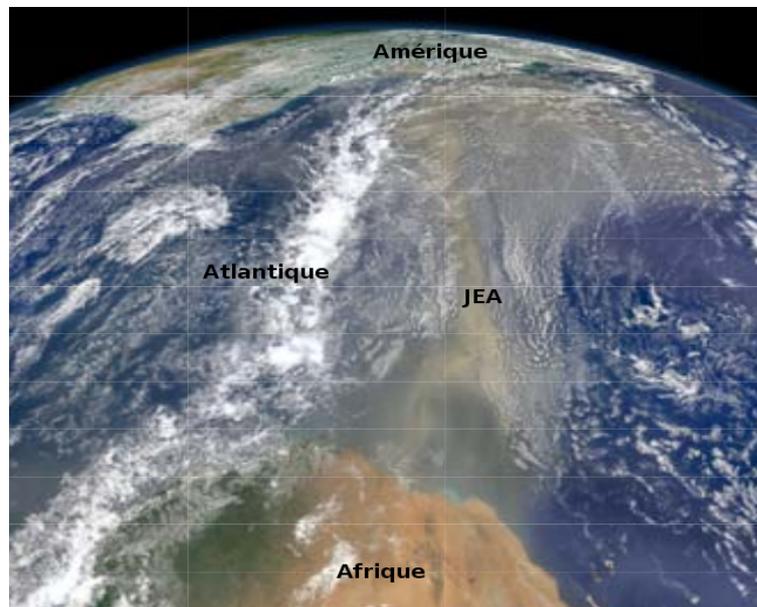


FIGURE 1.5. – Image acquise depuis la station spatiale internationale au-dessus de l'Afrique de l'Ouest ; elle montre le transport des poussières vers les Amériques par le JEA. © NASA, Norman Kuring, Aqua-MODIS

La circulation générale en Afrique de l'Ouest avec ces caractéristiques principales est représentée en résumé sur la figure 1.6 qui est un schéma conceptuel en trois dimensions

(3D). Sur cette figure, on retrouve tous les phénomènes physiques qui ont été définis dans cette partie. Ces différents facteurs interviennent dans les différentes phases du cycle de vie des aérosols.

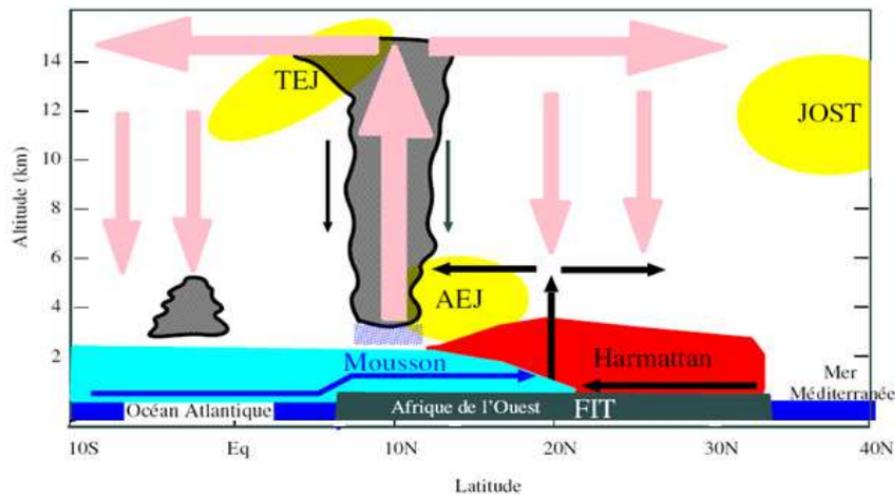


FIGURE 1.6. – Schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des éléments clés de la mousson africaine, pendant l'été boréal, qui influencent fortement le transport des poussières dans les moyenne et haute troposphère. La circulation méridienne-verticale et les vents zonaux dominent cette dynamique (Peyrille, 2006). On a identifié les différents courants jet : TEJ (jet est tropical), JOST (jet ouest sub-tropical), AEJ (jet est africain), FIT (front-intertropical).

### 1.2.7 Les Ondes d'Est Africains (OEA)

Les fortes fluctuations de l'AEJ en été boréal d'origine convective donnent naissance à des ondes (Thorncroft, 2008). Ces ondes sont initiées à l'Ouest de 20°E au nord et au sud de l'AEJ et se propagent d'Est en Ouest (Jones *et al.*, 2003). On les appelle des Ondes d'Est Africains. L'influence radiative directe de la SAL sur les ondes d'Est africains reste à être documentée. Des études montrent que l'impact direct sur le bilan radiatif des panaches de poussières fins renforce les ondes d'Est (Jury et Santiago, 2010), alors que d'autres soutiennent que c'est les panaches épais des aérosols désertiques qui contribuent au renforcement des ondes d'Est africains (Ma *et al.*, 2012). Des auteurs défendent également la thèse que le renforcement des ondes d'Est Africains ne dépend pas de l'épaisseur des panaches d'aérosols mais plutôt de leur position par rapport aux ondes d'Est (Hosseinpour et Wilcox, 2014).

Quant aux ondes d'Est africains, elles contribuent très largement au soulèvement événementiel des panaches de poussières sahariennes (Knippertz et Todd, 2010). La partie convective de ces ondes contribue majoritairement à l'intensification des systèmes convectifs autour du thalweg de l'onde (Kiladis *et al.*, 2006). Ces systèmes convectifs de

méso-échelle qui se déplacent également d'est en ouest et se propagent à la vitesse de l'AEJ vont à leur tour aspirer les aérosols vers la moyenne atmosphère (voir le chapitre 2 pour plus de détails).

---

# Chapitre 2

---

---

## *Généralité sur les aérosols*

---

### Sommaire

---

<b>2.1</b>	<b>Définition . . . . .</b>	<b>40</b>
<b>2.2</b>	<b>Sources des aérosols minéraux . . . . .</b>	<b>41</b>
<b>2.3</b>	<b>Processus Physiques affectant la distribution des aérosols désertiques . . . . .</b>	<b>45</b>
<b>2.4</b>	<b>Processus chimiques affectant les aérosols . . . . .</b>	<b>47</b>
<b>2.5</b>	<b>Distribution des aérosols désertiques . . . . .</b>	<b>48</b>
2.5.1	Distribution horizontale . . . . .	48
2.5.2	Distribution Verticale . . . . .	48
<b>2.6</b>	<b>Impacts des aérosols minéraux . . . . .</b>	<b>53</b>
2.6.1	Impact sur le Climat . . . . .	53
2.6.2	Impact sur la Santé . . . . .	53
2.6.3	Rôle sur les écosystèmes marins . . . . .	55

---

## 2.1 Définition

Un aérosol correspond à une suspension dans un milieu gazeux (l'air ou tout autre gaz) d'une très petite, voire infime, quantité d'un corps appelé particule. Le mode d'emploi de ce vocable dans le langage scientifique est par conséquent légèrement abusif dans la mesure où le contenant n'est pas par essence l'atmosphère. Ce mot devrait donc systématiquement être complété en toute rigueur comme suit : aérosol atmosphérique ou particule en suspension dans l'atmosphère (Aymoz, 2010). Cependant, dans la communauté scientifique, le manque de précision sur le qualificatif n'induit aucune confusion, et la légèreté dans le langage et les textes gagne bien plus que la rigueur ne perd.

D'après la référence internationale en matière d'étude du climat (Bilan, 2007), un aérosol est défini comme un ensemble de particules solides ou liquides en suspension dans l'air, dont la taille varie généralement de  $0,01 \mu m$  à  $10 \mu m$  (millionième de mètre) et qui séjournent dans l'atmosphère plusieurs heures au moins. Dans la définition de l'aérosol selon le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC), une exception devrait être faite pour les hydrométéores (gouttes d'eau ou cristaux de glace qui constituent les nuages).

Ces particules en suspension dans l'atmosphère peuvent être classées en fonction de leur taille en trois catégories par ordre de taille croissante (Junge, 1958; Whitby, 1977; Ramade, 2011) :

- les particules d'Aitken dont le rayon est compris entre  $0,001 \mu m < r < 0,1 \mu m$ .
- les particules fines ou mode d'accumulation qui ont un rayon compris entre  $0,1 \mu m < r < 1 \mu m$ .
- les grosses particules ou mode grossier dont le rayon varie entre  $1 \mu m < r < 100 \mu m$ . À proximité des zones sources le rayon des particules peut s'étendre jusqu'à  $150 \mu m$  (Ryder *et al.*, 2013).

Minérales ou organiques, grosses ou fines, ces particules constituent un ensemble très hétérogène. On peut également distinguer dans l'atmosphère les aérosols stratosphériques, qui sont des particules de petites dimensions localisés entre 12 et 30 km d'altitude, et les aérosols troposphériques, qui sont des particules de courte durée de vie, concentrés surtout dans la partie basse de la troposphère. Leur concentration et leur composition physico-chimique présentent une grande variabilité temporelle et spatiale (Engelstaedter *et al.*, 2006). Parmi ces aérosols troposphériques, on note les aérosols atmosphériques provenant des sources anthropiques (suies, poussières industrielles, feux de biomasse, aérosols organiques) des aérosols issus de sources naturelles (sels marins, cendres volcaniques, débris biologiques, poussières désertiques) (figure 2.1).

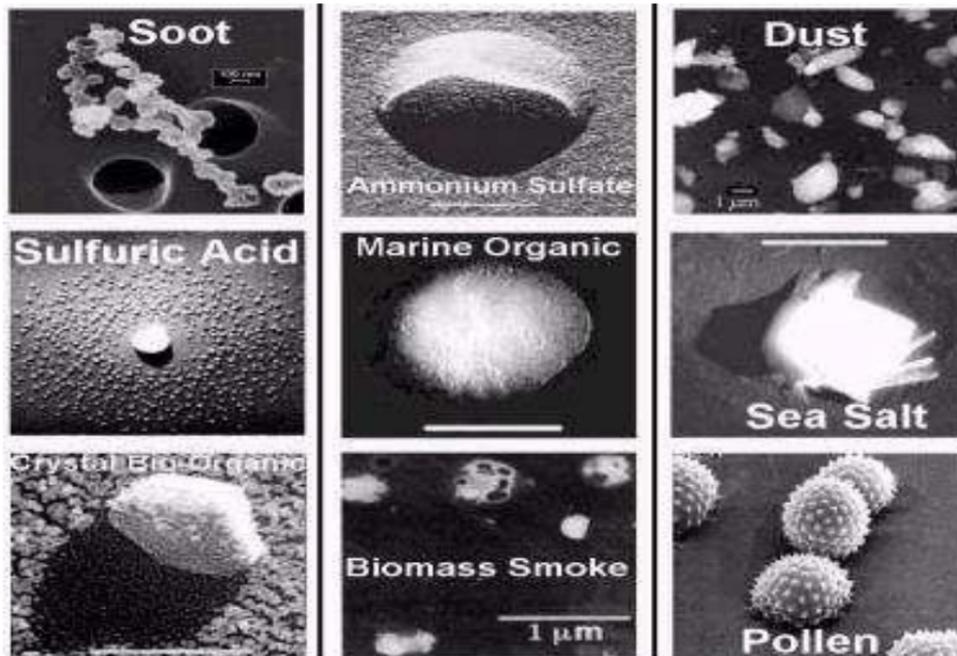


FIGURE 2.1. – Différent types de particules d'aérosols vues au microscope (Yahi (2010))

Les aérosols désertiques soulevés par l'action mécanique du vent sur les surfaces sensibles dans les régions arides et semi-arides. Ces aérosols jouent un rôle très important à l'échelle régionale. Ils forment des couches de forte épaisseur optique qui restent plusieurs jours dans l'atmosphère ( 1 à 6 jours selon Diokhane *et al.* (2016)) et qui ont un fort impact radiatif élevé.

On s'intéressera particulièrement dans cette thèse, aux particules minérales ou poussières désertiques ou encore *dust* en anglais. Ces particules sont essentiellement émises dans la région sahélo-saharienne et leur transport vers l'Ouest s'accompagne d'une décroissance de leur taille entre 100 à 0.01  $\mu m$  (Wagener, 2008).

## 2.2 Sources des aérosols minéraux

L'Afrique du Nord héberge les sources d'émissions de poussières les plus actives au monde. Selon le rapport du GIEC ou IPCC (pour *Intergovernmental Panel on Climate Change* en anglais) en 2000, les émissions globales d'aérosols dans l'atmosphère au niveau des zones arides sont estimées entre 2000 Mt.an<sup>-1</sup> et 3000 Mt.an<sup>-1</sup>. La puissance des vents et le faible taux de précipitations enregistrés dans ces régions arides et semi-arides sont à l'origine des émissions et du transport de quantités considérables de poussières minérales dans l'atmosphère estimées entre 25 et 37 millions de tonnes (ou Mt) (Prospero

et Carlson, 1972). Les observations satellitaires de la répartition des aérosols dans l'atmosphère, ont débuté depuis les années 1970, 20 ans après les premières mesures effectuées au niveau des stations pionnières. Cela a permis d'assurer une couverture spatiale et temporelle qui était impossible jusque là (Husar *et al.*, 1997; Moulin, 1997; Kaufman *et al.*, 2005). L'épaisseur optique des aérosols (AOT pour *Aerosol Optical Thickness* en anglais), qui est généralement obtenue par mesure directe avec les satellites, a permis d'identifier les zones d'émissions de poussières. Des études récentes menées sur cette thématique montrent que les principales sources d'émission sont localisées au sahel et au sud du sahara (Marticorena *et al.*, 2010). Les travaux de Kalu (1979) suivis de ceux de Herrmann *et al.* (1999) identifient la région de Bodélé, située au Nord du Tchad (17°N, 18°E), comme une source d'émission de poussières très active surtout en période d'hivernale (Schepanski *et al.*, 2009a; Ben-Ami *et al.*, 2009). Brooks et Legrand (2000) et Legrand *et al.* (2001) localisent d'autres zones sources de même que Moulin et Chiapello (2004) (figure 2.2). En 2006, Engelstaedter *et al.* (2006) fournissent une carte des sources d'émission de poussière en s'appuyant sur l'indice d'aérosols (AI pour *Aerosols Index* en anglais) de TOMS. En accord avec Brooks et Legrand (2000), quatre zones principales sont identifiées (voir figure 2.3).

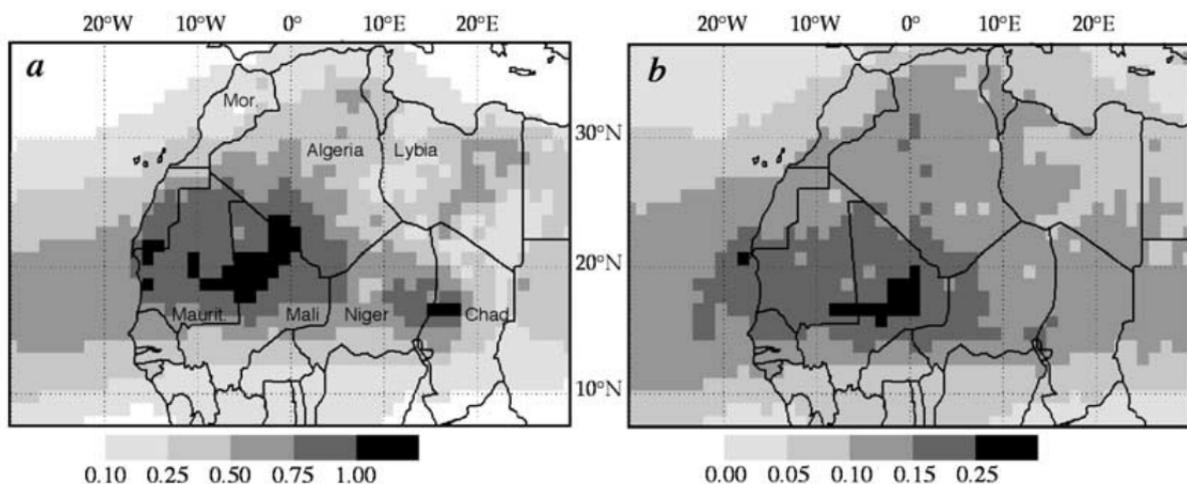


FIGURE 2.2. – a) Carte de l'épaisseur optique moyenne au-dessus de l'Afrique de l'Ouest et de l'Atlantique Tropical. Moyenne calculée en été entre juin et août à partir des mesures journalières du satellite TOMS sur une période de 18 ans combinant des images des capteurs de TOMS/Nimbus-7 de (1979 à 1992) and TOMS/Earth Probe entre 1997 et 2000; b) carte journalière de la déviation standard de la moyenne de l'épaisseur optique en été sur les 18 ans (d'après Moulin et Chiapello (2004))

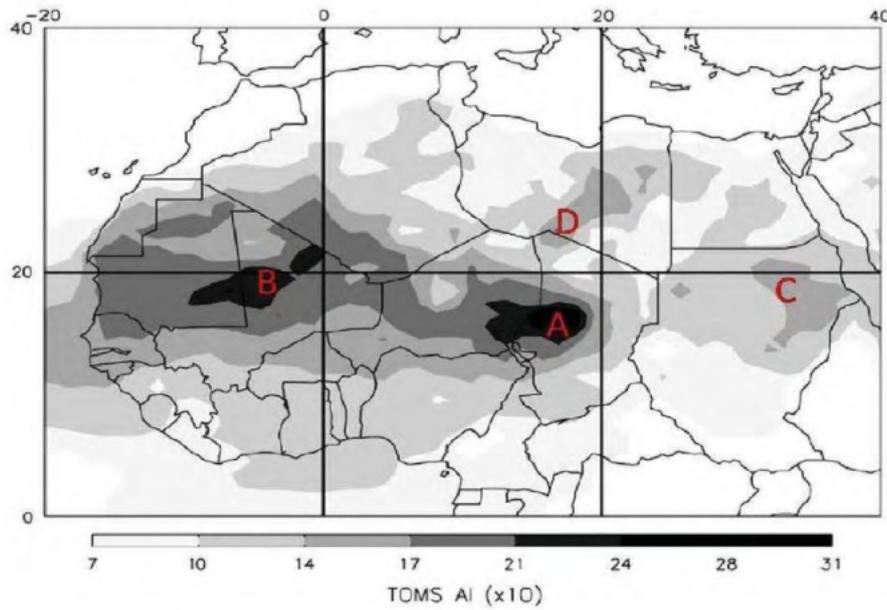


FIGURE 2.3. – Moyenne annuelle sur la période 1980-1992 de l'Aerosol Index (AI) de TAMS (x10) illustrant les principales zones sources de l'Afrique du Nord : (A) Bodélé; (B) Afrique de l'Ouest; (C) désert Nubien et (D) désert Libyen d'après Engelstaedter *et al.* (2006))

Des campagnes ayant pour but l'étude des émissions, du transport et de la distribution des aérosols minéraux principalement organisées en région Ouest-africaine et au-dessus de l'Atlantique tropical ont permis de répertorier l'ensemble des sources d'émission de l'aérosol minéral. Ces zones sources très actives avec une fréquence d'activité supérieure au 97<sup>th</sup> percentile selon Weinzierl *et al.* (2016) sont presque réparties sur tout le Nord de la région Ouest-africaine au-dessus de 15°N. Selon les résultats des campagnes SAMUM-1 (au 18 mai au 7 juin), SAMUM-2 (du 19 janvier au 4 février) et SALTRACE (du juin au 15 juillet), ces sources sont actives toute l'année (voir figure 2.4).

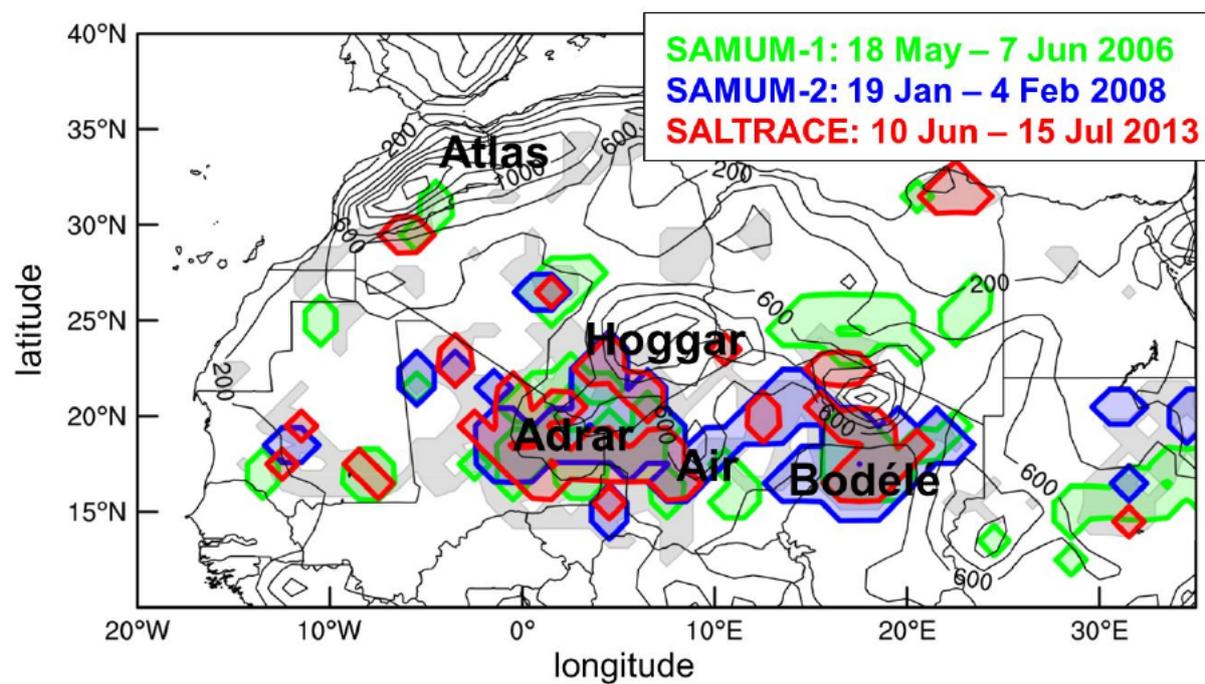


FIGURE 2.4. – Les régions où les sources de poussières sont très actives durant la campagne SALTRACE (sont en contours rouges), durant la campagne SAMUM-1 (en contours verts) et durant la campagne SAMUM-2 (en contours bleu). En gris les autres sources de poussières les moins actives en intensité et en fréquence d'après Weinzierl *et al.* (2016))

---

## 2.3 Processus Physiques affectant la distribution des aérosols désertiques

Les poussières désertiques sont émises et mises en suspension par effet du vent sur les surfaces continentales.

L'épaisseur optique moyenne de ces aérosols est corrélée à 80% aux vents d'Est obtenus à partir des réanalyses NCEP à différents niveaux d'altitudes en fonction de la saison (Kaufman *et al.*, 2005) : 700 hPa de mai à septembre (Carlson et Prospero, 1972) et 800 hPa d'octobre à avril (Chiapello *et al.*, 1995; Cakmur *et al.*, 2001).

Durant leur séjour dans l'atmosphère, les poussières minérales sont assujetties à divers processus physiques et chimiques impactant l'évolution de leurs propriétés. Parmi les processus physiques, la sédimentation qui affecte principalement les grosses particules (Ramade, 2011) joue un rôle incontournable dans la distribution des poussières terrigènes lors de leur transport des zones sources aux lieux de dépôt, qui se trouvent parfois à des milliers de kilomètres (Schuetz, 1989; Bauer *et al.*, 2004). Ce phénomène granuloselectif contraint les super-grosses particules ( $r > 100\mu m$ ) à sédimenter très rapidement à proximité des zones sources (Ramade, 2011; Ryder *et al.*, 2013) ceci engendre des gradients de la distribution granulométrique (Junge, 1979; Schütz, 1980). Glaccum et Prospero (1980) mettent en évidence des changements de la taille des particules constituant le mode fin dont le diamètre diminue de 6 à 2  $\mu m$  entre les îles du Cap-Vert et de la Barbade, situées respectivement à 500 km et à 5000 km des sources. Plus on s'éloigne des zones sources, plus l'écart sur la granulométrie devient important. Cependant, certains auteurs mentionnent la présence de grosses particules de diamètre comprise entre 20 $\mu m$  et 30 $\mu m$  après un transport de très longue distance de 4000 km à travers l'Atlantique tropical (Weinzierl *et al.*, 2016) où des particules de diamètre ( $d > 50\mu m$ ) ont été détectées (Westphal *et al.*, 1987; Betzer *et al.*, 1988). À partir de particules échantillonnées aux îles Canaries (à 350 km des sources) Maring *et al.* (2003) montrent par modélisation que le dépôt gravitationnel tend à surestimer la perte des particules grossières durant leur parcours.

Au delà de ce dépôt sec par sédimentation (figure 2.5) qui affecte essentiellement le mode grossier, il existe également un dépôt sec résultant de la turbulence de couche limite atmosphérique. Les particules sont déposées sur la surface lorsqu'elles rencontrent des obstacles. La turbulence est également responsable du transport verticale. Ce type de dépôt affecte particulièrement le mode fin des particules suspendues dans l'atmosphère (Boucher, 2015).

Le dépôt humide (ou *wet deposition en anglais*) est un autre processus qui n'épargne aucun type de particules dans le nettoyage de l'atmosphère. Ce dépôt humide élimine beaucoup

plus de particules dans l'atmosphère et plus rapidement que le dépôt sec. Les particules en suspension dans l'air peuvent en effet être utilisées comme noyau de condensation lors de la formation des nuages. Lorsque ces nuages deviennent précipitants, les particules piégées dans les gouttelettes d'eau sont supprimées de l'atmosphère. Le lessivage (*scavenging* en anglais) peut soit provenir dans les nuages après nucléation (*rainout* en anglais) soit par impaction lors de la descente précipitante (*washout* en anglais) ce qui correspond au lessivage sous les nuages (Liu *et al.*, 2001; Pilon, 2013).

L'ensemble des mécanismes qui impactent la distribution des poussières, des émissions aux dépôts, est résumé sur la figure 2.6. Cette dernière met également en évidence la possible interaction entre les différents types de particules en suspension dans l'air et amorce la section de la chimie des particules en synthétisant sous forme de schéma conceptuel cette chimie des aérosols conformément à l'étude de Cantrell et Whitby (1978).

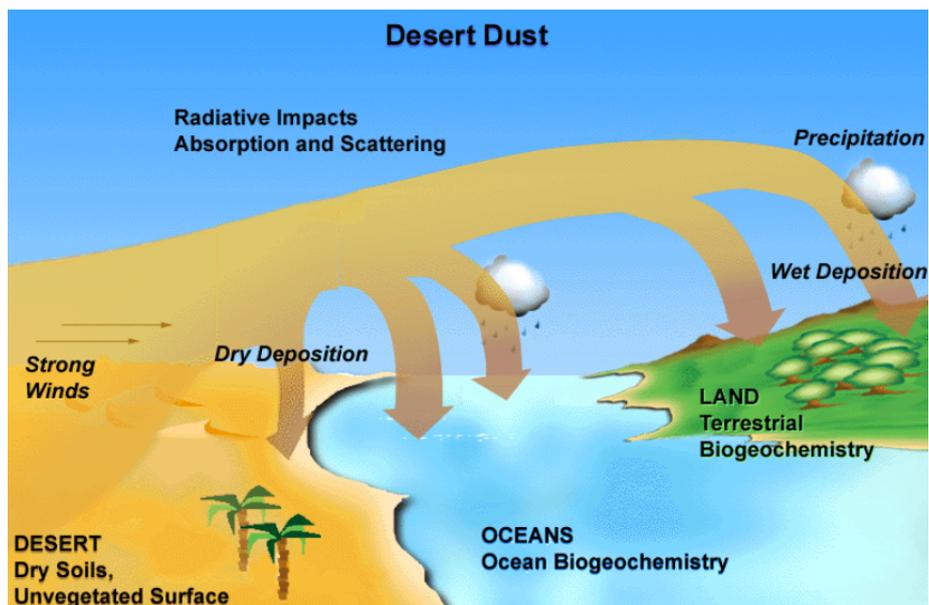


FIGURE 2.5. – Cycle de vie des particules minérales, des émissions aux dépôts en passant par leur transport (Mokhtari (2012))

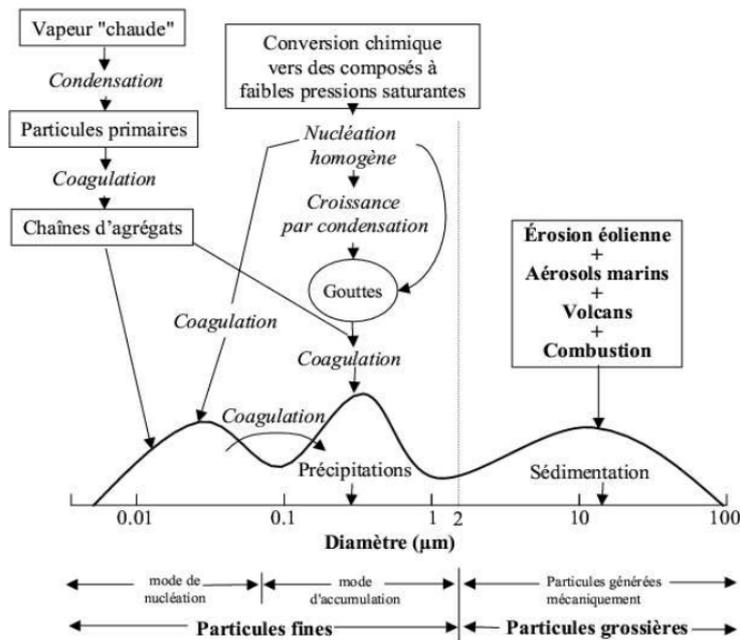


FIGURE 2.6. – Représentation schématique de la distribution granulométrique des aérosols et de leurs mécanismes de formation et de dépôt (Cantrell et Whitby (1978))

## 2.4 Processus chimiques affectant les aérosols

Durant leur transport, les aérosols désertiques participent à la chimie atmosphérique à travers des réactions chimiques. Lorsqu'ils sont mis en contact avec les autres composantes de l'atmosphère, ces réactions peuvent entraîner des modifications de leur composition minéralogique et de la composition de leurs isotopes (Dasch, 1969; Schütz et Seibert, 1987). Skonieczny *et al.* (2011) ont montré que le changement de la composition chimique des aérosols déposés est tributaire de leur origine et des conditions d'arrachage du matériel lithogène. Au-dessus des océans, il est possible que des agglomérats de petites particules de poussières se forment avec les sels marins et influencent non seulement leur composition chimique mais aussi leur taille et donc le flux vertical de dépôt (Andreae *et al.*, 1996). Certains composés minéraux peuvent être dissouts dans les eaux atmosphériques et précipiter de façon continue sous forme de particules au gré des cycles d'évapo-condensation des nuages ou bien réagit en phase liquide avec les autres particules atmosphériques en phase aqueuses (Andreae *et al.*, 1996).

Ces réactions chimiques, qui peuvent survenir lors de l'advection assurée par la SAL, peuvent également contraindre la distribution spatiale.

## 2.5 Distribution des aérosols désertiques

### 2.5.1 Distribution horizontale

Les oscillations saisonnières méridiennes à grande-échelle de la ZCIT sont responsables de la variabilité saisonnière du transport d'aérosols vers l'Océan Atlantique (Moulin, 1997). En effet, le maximum de transport d'aérosols est observé vers  $5^{\circ}$  en hiver et  $20^{\circ}\text{N}$  en été (Jankowiak et Tanré, 1992; Moulin, 1997). Ces maxima d'apports atmosphériques d'aérosols correspondent aux positions extrêmes de la ZCIT et sont à la base de la saisonnalité du transport de poussières de l'Afrique du Nord vers les Amériques. En utilisant des données satellitaires, Prospero et Carlson (1970) ont mis en évidence une forte occurrence d'événements de transport de poussières en été boréal. Cela a récemment été confirmé par Kaufman *et al.* (2005), qui ont observé le transport des poussières à partir des données satellites de MODIS (pour *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* en anglais). La variabilité saisonnière du déplacement et du dépôt des poussières dans l'atlantique est inhérente à la nature de la circulation générale atmosphérique (Lavaysse *et al.*, 2009; Alizadeh-Choobari *et al.*, 2014; Chaboureau *et al.*, 2016). La climatologie du cycle annuel de cette circulation sur la distribution horizontale des poussières en Afrique de l'Ouest est mise en évidence dans les travaux de Engelstaedter *et al.* (2006). Cette climatologie présentée indique que les sources d'émissions de poussières sont plus actives entre le mois d'avril et le mois d'août (figure 2.7).

Ces satellites équipés de capteurs passifs donnent une bonne couverture spatiale planétaire, mais ne renseignent pas sur la structure verticale des couches d'aérosols.

### 2.5.2 Distribution Verticale

Relativement peu de travaux ont été dédiés à la distribution verticale des aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest comparés à l'effort fourni sur leur distribution horizontale. La compréhension de cette distribution verticale est surtout indispensable pour comprendre les processus à l'origine de la saisonnalité des aérosols. Sur les travaux développés dans ce cadre, on peut citer Adams *et al.* (2012) qui ont noté un maximum de transport de poussières dans les basses couches entre la surface et 3 km d'altitude en hiver boréal. Cette couche contenant les aérosols peut s'étendre entre 5 et 7 km d'altitude en été boréal (Carlson et Prospero, 1972; Prospero et Carlson, 1972) en réponse au développement de la couche limite atmosphérique qui peut avoir une extension verticale de plus de 6 km d'altitude en été dans la zone saharienne (Gamo, 1996). Ce développement vertical de la couche d'air saharienne, est différent selon qu'on soit sur le continent ou au-dessus de l'océan. La stratification des couches atmosphériques au-dessus du continent

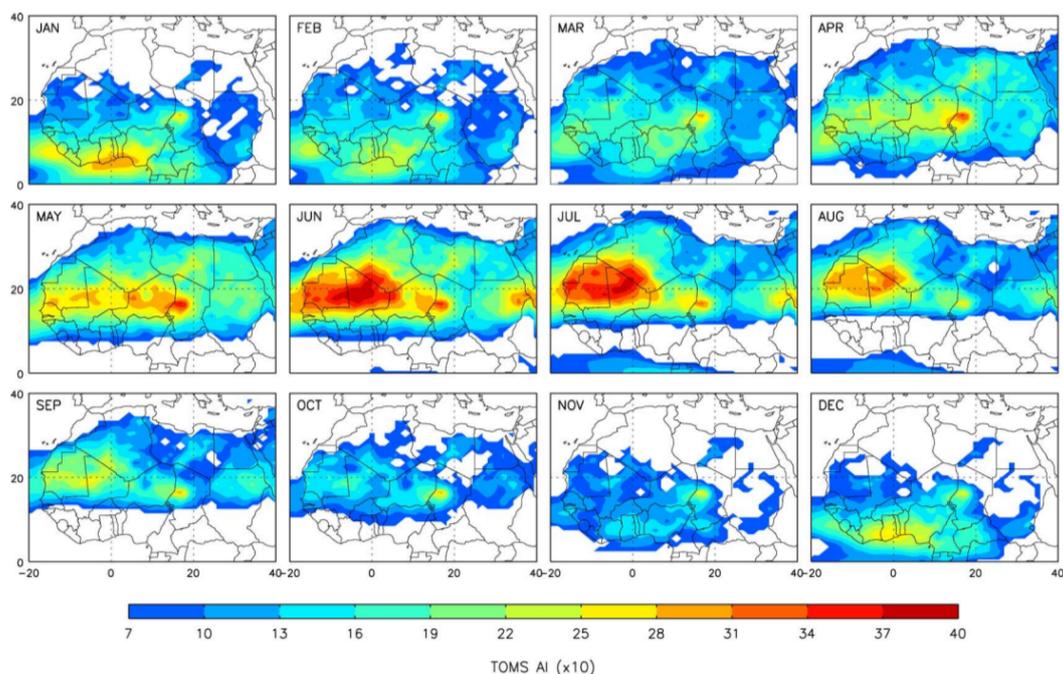


FIGURE 2.7. – Le cycle annuel des émissions d’aérosols désertiques en Afrique du Nord à partir de la moyenne mensuelle de l’AI (pour *Aerosol Index* en anglais) de TOMS ( $\times 10$ ) (pour *Total Ozone Mapping Spectrometer*) sur la période 1980-1992 (d’après Engelstaedter *et al.* (2006))

et de l’océan est expliquée par la dynamique atmosphérique.

- **Influence de la circulation méso-échelle :**

La distribution verticale des poussières dans l’atmosphère est liée à plusieurs phénomènes physiques qui influencent fortement cette dernière.

Parmi ces phénomènes, les plus spectaculaires sont enregistrés en été boréal et impactent clairement le cycle des poussières à grande échelle. Il s’agit des courants de densité qui deviennent très fréquents en été boréal et qui mobilisent de très grandes quantités de poussières dans l’atmosphère. Ils sont associés à l’activité des systèmes convectifs qui sévissent sur la région sahélienne durant la saison de mousson. Ces courants de densité sont créés par l’effondrement de poches d’air froids nées sous les cumulonimbus par réorganisation des pluies convectives. Ces courants descendant froid et humide génèrent des rafales qui entraînent des soulèvements de poussières (Sutton, 1925). Les haboobs sont préférentiellement initiés en fin d’après midi et entrent dans leur phase de maturité durant la nuit (Bou Karam, 2008). Les émissions subissent également un fort cycle diurne en dehors des haboobs. Cuesta *et al.* (2009) ont mis en place un schéma conceptuel des différents mécanismes qui affectent la distribution verticale des aérosols minéraux (figure 2.8). Cette dernière généralise les mécanismes qui dirigent la répartition des poussières dans l’atmosphère

au-dessus du désert saharien. Dans cette région, la couche limite atmosphérique ou SABL (pour *saharan atmospheric boundary layer* en anglais) peut être décomposée en deux couches lorsque le mélange atmosphérique n'est pas bien homogène. Ces deux couches sont : la couche convective ou SCBL (pour *saharan convective boundary layer* en anglais) et la couche résiduelle ou SRL (*saharan residual layer* en anglais) où séjournent les aérosols dans les hautes de la SABL. Le passage de la SABL au-dessus des océans donnent naissance à la SAL. La SABL peut parfois être bien mélangée dans la journée et cela entraîne la disparition de la SRL.

La nuit, un jet nocturne de basse couche se crée à quelques centaines de mètre au-dessus de la surface. Le matin, le réchauffement de la surface continentale entraîne le développement vertical de la couche limite atmosphérique. Quand la turbulence atteint le niveau du jet nocturne, le transport verticale de quantité de mouvement entraîne l'augmentation des vitesses de vent en surface. Ce vent est responsable d'un pic d'émission en milieu de matinée. Cet transport turbulent entraîne à la fois plus de soulèvement le matin et donne contribue également à une distribution verticale homogène des concentrations de poussières sur le continent pendant le jour. Au-dessus de l'océan, la couche de poussières est stratifiée et cela est la conséquence de la convergence de deux masse d'air de propriétés thermiques différentes (figures 2.8 et figure 2.9). Cette figure 2.9 montre la complexité dans la distribution verticale des aérosols désertiques dans l'atmosphère. La superposition des couches d'aérosols séparées par des couches plus claires indique une atmosphère bien stratifiée (Veselovskii *et al.*, 2016). La couche A de la figure 2.9 localisée entre 1000 m et 3000 m est associée à un faible transport des aérosols qui est associé à des vents de secteur Est et de faible amplitude inférieure à  $5 \text{ m.s}^{-1}$  (figure 2 de Veselovskii *et al.* (2016)). La couche B de la figure 2.9 située entre 400 m et 800 m d'altitudes vers 23h s'élève progressivement au cours de la nuit du 15 au 16 avril 2015 et atteint une altitude comprise entre 700 m et 1000 vers 06h du matin. Cette couche est associée à des masses d'air d'origine continental selon la figure 3 de Veselovskii *et al.* (2016). La couche C correspond à la signature du jet de basses couches localisée entre 250 m et 400 m d'altitudes. Ce jet est observée toute la nuit, mais s'intensifie et s'épaissie progressivement au cours de la nuit. La couche D correspond quant à elle à la couche nocturne.

Cette stratification de la couche de poussière peut aussi être observée à plus petite échelle (figure 2.10).

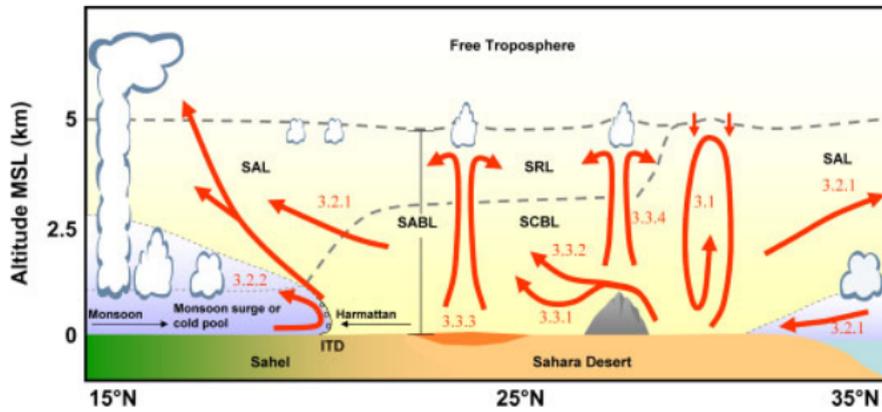


FIGURE 2.8. – Schéma conceptuel des différents mécanismes affectant la distribution verticale des poussières désertiques dans la couche limite saharienne (Cuesta *et al.* (2009)). On distingue la : SAL (couche d'air saharienne), SRL (couche résiduelle saharienne) et la SCBL (couche convective saharienne).

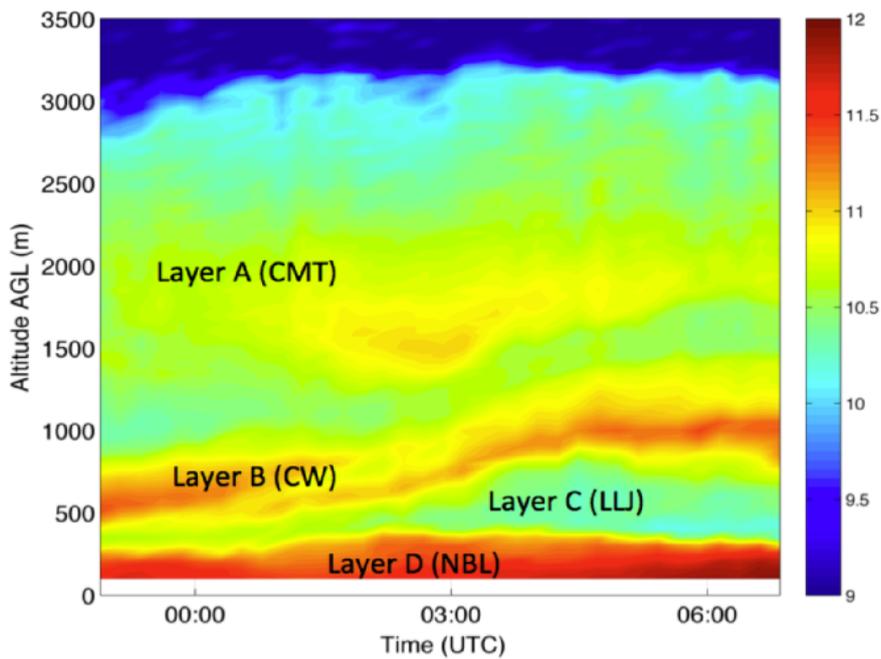


FIGURE 2.9. – Mesures Lidar Doppler, qui donne une illustration de la couche d'aérosols Saharienne en Afrique de l'Ouest (Veselovskii *et al.*, 2016)

- **Influence de la circulation locale :**

Dakar (14.74°N, 17.5°W) a une position géographique intéressante en termes d'interaction entre l'atmosphère, la surface continentale et océanique et se trouve dans une zone située sur la trajectoire de la SAL. Cette zone d'interaction induit une très forte connexion entre la grande et la petite échelle (Petzold *et al.*, 2011). À partir d'observations par avion au-dessus de Dakar, Petzold *et al.* (2011) montrent une influence de la brise marine sur la couche de poussières émise à 50 km à l'est de la ville de Dakar. Cette couche est cisailée au-dessus de Dakar par l'effet des vents océaniques.

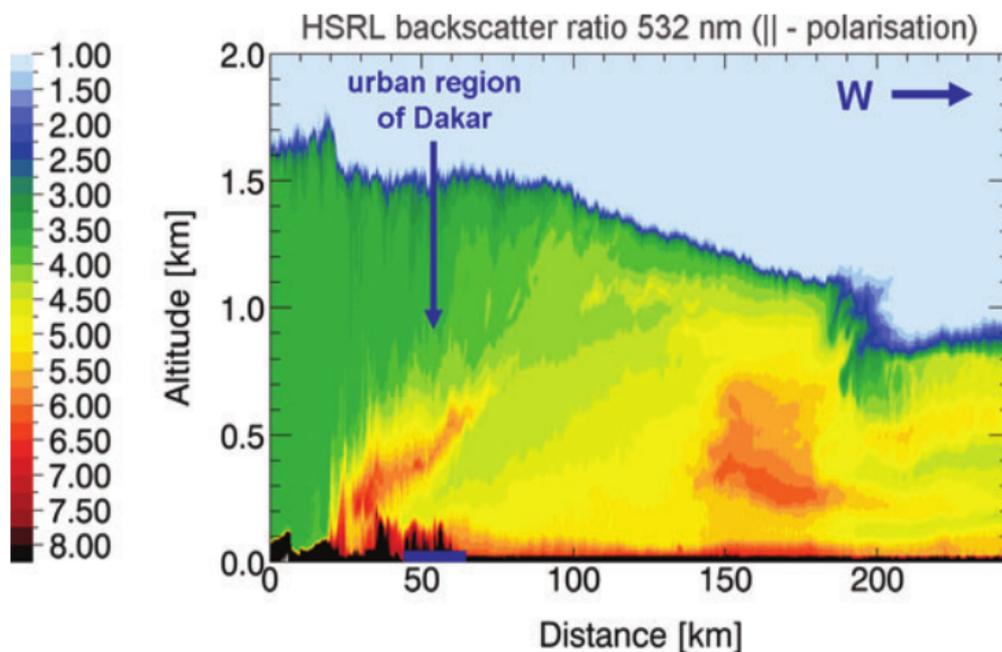


FIGURE 2.10. – Exemple de coupe verticale d'une couche de poussières désertiques au-dessus de Dakar. L'origine du panache de poussières est à 50 km à l'est du centre ville de Dakar. La panache a été suivi jusqu'à 150 km à l'ouest de la côte de Dakar d'après (Petzold *et al.*, 2011)

---

## 2.6 Impacts des aérosols minéraux

Les particules en suspension dans l'atmosphère ont des conséquences dans beaucoup de domaines, aussi bien sur le climat que sur la santé publique ou sur les écosystèmes marins.

### 2.6.1 Impact sur le Climat

La relation entre les aérosols désertiques et le climat Ouest-africain est étroite mais complexe, surtout en ce qui concerne leur interaction (Chapello et al 2002). Comme on vient de le voir, la météorologie contrôle au premier ordre les émissions de poussières, leur transport et même leur dépôt. En retour, les poussières ou les aérosols d'une manière générale impactent très fortement le climat de par leur influence sur le bilan radiatif terrestre par diffusion, absorption et émission de la radiation solaire et radiation infra-rouge terrestre (Sokolik *et al.*, 2001; Tegen, 2003; Konare *et al.*, 2008; Camara *et al.*, 2010). Même si cette influence est relativement incertaine, il est cependant reconnu par le GIEC que cet effet n'est pas chimérique (IPCC, 2001). Les effets radiatifs des aérosols peuvent être subdivisés en effets directs et/ou indirects (Haywood et al. 1988).

#### - Effets directs

Les effets directs consistent, comme leur nom l'indique, aux effets directs des aérosols sur le transfert radiatif terrestre que ce soit par l'absorption et la diffusion du rayonnement solaire ou par l'émission et l'absorption de rayonnement infra-rouge thermique.

#### - Effets indirects

Les effets indirects des aérosols concernent la capacité des aérosols à interférer la radiation solaire ou infra-rouge à travers des mutations des propriétés microphysiques des nuages. Les aérosols sont utilisés comme noyau de condensation des gouttelettes d'eau (Han et al., 1998). La figure 2.11 illustre l'effet radiatif des aérosols sur le climat.

### 2.6.2 Impact sur la Santé

Le cycle saisonnier de la distribution verticale des poussières en région ouest-africaine, module fortement les conséquences sur la santé des populations exposées et vulnérables. En effet, cette distribution verticale est en partie responsable de la granulométrie, qui entraîne des conséquences différentes sur le système respiratoire (figure 2.12). Selon leur taille, les particules dites inhalables intègrent différemment le système respiratoire. Leur effet est d'autant plus nocif que les particules sont petites. Les aérosols les plus fins (0.1

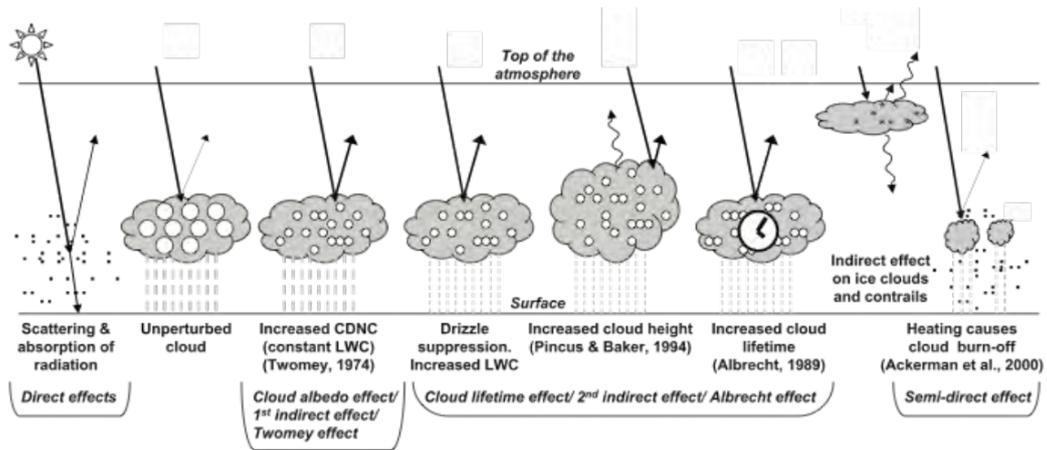


FIGURE 2.11. – Représentation des effets radiatifs des aérosols sur le climat (From IPCC, 2007, modified from Haywood and Boucher, 2000, voir LIVRES)

$\mu\text{m}$ ) peuvent même intégrer la circulation sanguine. Ces fines particules ont des conséquences néfastes non seulement sur la qualité de la vie humaine au quotidien, mais aussi sur le long terme dans la mesure où elles peuvent entraîner des modifications de l'Acide DésoxyriboNucléique, ou ADN (Knaapen *et al.*, 2002; Risom *et al.*, 2005). Récemment, des travaux ont été consacrés à l'étude du lien entre particules minérales et taux de méningite enregistrés dans les régions souffrant de l'envahissement de l'atmosphère par la SAL (Prospero, 2006; Martiny et Chiapello, 2013; Diokhane *et al.*, 2016).

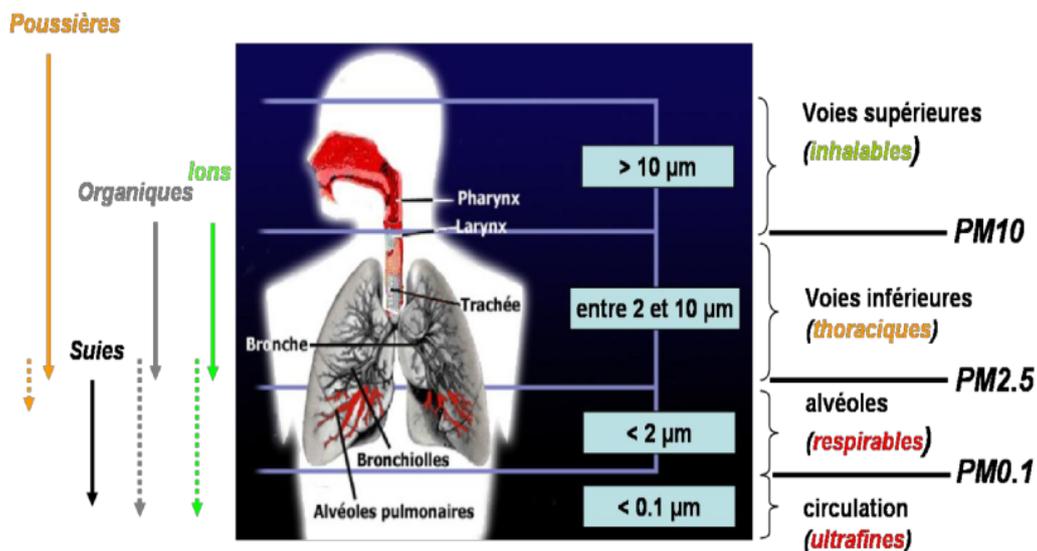


FIGURE 2.12. – Schéma de l'appareil respiratoire (Doumbia, 2012)

---

### 2.6.3 Rôle sur les écosystèmes marins

Au cours des décennies 1970 et 1980, de nombreux chercheurs se sont intéressés à l'étude du transport de matière dans l'atmosphère au-dessus des océans. C'est dans cette optique que des stations d'échantillonnage ont été installées notamment dans les îles (Cap-vert, Barbade). Ces stations placées dans l'océan ont permis de mettre en évidence non seulement le transport de poussières sur de longues distances au-dessus de l'océan, mais également le caractère saisonnier de ce transport notamment au Nord de l'Océan Atlantique.

Le Nord de l'Atlantique Tropical Est (NATE) est une région de l'océan atlantique et de l'Afrique de l'Ouest incluant les îles du Cap-vert et les îles Canaries. Cette zone reçoit une grande quantité de matière minérale transportée par l'atmosphère depuis les régions arides et semi-arides du Sahara et du Sahel (Prospero, 1996). Ces dépôts sont estimés à 43% des dépôts annuels à la surface de l'atlantique (Jickells *et al.*, 2005) et sont d'une importance majeure pour les écosystèmes marins. Leur dépôt se fait de deux façon : sec (sédimentation) ou humide (lessivage). Ce dépôt alimente la production primaire de macro-nutriments (azote, phosphore, ou encore silicium) et des micro-nutriments comme le fer (Duce et Tindale, 1991; Jickells et Spokes, 2001). Le flux annuel des apports atmosphériques en fer dans l'océan est estimé à 16 Tg soit 2% des apports globaux en fer dans l'océan (Jickells *et al.*, 2005). Les particules minérales sont déposées sur les eaux océaniques où elles constituent de la nourriture (macro et micro-nutriments) pour le phytoplancton. Ce dernier assure la photosynthèse qui alimente en énergie l'ensemble de la chaîne alimentaire marine. Il présente des teneurs élevées en silicium (Si), aluminium (Al), calcium (Ca) et fer (Fe) selon certains auteurs.

À l'échelle globale, l'impact direct des retombées atmosphériques sur la productivité primaire reste faible par rapports aux apports verticaux d'eaux de subsurface enrichies en nutriments (Migon *et al.*, 1989).

À échelle régionale, en particulier dans la région du courant des Canaries, les apports atmosphériques, de matériel lithogène, arrachés sur le désert sahélo-saharienne ne sont plus considérés comme négligeables, notamment en termes de micro-nutriments dont le fer (Aristegui *et al.*, 2009).

Lorsque les concentrations sont faibles, les substances nutritives (par exemple l'azote) ne s'accumulent pas car elles sont immédiatement consommées par la production primaire au fur et à mesure de leur mise à disposition (Migon *et al.*, 1989). Dans leur étude, Sarthou *et al.* (2003) mettent en exergue ce besoin crucial de micro-nutriment pour une absorption biologique. En effet, ils ont trouvé des temps de résidence très courts d'environ 20 jours pour le fer dissout relatif aux dépôts atmosphériques dans les eaux de surface. Durant la période estivale où l'océan est très stratifié, les eaux superficielles se trouvent pratique-

ment isolées des eaux sous-jacentes (riche en sels nutritifs), l'atmosphère constitue ainsi une voie d'approvisionnement privilégiée en sels nutritifs pour les eaux de surface du large (Migon *et al.*, 1989).

---

# Chapitre 3

---

---

*Cycle saisonnier des aerosols désertiques en  
Afrique de l'Ouest et de leur transition  
continent-océan à partir d'observations satellites et  
in-situ*

---

## Sommaire

---

<b>3.1</b>	<b>Description des Observations</b>	<b>58</b>
3.1.1	AERONET	58
3.1.2	SeaWiFS	59
3.1.3	OMI	64
3.1.4	CALIOP	65
<b>3.2</b>	<b>Résumé de l'article</b>	<b>68</b>
<b>3.3</b>	<b>Article publié</b>	<b>68</b>
<b>3.4</b>	<b>Conclusion de l'article et du chapitre</b>	<b>85</b>

---

## **Introduction**

Le cycle de vie des aérosols désertiques, qui débute par l'étape de leur émission et finit par l'étape de leur dépôt en surface en passant par la phase transitionnelle de leur transport dans l'atmosphère, peut être diagnostiqué au moyen d'outils de surveillance spatiale et in-situ. Ces deux types d'observations sont complémentaires du fait que les émissions d'aérosols minéraux sont la réponse à un forçage dynamique à des échelles de temps et d'espace plus importantes que celles des émissions elles même (Bou Karam, 2008). Ces émissions sont sujettes à l'influence de la dynamique locale qui leur procure leur nature hétérogène à l'échelle planétaire. Ces soulèvements sporadiques et parfois assez importantes et pouvant même affecter le bilan annuel des émissions globales (Marticorena et Bergametti, 1996) sont labellisées «hot spots» selon Gillette (1999).

Il est donc nécessaires pour prendre en compte la contribution de ces types d'émissions de l'aérosol minéral d'avoir un très bon échantillonnage spatio-temporelle. Pour cela, un réseau mondiale de mesures au sol à l'aide de capteurs passifs (AERONET) a été mis en place depuis les années 1990 (Holben *et al.*, 1996). À ce réseau planétaire de mesures in-situ du contenu de l'atmosphère en aérosols s'ajoute le déploiement des satellites destinés à l'étude de la répartition des aérosols dans l'espace et dans le temps depuis les années 1970 (Kaufman *et al.*, 2005).

### **3.1 Description des Observations**

#### **3.1.1 AERONET**

AERONET est un réseau mondial d'observations effectuées par télédétection passive depuis le sol et mis en place dans le cadre d'une collaboration internationale entre la NASA's EOS (pour *National Aeronautics and Space Administration Earth Observing System* en anglais), le Centre national d'études spatiales (CNES) et la NASDA (pour *National Association of State Departments of Agriculture* en anglais) (Holben *et al.*, 1998). AERONET est constitué de photomètres solaires de Cimel qui fournissent toutes les 15 minutes des mesures d'épaisseur Optique, d'indice de réfraction et permettent également d'obtenir des inversions tels que la distribution granulométrique des aérosols et l'albédo de simple diffusion (SSA pour *single scattering albedo* en anglais) aux longueurs d'onde de 440 nm, 670 nm, 870 nm et 1020 nm (Holben *et al.*, 1998) avec une précision de  $\pm 0.01$  (Slutsker et Kinne, 1999; Dubovik *et al.*, 2000; Holben *et al.*, 2001). Cette incertitude est inhérente à l'algorithme d'inversion utilisé pour la restitution des aérosols. Ces approximations sont utilisées dans un algorithme d'inversion numérique qui produit des erreurs relatives avec une déviation standard de  $\pm 0.01$  (Dubovik *et al.*, 2000).

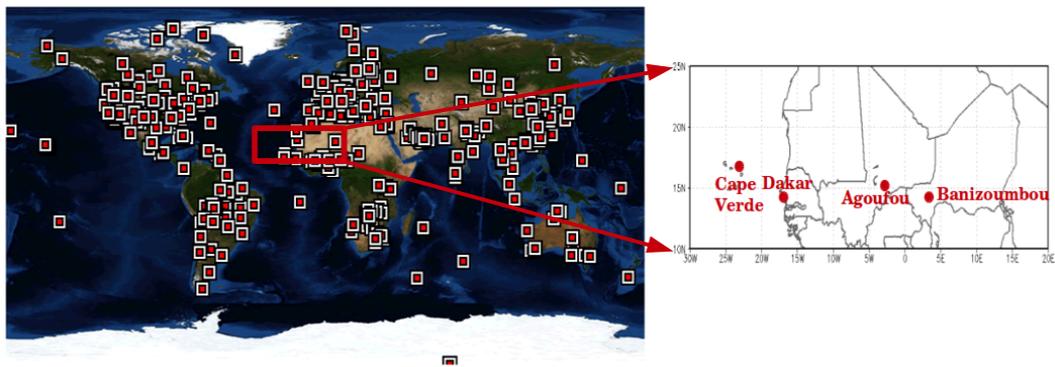


FIGURE 3.1. – Cartographie du réseau mondial des stations AERONET mise à jour en 2008 par Holben *et al.* (1998)

Ces données d'AERONET obtenues par les photomètres solaires à la longueur d'ondes 675 nm et également interpolées à 550 nm seront surtout utilisées, dans le cadre de ce travail de thèse, comme des mesures de référence pour l'épaisseur optique et serviront donc à la comparaison avec les mesures spatiales satellitaires. Nous nous intéressons seulement à la zone marquée par un petit rectangle rouge sur la figure 3.1. Les principales stations de mesures sur lesquelles on se basera dans cette étude sont nommées avec les mêmes références que celles trouvées sur le site d'AERONET <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>.

### 3.1.2 SeaWiFS

Le capteur SeaWiFS (pour *Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor* en anglais) a été développé par la NASA pour l'étude de la couleur de l'eau. SeaWiFS mesure le rayonnement solaire réfléchi au sommet de l'atmosphère à différentes longueurs d'onde 412 nm, 443 nm, 490 nm, 510 nm, 555 nm, 670 nm, 765 nm, et 865 nm. Les mesures de ce capteur passif, effectuées entre octobre 1997 et décembre 2010 (Jamet *et al.*, 2004; Hsu *et al.*, 2012) à bord du satellite Orbview-2 (parfois appelé Seastar) ont un rapport signal-sur-bruit de bonne qualité avec une incertitude de 2% à 3% pour les différentes bandes spectrales (Eplee *et al.*, 2007; Franz *et al.*, 2007; Eplee Jr *et al.*, 2011). Nous utilisons le Niveau 3 de la version 4 (Hsu *et al.*, 2013) pour la période de 2005 à 2010. L'épaisseur optique ou AOD (pour *Aerosol Optical Deepth* en anglais) de SeaWiFS fourni à la longueur 550 nm est disponible à la fois au-dessus du continent et de l'océan (Hsu *et al.*, 2004; Sayer *et al.*, 2012). Les produits que nous utilisons ici sont des estimations terre-mer générées et mis à disposition de la communauté scientifique par la NASA (Wang *et al.*, 2000). Pour leur évaluation, ces mesures Seawifs à la longueur 550 nm avec une résolution horizontale de 0.5° longitude et 0.5° en latitude ont été confrontées à l'AOD d'AERONET sur les stations sélectionnées dans notre zone d'étude.

La figure 3.2 montre la variabilité interannuelle de l'épaisseur optique moyenne des

aérosols en Afrique de l’Ouest. Le choix de ces quatre stations, au niveau de notre zone d’étude, a été motivé par leur position géographique opportuniste pour les émissions, le transport et le dépôt des aérosols désertiques. Dans cette zone de prédominance des poussières dans l’atmosphère, SeaWiFS donne une bonne reproduction de la variabilité interannuelle par rapport à AERONET. Le maximum d’épaisseur optique mesurée in-situ en 2010 a été aussi relatée par SeaWiFS au niveau de nos quatre stations privilégiées. En plus des variations interannuelles, cette figure montre un cycle saisonnier bien marqué par les deux types de mesures passives (in-situ et spatiale), avec un minimum d’AOD en hiver boréal et un maximum d’AOD en été boréal.

Pour une meilleure comparaison du cycle saisonnier, nous avons décidé d’affiner cette comparaison en nous focalisant sur la saisonnalité pour les quatre saisons (DJF, MAM, JJA et SON). Pour cela, nous avons fait une figure 3.3 dans laquelle les différentes saisons ont été spécifiées. Sur la figure 3.3 nous représentons un diagramme de dispersion entre l’AOD issue d’AERONET (représentée en abscisse) et celle de SeaWiFS (en ordonnée). Les plus petites valeurs d’AOD sont observées en DJF et les plus grandes en JJA. Pour les saisons de transitions MAM et SON, des valeurs intermédiaires sont observées. L’interprétation de ces figures est détaillée dans le chapitre 3 du document.

Pour cela, nous avons fait une figure 3.3 dans laquelle les différentes saisons ont été spécifiées pour une meilleure comparaison. Sur cette figure, l’AOD issue d’AERONET est représentée en abscisse et celle de SeaWiFS en ordonnée. Les plus petites valeurs d’AOD sont observées en DJF et les plus grandes en JJA. Pour les saisons de transitions MAM et SON, des valeurs intermédiaires, entre les maxima en été et les minima en hiver, ont été observées. L’interprétation de ces figures est détaillée dans le chapitre 3 du document.

Le choix de ce capteur (SeaWiFS) est motivé par l’utilisation d’un algorithme performant de restitution des données à la fois sur le continent et sur l’océan et qui permet une bonne représentativité du cycle saisonnier méridien des poussières indiqué par l’AOD. Sur la figure 3.4, cette AOD a été utilisée avec la complémentarité d’autres capteurs passifs donnant d’autres variables caractéristiques d’une présence majoritaire de la fraction d’aérosol minéral dans l’atmosphère. Comme paramètre caractéristique, le coefficient d’Angström est choisi pour donner une information supplémentaire sur la granulométrie (Dubovik et al 2000) des aérosols. Cet exposant d’Angström, inversement proportionnel à la taille des particules des aérosols (voir plus de détails voir la section 4), est restitué à partir de l’AOD à différentes longueur d’ondes sur le continent et sur l’océan à partir de la formule suivante :

$$\left(\frac{AOD_{\lambda}}{AOD_{\lambda_0}}\right) = \left(\frac{\lambda}{\lambda_0}\right)^{-\alpha} \quad (3.1)$$

Où  $AOD_{\lambda}$  est l’épaisseur optique à la longueur d’onde  $\lambda$ , et  $AOD_{\lambda_0}$  est celle à la

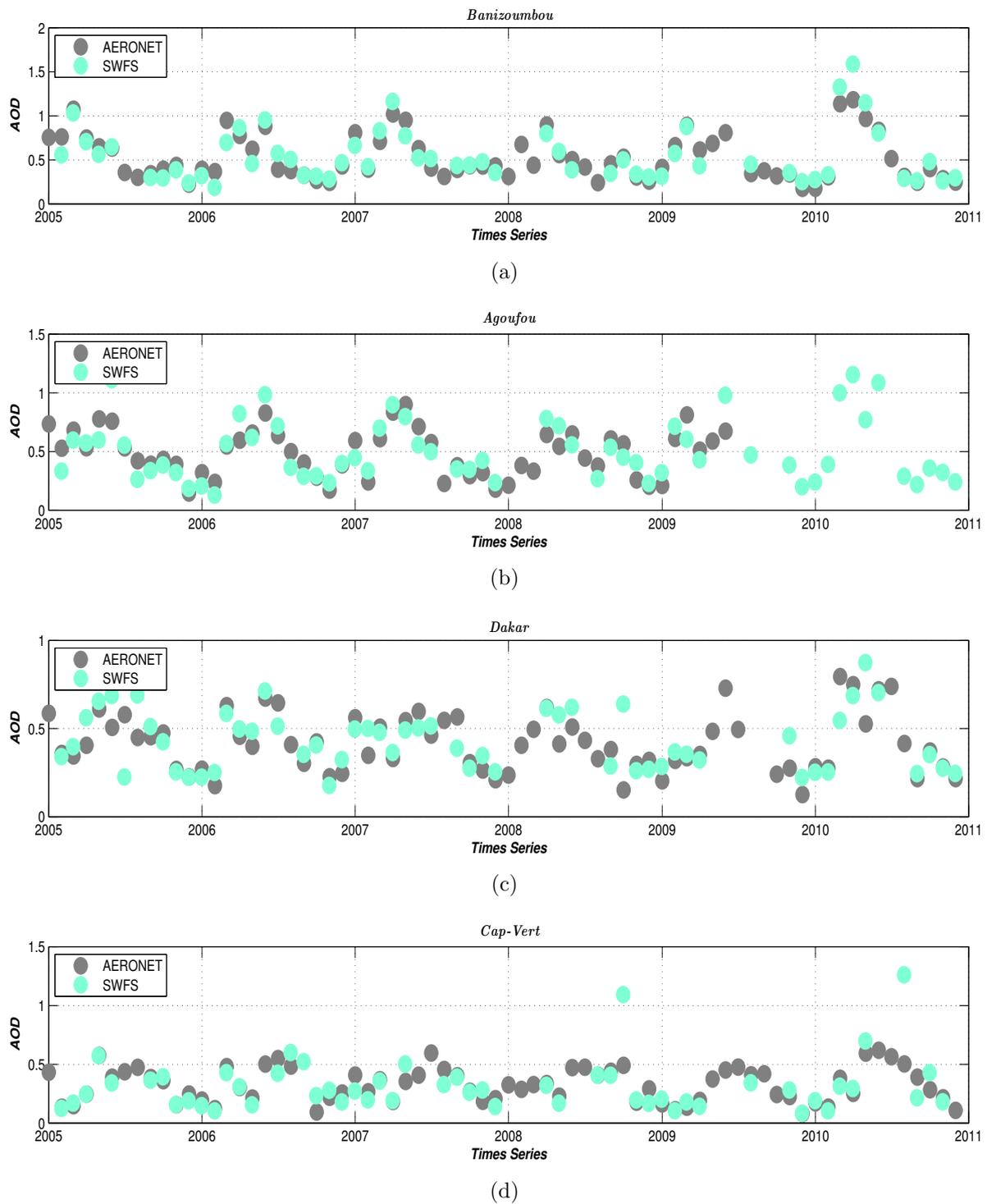


FIGURE 3.2. – Comparaison interannuelle de l'épaisseur optique de SeaWiFS (550 nm) par AERONET (675 nm) au Sahel entre 2005 et 2010. Les stations de a) Banizoumbou (Niger), b) Agoufou (Mali), c) Dakar (Sénégal) et d) Cap-Vert (île du Cap-Vert) ont été étudiées.

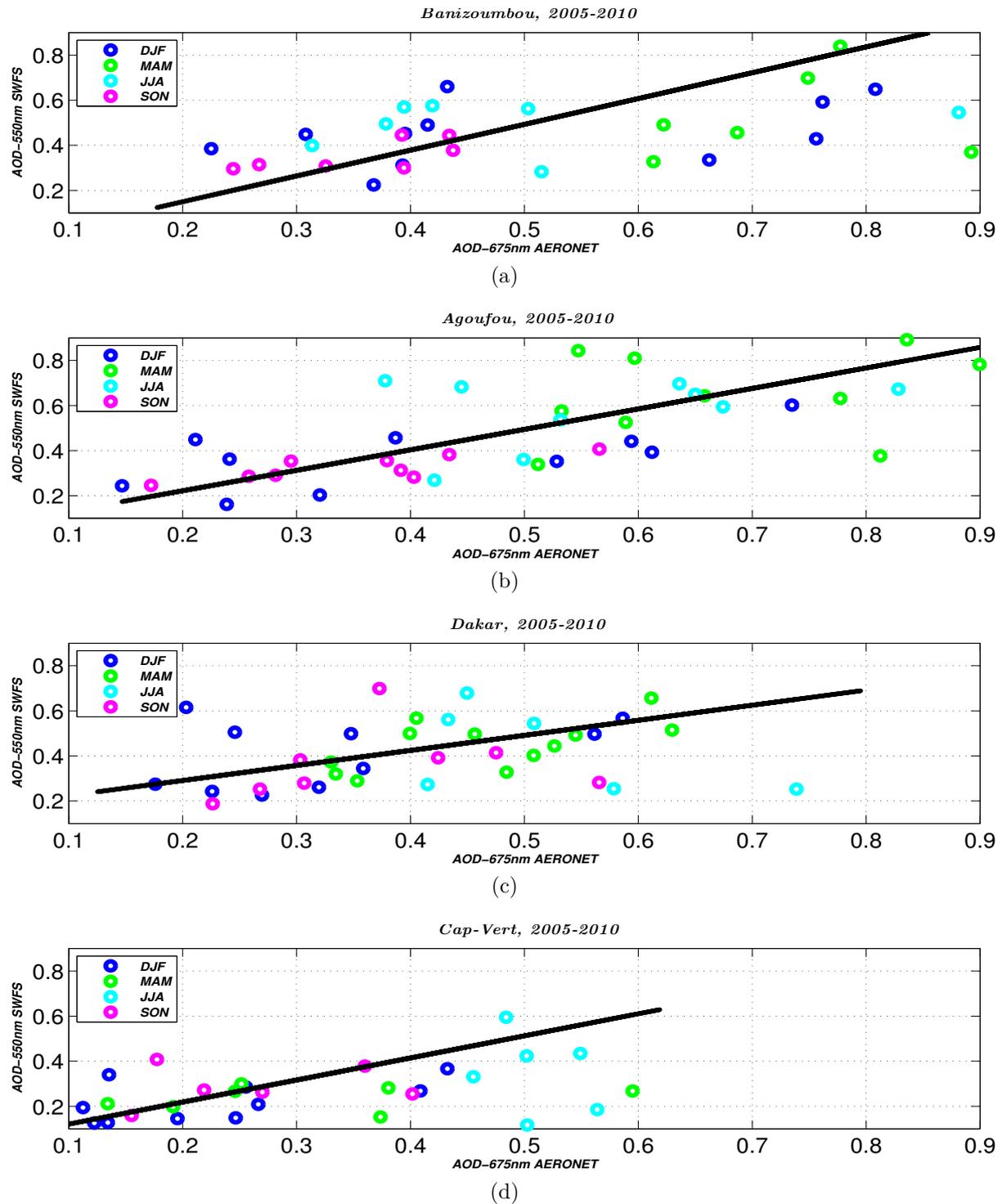


FIGURE 3.3. – Comparaison du cycle annuel de l'épaisseur optique de SeaWiFS (550 nm) par AERONET (675 nm) au Sahel entre 2005 et 2010. Les stations de a) Banizoumbou (Niger), b) Agoufou (Mali), c) Dakar (Sénégal) et d) Cap-Vert (île du Cap-Vert) ont été étudiées. Les points bleus représentent l'hiver (DJF), les points verts représentent le printemps (MAM), les points en cyan indiquent l'été (JJA) et les points en magenta donnent l'automne (SON).

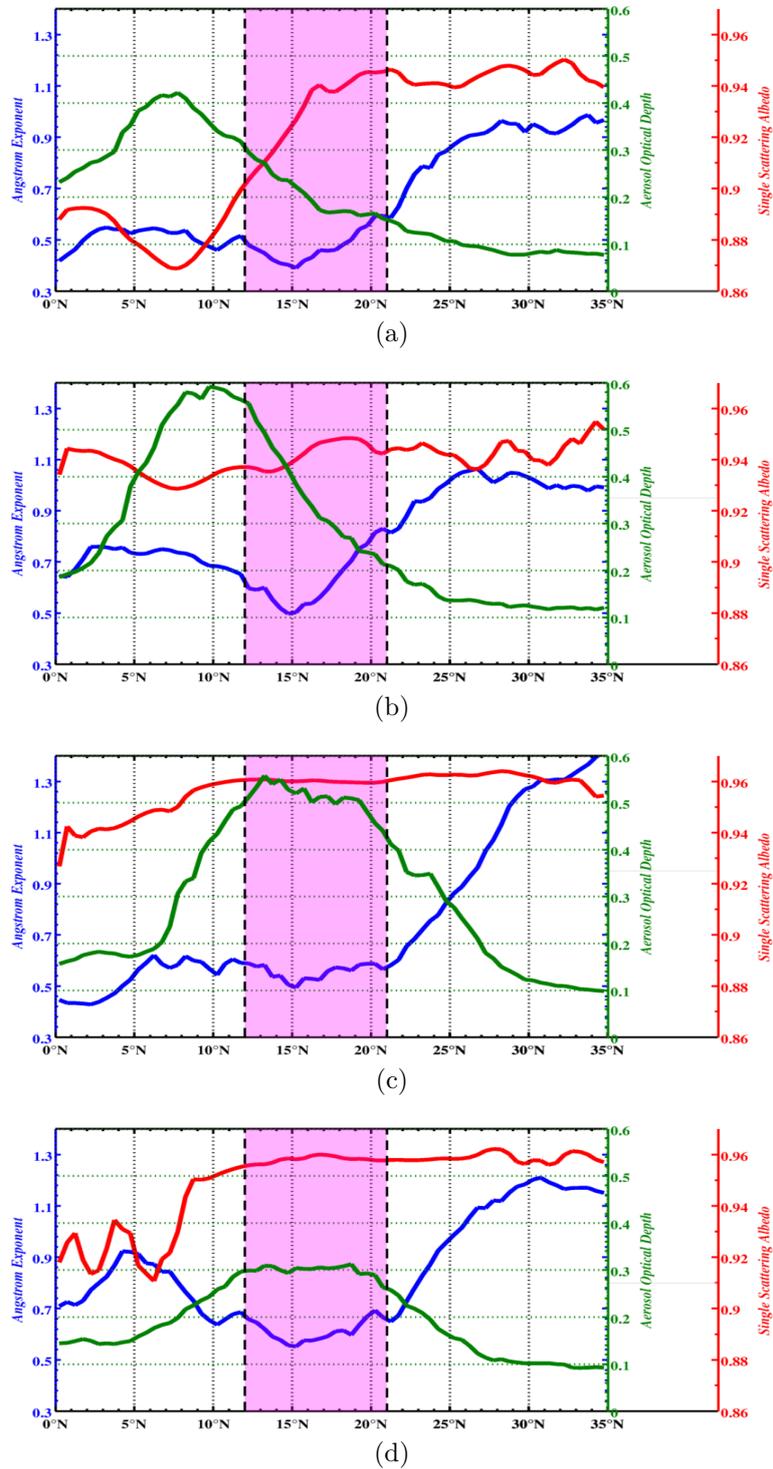


FIGURE 3.4. – caractérisation des poussières à partir de leurs propriétés optiques et physiques moyennées entre 17°W et 20°E. La figure a) représente DJF, b) MAM, c) JJA, d) SON. L'axe bleu donne le coefficient d'Angström, l'axe vert donne l'AOD à 550 nm et l'axe rouge donne l'albedo de simple diffusion SSA (comprise entre 0 et 1)

longueur d'onde de référence  $\lambda_0$ .

Une caractéristique additionnelle sur les propriétés des poussières est l'albédo de simple diffusion (Léon et al 2009), qui est fourni par les mesures du capteur OMI.

Considérant ces différentes caractéristiques indicatives des aérosols désertiques, on note que le maximum des poussières minérales est localisé entre 10°N et 25°N conformément aux études de Hsu *et al.* (2012).

Les capteurs utilisés ont été classés en fonction de leur nature et non pas en fonction de leur plateformes (sols et spatiales). Ce type de classement met en évidence l'avantage qu'offre chaque type de mesure et les facteurs limite aux quels l'instrument est exposé. Pour contraindre ces limitations, qu'elles soient dues à l'absence de la mesure d'une variable caractéristique des aérosols désertiques ou à la performance de l'appareil à sonder toute la colonne atmosphérique, nous avons opté, afin d'acquérir une bonne analyse de leur variabilité spatiale et temporelle, de les utiliser dans le sens de la complémentarité de l'information fournie sur les aérosols atmosphérique d'origine éolienne.

### 3.1.3 OMI

Ozone Monitoring Instrument (OMI) est un capteur passif embarqué sur le satellite Aura lancé le 15 juillet 2004 par la NASA's EOS Aura space-craft et a délivré ses premières mesures en octobre 2004. En plus des données d'ozone contenues dans l'atmosphère, OMI fournit des informations sur les aérosols, les nuages, les gaz (NO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, HCHO, BrO, and OclO) et l'irradiance dans l'ultra-violet (Levelt *et al.*, 2006). Nous utilisons dans ce travail l'albédo de simple diffusion (SSA) de OMI à la longueur d'onde 388 nm et avec une résolution de 1°x1°. Le SSA est un paramètre clé pour l'étude des propriétés optiques des aérosols (voir équation suivante) :

$$w_0 = \frac{\alpha_{dif}}{\alpha_{abs} + \alpha_{dif}} \quad (3.2)$$

avec  $w_0$  albedo de simple diffusion (SSA) :

- une valeur de  $w_0$  proche de zero ( $w_0 \simeq 0$ ) indique une prédominance des particules absorbantes dans l'atmosphère
- à l'opposé, une valeur de  $w_0$  proche de 1 ( $w_0 \simeq 1$ ) indique une prédominance des particules diffusantes dans l'atmosphère

En général, plus  $w_0$  est proche de 1 plus les aérosols désertiques dominant le mélange atmosphérique (Johnson *et al.*, 2008; Léon *et al.*, 2009; Ialongo *et al.*, 2010; Malavelle,

---

2011). Les données OMI ont été interpolées sur la grille des données SeaWiFS afin de superposer les produits (AOD et OMI). Ces mesures par télédétection passive nous informent seulement sur les propriétés (physique et optique) moyennes des aérosols car elles ne contiennent qu'une information intégrée sur toute la colonne atmosphérique. Elles ne permettent donc pas de connaître l'altitude des couches d'aérosols contrairement aux mesures par télédétection active.

Les systèmes actifs telque les LiDARs permettent d'avoir accès à l'altitude des différentes couches (diffusantes et/ou absorbantes) d'aérosols dans l'atmosphère. Les LiDARs utilisés dans ce travail sont tous des LiDARs à diffusion élastique, c'est à dire émettent et reçoivent sur une même longueur d'onde. Ces capteurs actifs sont capables de sonder le contenu de l'atmosphère et de restituer des profils verticaux d'extinction.

### 3.1.4 CALIOP

CALIPSO (pour *Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations* en anglais) est un satellite heliosynchrone développé par la NASA dans le cadre du programme ESSP (pour *Earth System Science Pathfinder* en anglais) et lancé le 28 Avril 2006 (Hunt *et al.*, 2009) dans le but de fournir une couverture globale de la distribution verticale des propriétés des nuages et des aérosols (Winker, 2003). Le Lidar (pour *LIght Detection and Ranging*) CALIOP (pour *Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarisation* en anglais) embarqué sur CALIPSO acquiert des profils verticaux de l'atmosphère à une résolution de 30 m pour 290 niveaux verticaux (entre -0.5 km et 8.2 km d'altitude) dans les basses couches (à partir des deux composantes orthogonales qui résultent de la dépolarisation d'un signal laser retrodiffusé à 532 nm et des profils verticaux d'un signal laser total à 1064 nm rétrodiffusé au nadir). CALIPSO à une empreinte au sol large de 90 m avec une résolution horizontale de 333 m le long de son orbite. Comme tous les satellites de la constellation A-Train, CALIPSO vole à 705 km au-dessus de la terre à une vitesse de 7 km/s (?) et fournit 15 orbites par jour. Ces orbites sont contrôlées de manière à repasser sur la même trace au sol (avec une incertitude de  $\pm 10$  km) tous les 16 jours (Winker *et al.*, 2007).

Le produit final de niveau 2 de CALIOP est réduit à une résolution uniforme calculée à partir de moyenne et/ou d'interpolation de différentes résolutions utilisées en générant des produits intermédiaires (Winker *et al.*, 2006). Le *Vertical Feature Mask* (VFM; stage 1 version 3) dont l'algorithme de traitement est décrit (dans le document *CALIOP Algorithm Theoretical Basis Document, Part 3 : Scene Classification Algorithms (SCA)* de Liu *et al.* (2005)), permet de dissocier les aérosols des nuages et de faire la différence entre les aérosols désertiques et les autres types d'aérosols (Omar *et al.*, 2009). Cette capacité de

discrimination du type d'aérosol par CALIPSO donne des résultats proches d'une autre méthode de caractérisation des poussières minérales faite à partir de produits d'inversions, de niveau 2.0 d'AERONET, sur leur propriétés optique et physique (SSA et AE) (Mielonen *et al.*, 2009). Le mélange entre couche d'aérosols désertiques et couche d'autres types d'aérosols (feux de biomasse) est très rare dans cette région (Chou *et al.*, 2008). La figure 3.5 montre un exemple de trace du satellite au niveau du littoral Ouest-africain en juin 2012, où l'algorithme appliqué à la donnée a permis d'obtenir la figure c), l'ensemble des aérosols qui résidaient dans cette atmosphère durant le passage du satellite. Le contenu de l'atmosphère, sur le domaine parcouru par le satellite désigné par le petit segment bleu sur la figure b) est visualisé sur la figure c). Les poussières sont représentées par la couleur jaune sur toute la colonne de l'atmosphère, les sels marins en bleu et en noir les particules issues des feux de biomasse.

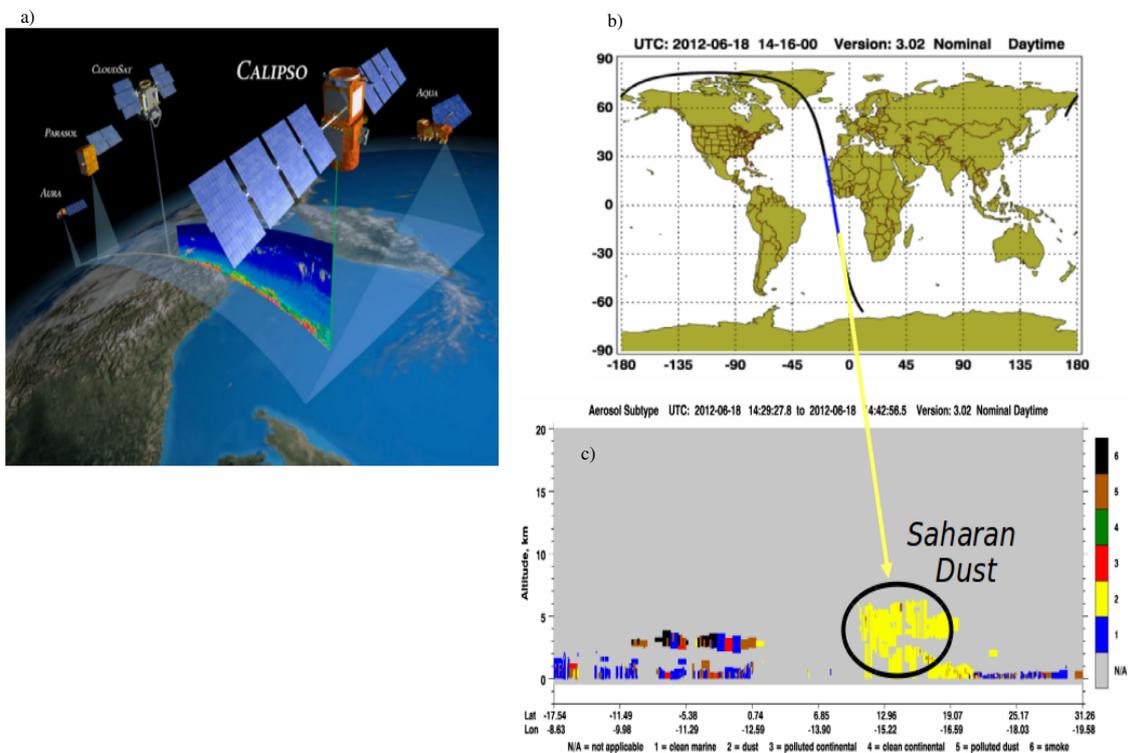


FIGURE 3.5. – Le satellite CALIPSO dans la constellation A-train avec un exemple de tir vertical dans l'atmosphère. b) un exemple d'orbite du satellite sur le littoral Ouest-africain en juin 2012. c) L'application de l'algorithme discriminatoire du type d'aérosols sur cette orbite. Les couleurs du panel correspondent : bleu sels marins, gris absence de donnée, jaune particules minérales et rouge particules de feu de biomasse

Même si ce satellite permet de donner une couverture spatiale planétaire, comme tous les LiDARs, il peut aussi être limité par des obstacles dans l'atmosphère telque les nuages. En plus la trace étant très petite, on risque d'avoir des statistiques insuffisantes. Regardant l'atmosphère par dessus, CALIOP peut parfois avoir du mal à restituer des informations sur le contenu en aérosols atmosphériques dans les très basses couches de

---

la troposphère. Ce cas est fréquent dans un ciel submergé de nuages épais, qui obstruent le signal. C'est pourquoi il est important d'avoir un outil qui fournit une information supplémentaire sur la stratification de l'atmosphère dans basses couches.

Les instruments d'observations spatiales utilisés dans cette ont été classés en fonction de leur nature et non pas en fonction de leur plateformes (sols et spatiales). Ce type de classement met en évidence l'avantage qu'offre chaque type de mesure et les facteurs limite aux quels l'instrument est exposé. Pour contraindre ces limitations, qu'elles soient dues à l'absence de la mesure d'une variable caractéristique des aérosols désertiques ou à la performance de l'appareil à sonder toute la colonne atmosphérique, nous avons opté, afin d'acquérir une bonne analyse de leur variabilité spatiale et temporelle, de les utiliser dans le sens de la complémentarité de l'information fournie sur les aérosols atmosphérique d'origine éolienne.

Tableau 3.1. – Résumé sur les différents moyens utilisées pour cette étude.

<b>Moyens d'étude</b>	
<b>Observations</b>	
Capteurs Passifs	AERONET SeaWiFS OMI
Capteurs Actifs	CALIOP

## **3.2 Résumé de l'article**

L'impact des aérosols désertiques sur le climat, les processus climatiques et sur l'environnement fait encore débat dans la communauté scientifique. L'ampleur de leur influence reste à déterminer et nécessite particulièrement une meilleure connaissance de la variabilité de leur distribution. Dans ce travail, nous avons étudié la variabilité de ces aérosols en Afrique de l'Ouest en utilisant conjointement différents types d'observations satellites. Des données de SeaWiFS et OMI ont été utilisées dans le but de caractériser la distribution spatiale des aérosols minéraux à partir de leurs propriétés optiques et physiques sur la période 2005-2010. Nous avons notamment accordé une importance particulière à la variabilité de cette transition du continent Ouest africain vers l'océan atlantique. Les données fournies par le Lidar défilant CALIOP embarqué sur le satellite CALIPSO (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) de 2007 à 2013 et des observations in-situ effectuées entre 2012 et décembre 2014 ont servi respectivement à évaluer les profils verticaux saisonniers dans la région d'étude et l'influence des variables météorologiques sur cette distribution. Nous avons tout d'abord noté une bonne corrélation entre l'AOD de Seawifs et l'AOD d'AERONET en Afrique de l'Ouest. À partir de ces capteurs passifs complétés par CALIOP, nous mettons en évidence une présence dominante d'aérosols désertiques dans l'atmosphère entre les latitudes 12°N et 21°N et une transition abrupte entre le continent et l'océan en termes de distribution horizontale et verticale de ces aérosols. Au niveau de cette zone de transition, on note également une inversion de l'albedo de simple diffusion (SSA) en hiver. La fréquence d'occurrence des poussières est plus forte au printemps et en été boréal. Au printemps, les plus fortes occurrences sont localisées entre la surface et 3 km d'altitude, alors qu'en été les plus fortes occurrences sont entre 2 et 5 Km d'altitudes. L'analyse des champs de vents moyens de NCEP à 925 hPa entre janvier 2000 et décembre 2012 sous-entend une contribution importante des sources sableuses côtières de la Mauritanie en hiver. Les radiosondages de Dakar (17.5°W, 14.74°N) ont permis de trouver une relation de cause à effet entre la thermodynamique et la distribution verticale des aérosols d'origine saharienne.

## **3.3 Article publié**



# Seasonal cycle of desert aerosols in western Africa: analysis of the coastal transition with passive and active sensors

Habib Senghor<sup>1</sup>, Éric Machu<sup>1,2</sup>, Frédéric Hourdin<sup>3</sup>, and Amadou Thierno Gaye<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Siméon-Fongang (LPAO-SF), École Supérieure Polytechnique (ESP) de l'Université Cheikh Anta Diop (UCAD), Dakar, Senegal

<sup>2</sup>Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale (LOPS), IUEM, Université Brest, CNRS, IRD, Ifremer, Brest, France

<sup>3</sup>Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD), CNRS/IPSL/UMPC, Paris, France

Correspondence to: Habib Senghor (habib.senghor@ird.fr)

Received: 28 July 2016 – Discussion started: 6 December 2016

Revised: 29 April 2017 – Accepted: 29 May 2017 – Published: 11 July 2017

**Abstract.** The impact of desert aerosols on climate, atmospheric processes, and the environment is still debated in the scientific community. The extent of their influence remains to be determined and particularly requires a better understanding of the variability of their distribution. In this work, we studied the variability of these aerosols in western Africa using different types of satellite observations. SeaWiFS (Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor) and OMI (Ozone Monitoring Instrument) data have been used to characterize the spatial distribution of mineral aerosols from their optical and physical properties over the period 2005–2010. In particular, we focused on the variability of the transition between continental western African and the eastern Atlantic Ocean. Data provided by the lidar scrolling CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) onboard the satellite CALIPSO (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) for the period 2007–2013 were then used to assess the seasonal variability of the vertical distribution of desert aerosols. We first obtained a good representation of aerosol optical depth (AOD) and single-scattering albedo (SSA) from the satellites SeaWiFS and OMI, respectively, in comparison with AERONET estimates, both above the continent and the ocean. Dust occurrence frequency is higher in spring and boreal summer. In spring, the highest occurrences are located between the surface and 3 km above sea level, while in summer the highest occurrences are between 2 and 5 km altitude. The vertical distribution given by CALIOP also highlights an abrupt change at the coast from spring to fall with a layer of desert aerosols confined in an atmospheric layer uplifted from the surface of the

ocean. This uplift of the aerosol layer above the ocean contrasts with the winter season during which mineral aerosols are confined in the atmospheric boundary layer. Radiosondes at Dakar Weather Station (17.5° W, 14.74° N) provide basic thermodynamic variables which partially give a causal relationship between the layering of the atmospheric circulation over western Africa and their aerosol contents throughout the year. A SSA increase is observed in winter and spring at the transition between the continent and the ocean. The analysis of mean NCEP (National Centers for Environmental Prediction) winds at 925 hPa between 2000 and 2012 suggest a significant contribution of coastal sand sources from Mauritania in winter which would increase SSA over the ocean.

## 1 Introduction

The Sahara is the largest source of mineral aerosols in the world, with a contribution of almost 40 % compared to the overall emissions from natural sources (Ramanathan et al., 2001; Tanaka et al., 2005). The mineral dust aerosols emitted from the Sahara can be transported over long distances in the atmosphere and can be detected in locations as far as the Americas (Prospero et al., 1981; Swap et al., 1992; Formenti et al., 2001; Kaufman et al., 2005; Ansmann et al., 2009; Ben-Ami et al., 2010), the Mediterranean region (Bergametti et al., 1989; Moulin, 1997; Ansmann et al., 2003), and Asia (Ganor and Mamane, 1982; Israelevich et al., 2003; Ganor et al., 2010). However, here the study of dust transport focuses on the main corridor of their transport westward of

Africa (Formenti et al., 2001). The aerosols play a very important role on the climate and the various processes involved in the climate system (Kaufman et al., 2005; Teller and Levin, 2006; Stith et al., 2009) through their direct impact in the visible, infrared (Sokolik and Toon, 1999), and the earth radiation budget (Andreae, 1996; Solomon, 2007), which is still poorly understood. The difficulty of understanding the impact of aerosols on the Earth's radiation balance is due to the large spatial and temporal variability of their concentration and composition in the atmosphere. The mineral particles suspended in the atmosphere come from different sources and have a nature similar to that of the soil from which they arise (Claquin et al., 1999; Formenti et al., 2008) with a broad spectrum of particle sizes ranging between 0.01 and 300  $\mu\text{m}$  (Wagener, 2008; Ryder et al., 2013). Their impact on the marine ecosystem and particularly on oceanic primary production (Duce and Tindale, 1991; Baker et al., 2003; Mills et al., 2004; Jickells et al., 2005; Mahowald et al., 2009) still remains uncertain and difficult to assess because of the composition of these particles and of physico-chemical processes affecting them (e.g., Friese et al., 2016). Mineral dust deposition also has a negative impact on human health and are responsible for meningitis epidemics and cardiac diseases (Thomson et al., 2006; Martiny and Chiapello, 2013; Diokhane et al., 2016; Prospero et al., 2005; Griffin, 2007).

Although the transport of mineral dust across the Atlantic Ocean started to be investigated in the 1960s, it only started to be studied from satellite observations in the 1970s (Kaufman et al., 2005; Taghavi and Asadi, 2008). Passive sensors have the advantage of providing daily data on the state of the atmosphere with good spatial and temporal coverage. The satellite products have improved our knowledge of the source regions and dust transport pathways in recent years (Engelstaedter et al., 2006; Schepanski et al., 2007, 2009b, 2012). However, studies of their spatial and temporal variability are mainly based on indices such as the aerosol optical depth (AOD) or the aerosol index (AI), which provide vertically integrated information on the atmospheric aerosol contents (passive space-derived observations: Cakmur et al., 2001; Chiapello and Moulin, 2002; Kaufman et al., 2005; Engelstaedter et al., 2006; Schepanski et al., 2009b). Moreover AOD estimated by satellite integrates the contribution of every kind of particle, and this latter estimation also depends on the altitude at which aerosols are located. Based on perturbations induced by the Rayleigh scattering in the detection of absorbing aerosols, Chiapello et al. (1999) showed that TOMS AI is more sensitive to aerosols present at high altitude than at low altitude. In other words the signal changes with the height of the aerosol plume depending on aerosol content.

Recently, the vertical structure of the Saharan air layer (SAL) has been analyzed from CALIPSO satellite observations. The vertical discontinuity of dust layers between land and ocean strongly impacts the atmospheric deposition rates

of mineral matter (Schepanski et al., 2009a) and dust concentration at the oceanic surface, which has important consequences on the primary biological productivity of surface waters (Martin, 1992; Arístegui et al., 2009).

In boreal summer, SAL is characterized by hot, dry, very dust-laden air, and it is located between 10 and 25° N (Dunion and Marron, 2008; Tsamalis et al., 2013). This SAL is marked by very strong potential temperatures up to 40 °C and a radon presence ( $^{222}\text{radon}$ ) indicating the desert origin of air masses (Carlson and Prospero, 1972).

In winter, the SAL is characterized by the transport of dust containing chemical elements such as aluminum (Al), silicon (Si), iron (Fe), titanium (Ti), and manganese (Mn; e.g., Formenti et al., 2001; Ben-Ami et al., 2010) and is located between 5 and 10° N (e.g., Tsamalis et al., 2013). Some studies relating aerosols to their transport are generally a simple description of the vertical distribution of aerosols in the SAL (Generoso et al., 2008; Liu et al., 2008; Ben-Ami et al., 2009; Braun, 2010; Yu et al., 2010; Adams et al., 2012; Ridley et al., 2012; Yang et al., 2012) or a description of the seasonality of the SAL in connection with large-scale dynamics (Liu et al., 2012; Tsamalis et al., 2013). However, the dust field campaigns, AMMA, SAMMUM-1 and SAMMUM-2, FENNEC, and SALTRACE (see Table 1) of Weinzierl et al. (2016) carried out in western Africa and over the Atlantic Ocean improved our understanding of dust–dynamics interactions. During SALTRACE, a linear depolarization ratio of particles and a relative humidity threshold of 50 % were used for differentiating different types of aerosol (Weinzierl et al., 2016). Authors showed that sea salt aerosol were restricted to the lower layer superposed by biomass–dust mixtures. They also showed that the altitude of the mineral dust layer decreased westward. The effects of small-scale dynamics and thermodynamics for controlling the vertical structure of desert aerosols in coastal western Africa remain unknown, and efforts made in this direction are restricted to very sporadic case studies (Gamo, 1996; Reid et al., 2002; Petzold et al., 2011).

In this study, in situ and satellite observations are used to describe the seasonal timescale of mineral dust distribution. We first used complementary information, provided by SeaWiFS and OMI which deliver extensive (AOD) and intensive single-scattering albedo (SSA) and Ångström exponent (AE) parameters of desert aerosols, to analyze the spatial variability of the desert aerosol dust. Then we used CALIOP lidar onboard CALIPSO to investigate the vertical distribution of these desert aerosols.

We finally analyze meteorological data to explain the impact of the atmospheric variables on the seasonal cycle of the vertical distribution of desert aerosols at the transition zone between the continent and the ocean. We conclude the present work by summarizing all the results which are reflecting our common knowledge on mineral dust discrimination and spatiotemporal distribution.

## 2 Methodology and data

### 2.1 AEROSOL ROBOTIC NETWORK (AERONET)

We first used data of AOD from AERONET between January 2005 and December 2010. AERONET is a global network of in situ observations developed by the NASA Earth Observing System (NASA EOS) (Dubovik et al., 2000). AERONET consists of the CIMEL solar photometers providing measures of AOD every 15 min, refractive index and also allows inversions such as particle size distribution of aerosols and SSA at 440, 670, 870, and 1020 nm wavelengths (Holben et al., 1998) with an accuracy of  $\pm 0.01$  (Eck et al., 1999; Dubovik et al., 2000; Holben et al., 2001). This uncertainty is inherent in the algorithm inversion used to retrieve aerosol characteristics. Some approximations are used in the numerical inversion algorithm which produce errors named relative errors having a standard deviation of 0.01 (Dubovik et al., 2000). AERONET's SSAs are computed for favorable atmospheric conditions (AOD 440 nm  $> 0.4$  and solar zenith angle  $> 45^\circ$ ) using an algorithm which performs almucantar inversions (Jethva et al., 2014). These data are used to validate remotely sensed AOD and SSA measurements. AERONET is available in three different products: Level 1.0, 1.5, and 2.0. In this study, we use Level 1.5 product for the Cabo Verde station, due to a lack of sufficient Level 2 data, and Level 2.0 for the other stations. Concerning the temporal resolution of AERONET observations, we compute a “daily” mean based upon data collected between 10:00 and 15:00 in order to use observations collected during the same time window as satellite overpass. We then use this 10:00–15:00 daily averages to compute monthly 10:00–15:00 AOD.

### 2.2 Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS)

We then used DeepBlue-SeaWiFS monthly mean AOD at 550 nm and AE products derived from SeaWiFS developed by NASA to study ocean color. SeaWiFS measures the solar radiation reflected at the top of the atmosphere in the wavelengths 412, 443, 490, 510, 555, 670, 765, and 865 nm. Satellite measurements carried out between October 1997 and December 2010 (Jamet et al., 2004; Hsu et al., 2012) have a value of signal to noise and uncertainty of 2–3 % for the different spectral bands (for details see Eplee et al., 2007; Franz et al., 2007; Eplee Jr. et al., 2011). In this paper, we use the Level 3 version 4 products (Bettenhausen and Team, 2013) for years 2005 to 2010. The SeaWiFS AOD provided at 550 nm is available both over the land and over the ocean (Hsu et al., 2004; Sayer et al., 2012). The products used here are land–ocean estimates generated and made available to the scientific community by NASA (Wang et al., 2000). Regarding the contribution of the aerosol types in the AOD, the studies of Dubovik et al. (2002), Schepanski et al. (2009b) or Tegen et al. (2013) suggested that the coarse-mode fraction of mineral dust dominates the atmospheric mixture when AE

values, associated with AOD values greater than or equal to 0.3, are below 0.7.

Here, we consider aerosols optical thickness larger than 0.2 when the Ångström exponent is lower than 0.7 (Fig. 4) to monitor the evolution of coarse (upper and lower bounds, respectively) and fine (lower and upper bounds) modes of mineral aerosols.

### 2.3 Ozone Monitoring Instrument (OMI)

OMI is a passive sensor onboard the Aura satellite launched on 15 July 2004 by NASA EOS Aura spacecraft which released its first observations in October 2004. Like all satellites in the A-Train constellation, OMI scans the entire Earth in 14 to 15 orbits with a nadir ground pixel spatial resolution of  $13 \text{ km} \times 24 \text{ km}$  (Jethva et al., 2014). In addition to the ozone content in the atmosphere OMI provides information on aerosols, clouds, gases ( $\text{NO}_2$ ,  $\text{SO}_2$ , HCHO, BrO, and OCIO), and irradiance in the ultraviolet (Levett et al., 2006). We use Aura/OMI SSA at 500 nm (taken from <https://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/data/lance-browse/>) and the OMAERUV Level 3 Collection 003 aerosol product processed in March 2012 with a spatial resolution of  $1^\circ \times 1^\circ$  to quantify the scattering of the aerosol types with passive sensors. The OMAERUV algorithm assigns a flag to each pixel which carries information on the quality of the retrieval (Jethva et al., 2014).

The SSA represents the ratio (ranging between 0 and 1) of scattering coefficient to extinction coefficient and provides information about the absorbing properties of the aerosols. SSA of 0.9 indicates that 90 % of the total extinction of solar light is caused by scattering and 10 % by absorption effects (Jethva et al., 2014). This parameter depends on the wavelength, size, and the complex refractive index of particles (Léon et al., 2009). The closer this value is to one the more desert aerosols dominate (Johnson et al., 2008; Léon et al., 2009; Ialongo et al., 2010; Malavelle, 2011).

OMI data were interpolated on the grid of SeaWiFS data to superimpose the products (AOD and SSA).

### 2.4 Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO)

The first polarization lidar in space, CALIPSO, is a sun-synchronous satellite developed by NASA as part of the Earth System Science Pathfinder program (ESSP) and launched on 28 April 2006 (Winker et al., 2007; Hunt et al., 2009) in order to provide global coverage of the vertical distribution of the properties of clouds and aerosols (Winker, 2003). The CALIOP lidar onboard CALIPSO acquires vertical profiles of the atmosphere at 30 m resolution in the lower layers (from the two orthogonal components that result from depolarization of a signal backscattered laser at 532 nm and vertical profiles of a total laser at 1064 nm signal backscattered at nadir). The final Level 2 product is reduced to a

uniform resolution calculated from averaging and/or interpolating different resolutions for generating intermediate products (Winker et al., 2006). We use the Vertical Feature Mask (VFM; stage 1, version 3) for which the processing algorithm is described in CALIOP Algorithm Theoretical Basis, Part 3: Scene Algorithms Classification (Liu et al., 2005). VFM allows to separate aerosols from clouds but also the desert aerosols from other types of aerosols (Omar et al., 2009). This methodology of discrimination by CALIOP of aerosol types gives results close to another method of distinction between mineral dust made from inversions (SSA and AE) of AERONET Level 2 products (Mielonen et al., 2009). The mix of layers of desert aerosol and other types of aerosols (i.e., biomass burning) is very rare (Chou et al., 2008; Heese and Wiegner, 2008) in our region of interest. During the dry season, mineral aerosols are observed in the atmospheric surface layer ranging 0.5 to 1 km while the aerosols emitted through biomass burning are carried to higher levels, up to 5 km altitude (Cavaliere et al., 2010). Nevertheless, classification errors are possible for low values of the mineral dust occurrence frequency (MDOF) and at frontal zones between layers of different substances (Adams et al., 2012). For this reason we only consider here the values of MDOF above 10%. Our method for determining the mineral dust by a calculation of the MDOF is equivalent to Adams et al. (2012) and follows the equation

$$p(x, y, z) = \frac{\sum_{n=0}^N p(x+n, y, z)}{\sum_{n=0}^N s(x+n, y, z)} \quad \forall x, y, z, \quad (1)$$

where  $p$  is the frequency of occurrence of dust at a grid point,  $s$  the total number of valid satellite passing the same grid point, and  $N$  the total number of grid points. The occurrences in the longitude ( $x$ ) are summed and normalized by the total valid satellite passes in a given longitudinal range (35° W–20° E). Data were gridded with a near-uniform horizontal resolution of  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  and a vertical resolution of 30 m for 290 vertical levels between 0.5 and 8.2 km above sea level. The CALIOP lidar on CALIPSO (also in the A-Train) has a 90 m instantaneous footprint which is smeared to 333 m in the along track direction by orbital motion over the lidar pulse duration. All satellites of the A-Train constellation, such as CALIPSO, fly in a sun-synchronous orbit with a 16-day coverage cycle consisting of 233 orbits separated by  $1.54^\circ$  longitude or about 172 km at the Equator. Each satellite completes 14.55 orbits per day with a separation of  $24.7^\circ$  longitude between each successive orbit at the Equator. These CALIPSO orbits are controlled to cover the same ground with cross-track errors of less than  $\pm 10$  km (Winker et al., 2007). This drastically reduces the spatial coverage of the satellite. Consequently, we use a mesh of  $0.5^\circ$  longitude to cover the area between 10–24° W and 12–21° N. The choice of this band of latitude is driven by one of the objectives of the paper which is to study the transition of aerosol distribution between the continent and the ocean. Dust occur-

rences are averaged over latitudes 12 to 21° N and are then smoothed over the 30-point longitudinal running mean and 50-point vertical running mean.

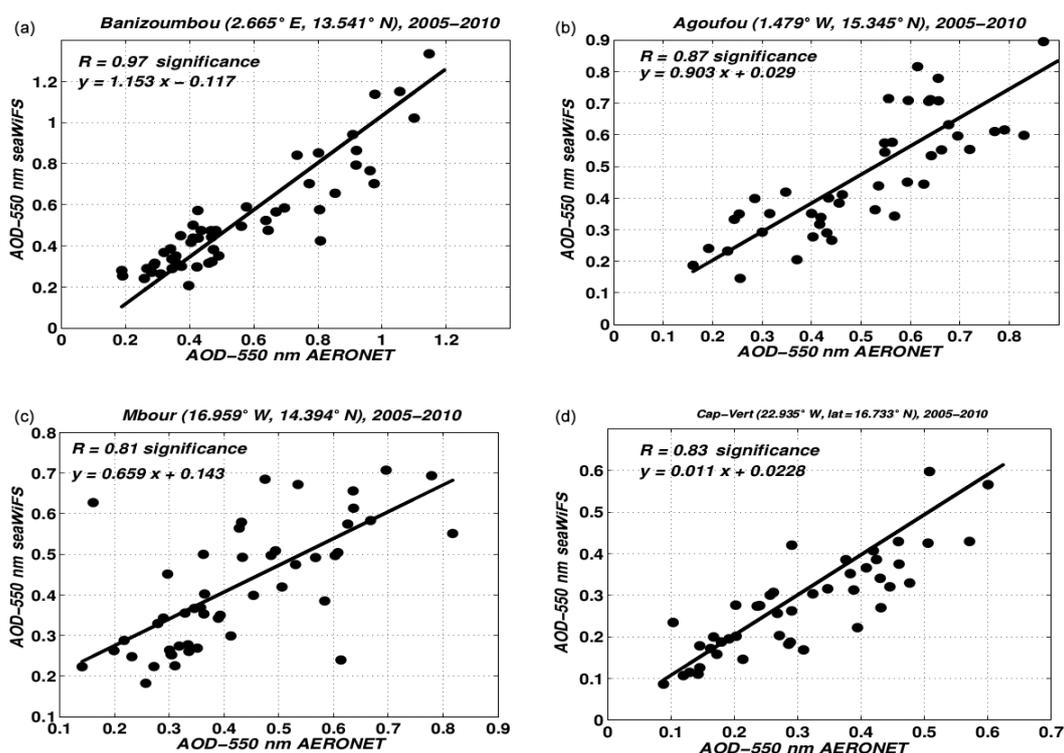
### 3 Results

#### 3.1 Horizontal dust distribution

SeaWiFS AOD (estimated at wavelength 550 nm) represents an average value of the optical depth of the atmosphere. It has first been compared to the monthly AOD given by AERONET photometers (given at the wavelength 675 nm and interpolated at 550 nm) by calculating the correlation between the two measurements at different selected stations (Fig. 1). Our choice focused on the stations Banizoumbou (2.665° E–13.541° N), Agoufou (1.479° W–15.345° N), M'bour (16.959° W–14.394° N), and Cabo Verde (22.935° W–16.733° N) to assess the quality of satellite information obtained across the land–ocean continuum. A very good correlation is calculated between SeaWiFS and in situ measurement given by the photometer at Banizoumbou ( $R = 0.97$ ; Fig. 1a). The CIMEL photometer at Agoufou (Mali) also shows a very good correlation with SeaWiFS ( $R = 0.87$ ; Fig. 1b). The correlation between the two measures is equal to 0.81 at the shore in M'bour (Fig. 1c). It is close to the one in Cabo Verde ( $R = 0.83$ ; Fig. 1d). All these correlation values of AOD are significant at 95% using the Student statistical test. The regression for M'bour site is not as good as for the other sites. This site is located at the shore, at the interface between land and ocean, and the satellite algorithm retrieval is not the same over the land and over the ocean. We also studied the structure of the cloud of points between the two data sets to assess the quality of the satellite measurements as a function of the aerosol concentration. The regression line obtained by the least squares method shows a linear relationship between satellite and in situ monthly mean measurements of AOD at the selected stations.

The horizontal transport of desert aerosols can be followed by considering the key and complementary parameters that distinguish them. To better characterize the desert aerosols, we combined AOD (SeaWiFS) with SSA (OMI) to specify the contribution of the latter compared to other types of aerosols in the atmosphere. A threshold of 0.90 in monthly averaged SSA is used to define regions dominated by desert aerosols. This value is chosen in agreement with the threshold value given in previous studies (Léon et al., 2009; Malavelle, 2011; Jethva et al., 2014). This method allowed us to define the Saharan and Sahelian as the one which is the most influenced by dust plumes composed of desert aerosols throughout the year (between 12 and 21° N; Fig. 3).

The comparison of the daily SSA of Aura/OMI versus AERONET is achieved to validate satellite SSA which provides a better spatiotemporal coverage of our region of interest. OMI SSA retrievals are taken between 10:00 and 15:00,



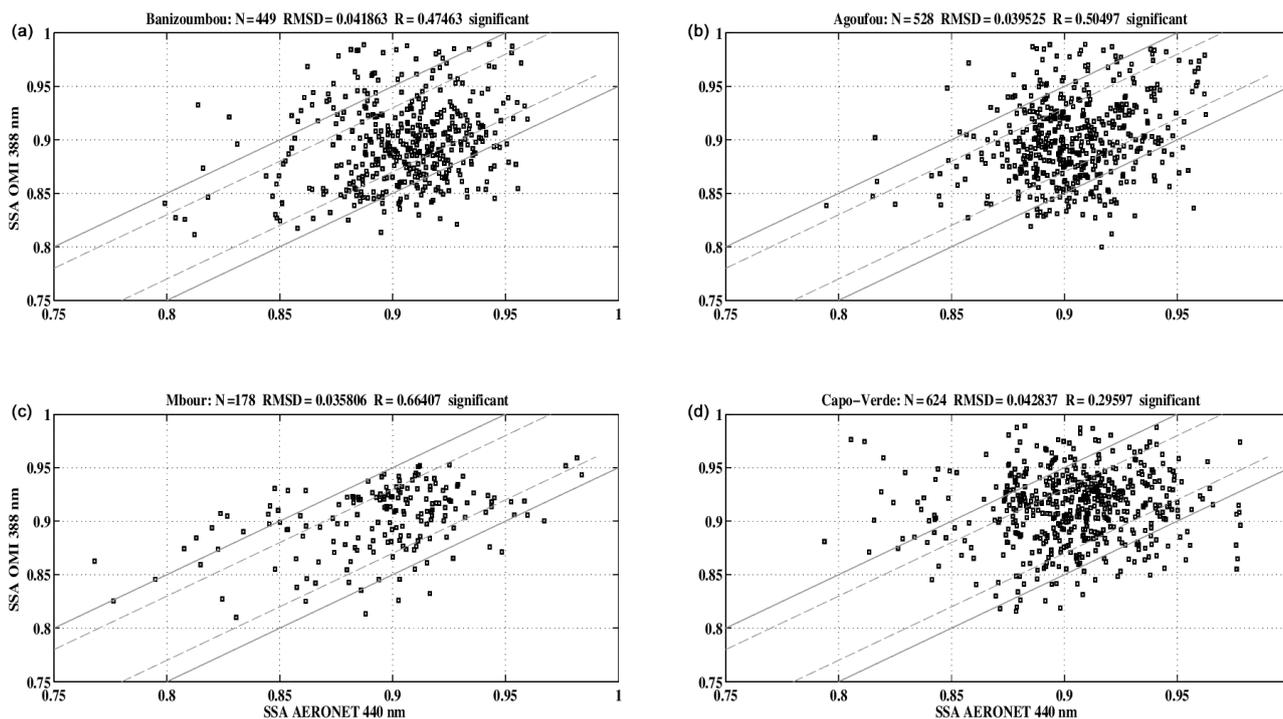
**Figure 1.** Comparison of monthly mean aerosol optical depth (AOD) between SeaWiFS (550 nm) and ground measurements from AERONET (675 nm) from January 2005 to December 2010. This comparison is done at the following stations: (a) Banizoumbou (53 points), (b) Agoufou (47 points), (c) M'bour (50 points), and (d) Cabo Verde (47 points). The black solid line represents the regression between both data sets.

which covers AERONET measurements. As emphasized by Jethva et al. (2014), this comparison is done at the original wavelengths of each independent measurement (388 nm for OMI and 440 nm for AERONET) in order to avoid uncertainties induced by the interpolation at other wavelengths. Good correlations are retrieved between the two data sets at the different ground stations in western Africa for the period 2005–2010 within root mean square difference (RMSD) of 0.03 in the selected region (Fig. 2). Globally, the OMAERUV SSA is well correlated with ground measurements. The correlation at all selected sites for this study is significant. The agreement between the two inversions is better over the continent (Banizoumbou station,  $r = 0.47$  and Agoufou station:  $r = 0.50$ ) and at the shore of western Africa (M'bour station:  $r = 0.66$ ) than over the ocean (Cabo Verde station:  $r = 0.30$ ). The discrepancy between the AERONET SSA retrievals over continental (Banizoumbou and Agoufou) and coastal western Africa (M'bour) was already found by Johnson and Osborne (2011) during the GERBILS campaign over western Africa. These authors suggested that a lack of sampling may affect the results. Their results are in agreement with our results which show 449 retrievals in Banizoumbou against 178 retrievals in M'bour site.

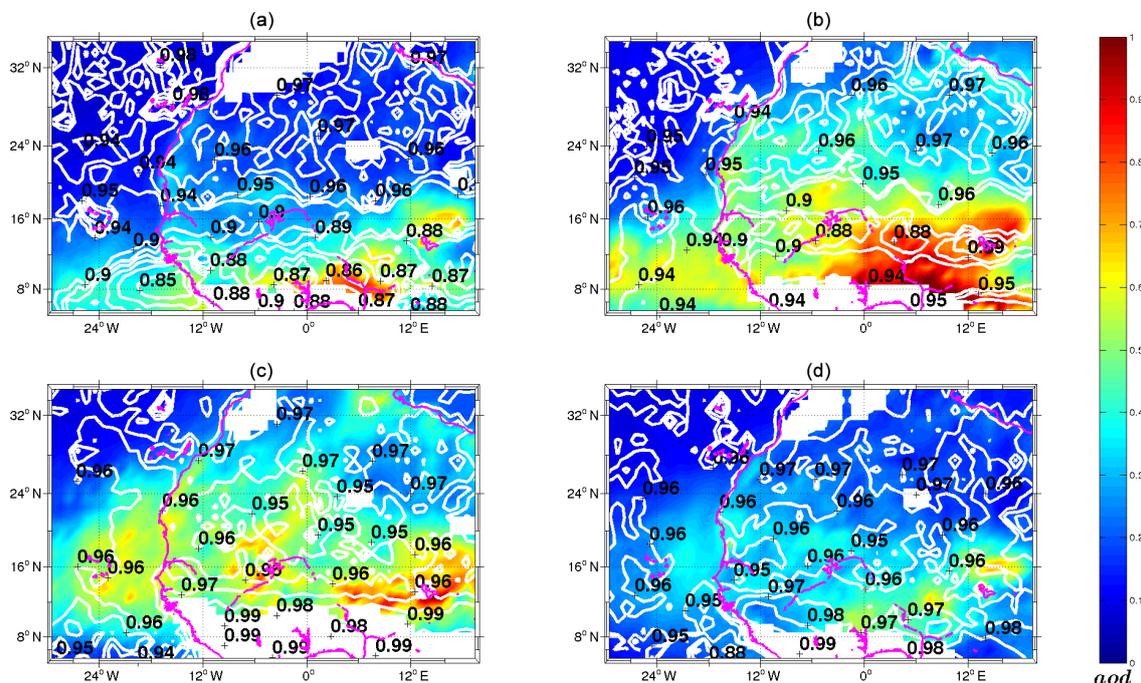
Figure 3 shows a seasonal distribution of the AOD which is superimposed onto SSA in the western African region.

Both large AOD and strong SSA indicate that mineral dust is the dominant component of aerosols in the atmosphere. In winter, the main dust source in western Africa, the Bodélé depression, is shown in Fig. 3a with AOD larger than 0.5 and SSA larger than 0.9 around 17° N–18° E. This most persistent dust hotspot is activated all along the year and provides a maximum dust emission in spring (Fig. 3b), in agreement with Engelstaedter and Washington (2007). In summer, the intense surface heating from solar radiation (heat low) induces the development of a near-surface thermal low pressure system over northern Mali, southern Algeria, and eastern Mauritania (Lavaysse et al., 2009; Messenger et al., 2010) and controls the dry convective processes which contribute to about 35 % of the global dust budget (Engelstaedter and Washington, 2007). Over the northwestern Sahara region (Fig. 3c), the AOD is larger than 0.5 and SSA is stronger than 0.9, both variables indicate the main hotspot of mineral dust source in western Africa in summer which has already been shown by Engelstaedter and Washington (2007).

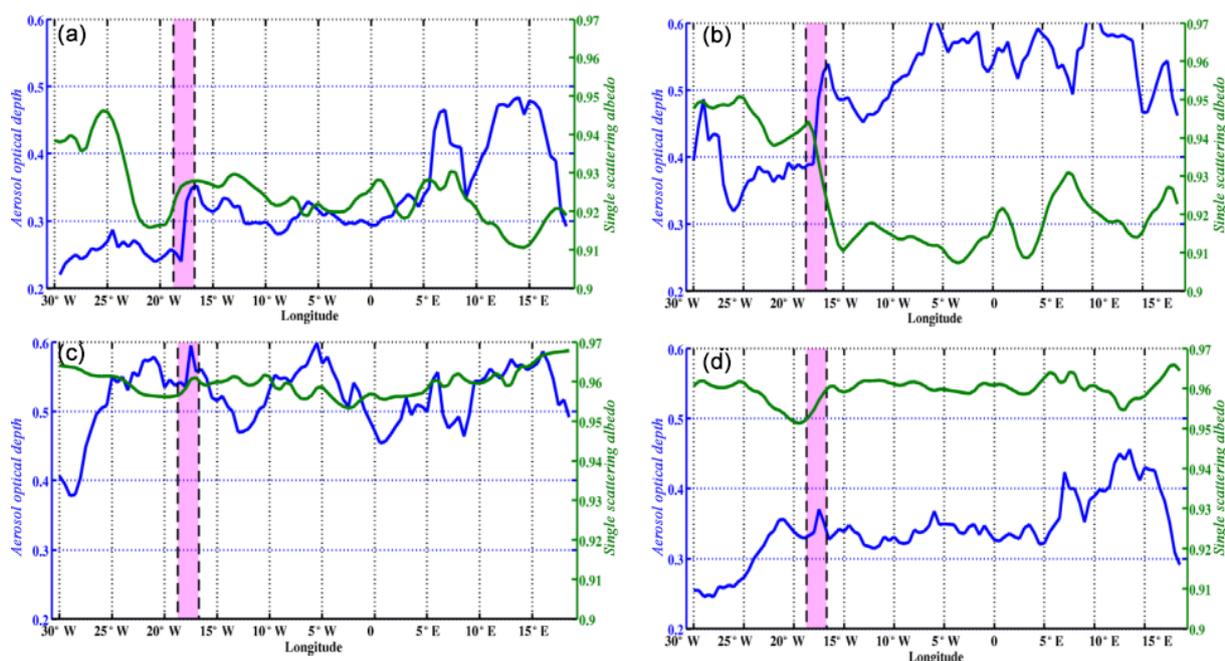
Figures 3 and 4 show that horizontal monthly average of AOD is stronger above the continent than over the ocean throughout the year. The weakest AOD is given for winter months (DJF for December–January–February) with a mean value of  $0.33 \pm 0.07$  (standard deviation). At this season, the SSA values are higher in the northeast tropical Atlantic than



**Figure 2.** OMAERUV SSA at 388 nm wavelength as a function of AERONET SSA at 440 nm at (a) Banizoumbou (2.66° E, 13.54° N; 449 retrievals); (b) Agoufou (1.47° W, 15.34° N; 528 retrievals); (c) M'bour (16.95° W, 14.39° N; 178 retrievals); and (d) Cabo Verde (22.93° W, 16.73° N; 624 retrievals). The solid lines indicate the domain where the two retrievals agree with each other within 0.03 and the dashed lines indicate agreement within 0.05.



**Figure 3.** Seasonal distribution of aerosol optical depth (average between 2005 and 2010) at 550 nm wavelength (colors) from SeaWiFS for (a) DJF; (b) MAM; (c) JJA; and (d) SON. SSA from OMI is superimposed with white contour lines.



**Figure 4.** Seasonal SeaWiFS AOD at 550 nm (blue), Aura/OMI SSA (green) zonally averaged between 12 and 21° N and from 2005 to 2010: (a) DJF; (b) MAM; (c) JJA; and (d) SON. The black dashed lines indicate the continent–ocean transition for the latitude range 12–21° N.

on continental western Africa with a SSA maximum reaching 0.95. This indicates a stronger contribution of dust over the ocean than over the continent in the latitude range 12–21° N. Note that sources of dust aerosols are also indicated by high SSA values north of 21° N. The air masses advection in the lower atmosphere (925 hPa) follows a northeast–southwest direction in winter (Fig. 6a), dust coming from the northwest of Mauritania is partially seen over the continent (in AOD and SSA), and its main signature should be seen over the ocean. In spring (MAM for March–April–May), the increase of the monthly mean AOD compared to winter is indicated by a stronger mean value ( $0.50 \pm 0.08$ ). The mean optical depth indicates that the dust sources are becoming more active with an atmosphere more charged than in winter. The coarse mode dominates in the mixed atmosphere boundary layer over the continent with lower values of AE less than 0.7 (not shown). Nevertheless, the reflectance properties of aerosols (given by the SSA) is higher over the ocean than over the continent and vary weakly compared to winter.

In summer (JJA for June–July–August), the maximum mean AOD is  $0.52 \pm 0.05$ . AOD values are associated with higher SSA above 0.96. It indicates that aerosols are clearly dominated by desert dust in boreal summer. At this season, important quantities of dust can be lifted up and vertically transported in the upper atmosphere by convective systems and near-surface convergence (Engelstaedter and Washington, 2007).

In autumn (SON for September–October–November), the monthly mean AOD is  $0.34 \pm 0.05$ . AOD is decreased com-

pared to spring but the SSA values are much higher than in spring despite the fact that uplift occurrences are larger in spring than in fall in western Africa (Marticorena et al., 2010; Diokhane et al., 2016).

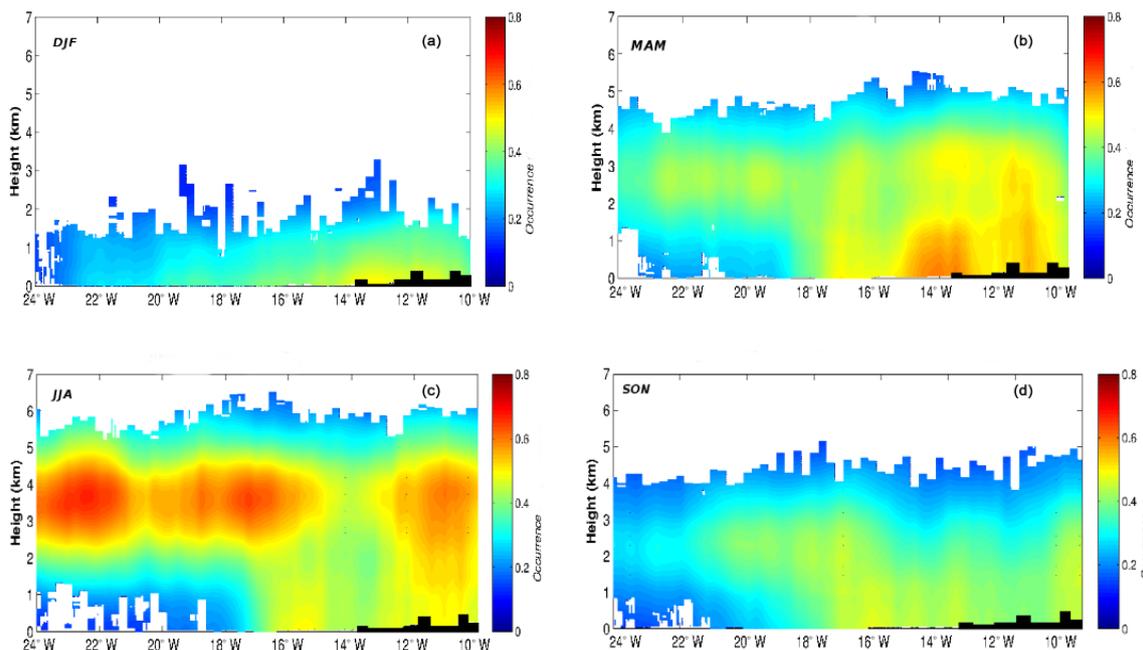
Changes of AOD and SSA are seen at the transition between the continent and the ocean (Fig. 4). Understanding these changes requires a thorough analysis of the vertical distribution of dust during transportation from east to west in northern Africa.

### 3.2 Vertical dust distribution

The vertical distribution of desert aerosol indicates a strong presence of dust concentrations between the surface and 6 km in agreement with the results of Léon et al. (2009), who studied the vertical distribution of dust in the northeast tropical Atlantic (Fig. 5).

In DJF, desert aerosols are mainly concentrated in the atmospheric boundary layer (ABL) between the surface and 2 km (Fig. 5a) both over the continent and the ocean. At this season, we also noted a homogeneous dust aerosol transition between western Africa and the eastern part of the Atlantic Ocean.

In MAM, there is an elevation of the SAL with a maximum altitude of 5 km on the continent and between 4 and 5 km above the ocean (Fig. 5b). The MDOF over 50 % above the continent shows that dust emissions are much greater than in winter. The ABL develops vertically to reach up to 5 km of altitude. It results in an atmospheric layer well mixed between the surface and 5 km of altitude above the conti-



**Figure 5.** CALIOP daytime seasonal vertical distribution of the frequency of mineral dust aerosol occurrence zonally averaged between 12 and 21° N over the period 2007–2013: (a) DJF; (b) MAM; (c) JJA; and (d) SON.

ment (10–15° W). Above the ocean we see a detachment of the SAL from the ocean surface which occurs at the coast (around 18° W).

JJA is the busiest season of the year in terms of dust rising in the northern hemisphere of Africa. It is characterized by the development of density currents that intensify the mobilization of terrigenous aerosols (e.g., Bou Karam et al., 2008; Schepanski et al., 2009b, Fig. 5c). Unlike DJF, we note a clear separation of the dust layer above the eastern Atlantic Ocean where dusts are confined between 1 and 6 km altitude.

In SON, dust emissions decrease in intensity compared to JJA but the detachment from the surface of the ocean remains clear at the coast although less marked than in JJA (Fig. 5d). According to Adams et al. (2012), the heart of the SAL is located about 5 km above sea level in SON, whereas Liu et al. (2012) show a maximum altitude of 4 km.

## 4 Discussion

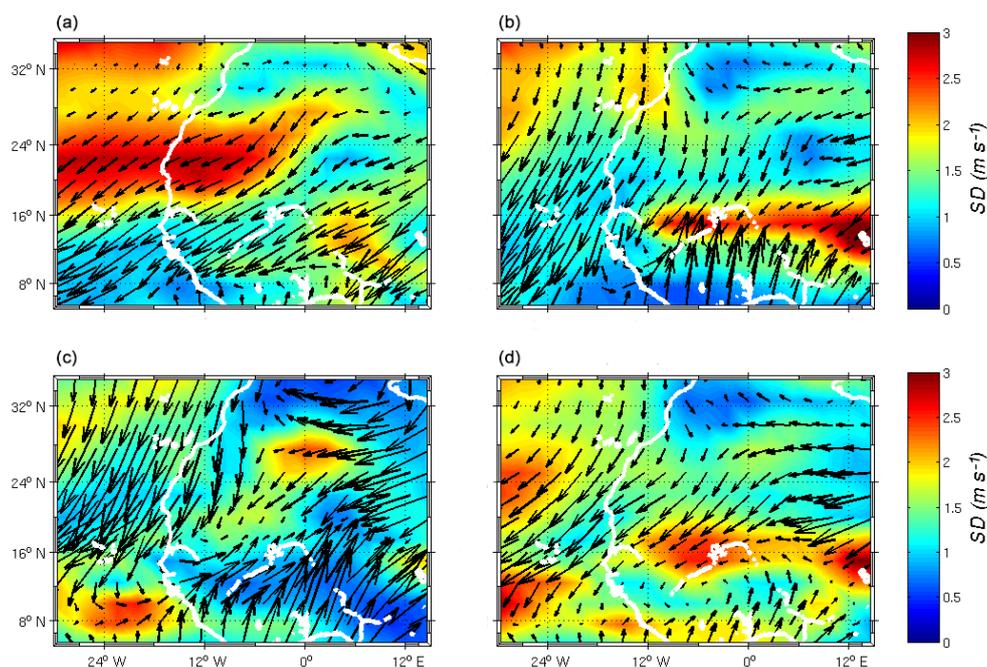
### 4.1 Seasonal variability

The desert aerosols in the band of latitude 12–21° N are mainly emitted in the Saharan and Sahelian regions. Emissions and transport processes are mainly controlled by meteorological variables (Brooks and Legrand, 2000; Joseph, 1999).

Schepanski et al. (2009b) found that over the Sahara sources of dust emissions are less active in winter than during summer. The southward migration of the Intertropi-

cal Convergence Zone (ITCZ) and the subsiding branch of the Hadley cell over the dry convection can also prevent the deep vertical distribution of aerosols in north Africa (Lavaysse et al., 2009). The maximum altitude of this distribution is 3 km above the continent and 2 km at the western African coast in agreement with the studies of Léon et al. (2009) and Vuolo et al. (2009). Compared to other seasons, DJF shows an important role played by the shallower atmospheric layers on the dust transported from source regions located in the northwestern part of Mauritania and more generally in coastal western Africa (Fig. 6a). This high occurrence is shown by the inter-seasonal variability derived from NCEP Reanalysis. Figure 6 highlights that the northwest region of Mauritania has the highest standard deviation of horizontal wind intensity between 18–24° N and that wind is very intense in winter compared to the other seasons (Fig. 6a). Hence this region represents an important sand source in winter as mentioned by previous studies (Bertrand et al., 1979; Ozer, 2000; Tulet et al., 2008; Laurent et al., 2008; Mokhtari, 2012; Hourdin et al., 2015).

Unlike winter, in summer as shown in Fig. 5c, dust is concentrated between the higher layers of the ABL, from 1 to 5–6 km (Gamo, 1996), in response to intense convective mechanisms that are more common in the region at this season (Cuesta et al., 2009). Indeed, the summer solar heating drives the development of the Saharan boundary layer which reaches up to 6 km while the convergence of hot dry air (Harmattan) from the Sahara with fresh moist air (monsoon) from the ocean generates intense convective cells which are responsible for the suspension of large amounts of dust which



**Figure 6.** Seasonal mean zonal wind field at 925 hPa over western Africa from NCEP Reanalysis between 2000 and 2012: (a) DJF; (b) MAM; (c) JJA; and (d) SON. The vectors show wind direction while colors indicate the standard deviation of wind velocity ( $\text{m s}^{-1}$ ).

will be distributed in the ABL. Transport also increases between 3 and 4 km above the ocean with a MDOF greater than 70 %, i.e., more than 30 % higher than that observed in DJF. This sharp increase of MDOF from DJF to JJA is in agreement with the results of Schepanski et al. (2009b), who estimated an increase of more than 20 % of the activity of dust sources in summer compared to winter in western Africa in the observations of Meteorat Second Generation (MSG) Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI). In summer, atmospheric dynamics raise large dust particles that are settling down much closer to the source regions than the rest of the year (Shao, 2000). However, their reflectivity of solar radiation becomes larger and reaches a maximum value indicated by a SSA of 0.97 (Fig. 4c).

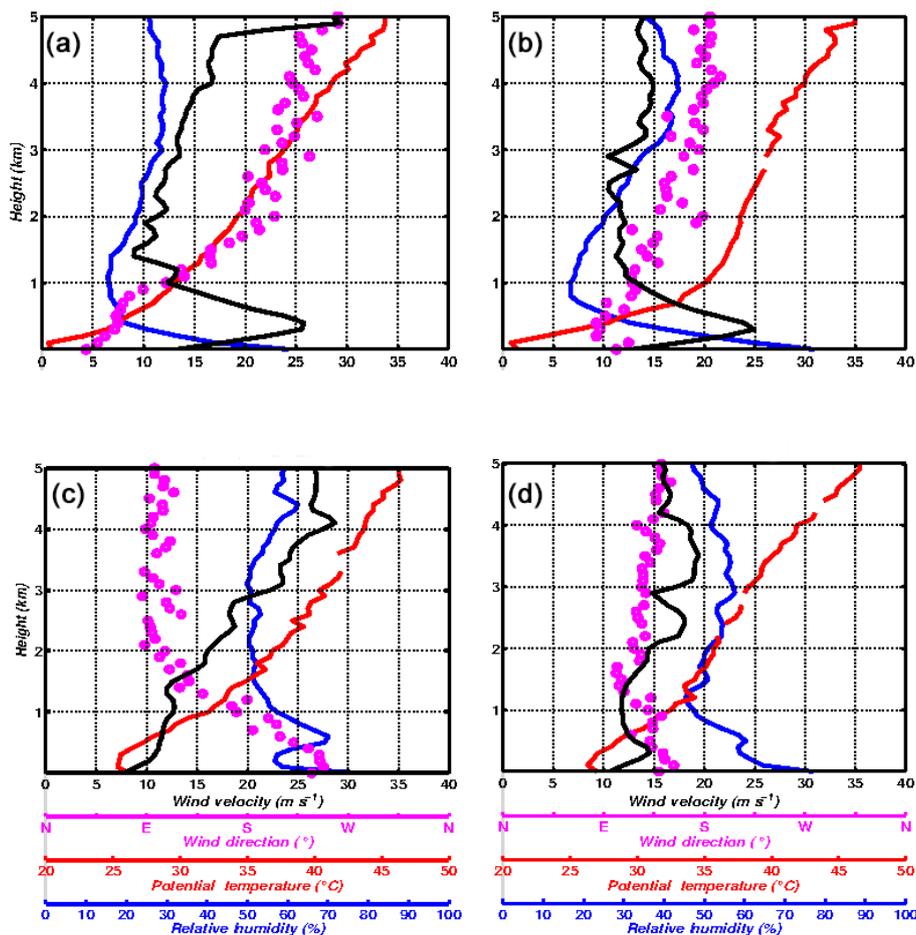
In autumn, SSA values are comparable to spring values but these high values are not due to high reflectance of desert aerosols like in spring because the southern migration of the ITCZ reduces the activity of convective systems and causes a reduction of dust emissions shown by a decreasing of the AOD (Fig. 4d). These high SSA values can be attributed to atmospheric conditions seen through the relative humidity which is much higher than in spring (Fig. 7d). Indeed, OMI measures the atmospheric properties of the aerosols which are known to be hygroscopic (Jethva et al., 2014).

#### 4.2 Continent–ocean transition

To better understand the factors responsible for the high variability of the vertical transition of desert aerosols from the continent to the ocean, we placed ourselves at a coastal point

(Dakar) to study the variation of meteorological variables and their potential influence on the distribution of aerosols. Seasonality of vertical distributions of winds, relative humidity and potential temperature from radiosounding conducted at the weather station (GOOY) of Dakar (western African shore) are shown in Fig. 7.

In DJF, continental winds are very strong at the near-surface with a maximum of  $25 \text{ m s}^{-1}$  at 500 m (Fig. 7a). The northeast direction of the winds in the first 1000 m explains the homogeneity of the vertical distribution of dust from the continent towards the ocean. This northeast wind applies to all western Africa at the surface (Fig. 6a). Their intensity also explain the strong values of MDOF (up to 50 %) observed by CALIOP in wintertime above the continent. Between 1 and 2 km height, winds weaken and change direction (south to southeast) while MDOF observed by satellite decreases (Fig. 5a). Between 2 and 5 km height, the winds turn to the southwest and west. These dust-depleted air masses of oceanic origin are wetter than from the land, and limit the development of the ABL. The air masses of continental origin are located between the surface and 2000 m height (Fig. 7a). In Fig. 7a, the relative humidity is around 20 % (between 500 and 2000 m) and it corresponds to a very dry air mass of Saharan origin. Between 2 and 5 km the potential temperature indicates a stable atmospheric layer. The DJF season is associated with an intermediate AOD value which decreases from  $15^\circ \text{ E}$  to  $10^\circ \text{ W}$ . SSA reflects mineral dust properties across its westward transportation ( $> 0.9$ ), but it is 0.2 higher over the ocean than the continent. We believe it could reflect



**Figure 7.** Mean seasonal vertical profiles of wind velocity (black line), wind direction (pink dots), potential temperature (red line), and relative humidity (blue line) at Dakar weather station ( $14.73^{\circ}$  N,  $17.51^{\circ}$  W) for (a) DJF; (b) MAM; (c) JJA; and (d) SON. Observations correspond to weather balloons launched daily at 12:00 UTC for years 2012 to 2014.

the transport of dust emitted along the coastline which is only partly taken into account in dust properties derived from the continent.

Compared to the DJF situation, MAM near-surface winds (Fig. 7b) are still intense with a maximum of  $25 \text{ m s}^{-1}$  at 500 m height and are from the east. They are associated with MDOF above 50 % in the ABL around  $14^{\circ}$  W. Surface winds (Fig. 6b) indicate the near-surface convergence of northward and southward flows along  $16^{\circ}$  N which is associated with a well-mixed distribution of dust in the first 5 km of the atmosphere (Fig. 5b) and higher AOD values than in winter (Fig. 4). There is an inversion of easterly winds between 1 and 3 km and a second southerly wind peak ( $15 \text{ m s}^{-1}$ ) appears between 3 and 4 km. It corresponds to the dust layer (SAL) detected by CALIOP. The vertical profile of potential temperature indicates a stable thick layer, well mixed between the surface and 3 km (Fig. 7b). Beyond this altitude there is a stable stratification of the atmosphere indicated also by the potential temperature. Between 3 and 5 km height, the air masses coming from the south to the south-southwest are

also of oceanic origin and their interaction with a more consistent amount of dust than in winter could explain the better marked transition between the ocean and the continent in terms of SSA (increase) and AOD (decrease) for this season (Fig. 4b). Indeed, in general, increasing the relative humidity is likely to increase the SSA and size hygroscopic aerosols with dry to wet passage inducing a larger diameter even when humidity is below the saturation level (Hervo, 2013; Howell et al., 2006).

In JJA, surface winds (0–1 km) decrease and are from the west to the southwest (West African Monsoon; Fig. 7c). This corresponds to lower values of MDOF (Fig. 5c) but to relative humidity values well above DJF or MAM (Fig. 7). Reid et al. (2002) presented a conceptual model of Saharan dust transport in the middle troposphere describing an evolution of relative humidity profile in agreement with the observations made in Dakar. These authors describe a moistening of the surface layers due to monsoon flow which penetrates up to 1.5 km above this layer. Figure 6c shows deep intrusion of air masses coming from the Gulf of Guinea which brings

humidity to the continent. The dry convection taking place over the continent favors the vertical transport of dust to high altitudes (Engelstaedter and Washington, 2007).

Between 2 and 6 km, winds are from the east and above  $15 \text{ m s}^{-1}$ . These wind velocity maxima reach  $25 \text{ m s}^{-1}$  in the range 3.5–5 km and are associated with the African easterly jet (AEJ) (Wu et al., 2009; Lafore et al., 2011). The colocalization of the AEJ and the SAL between 2 and 5 km height (Figs. 5c and 7c) causes the westward SAL transport by AEJ in summer (Karyampudi et al., 1999). These strong winds correspond to the layer of dust detected by satellite at this altitude (Fig. 5c). Above the continent, the mesoscale features associated with the convergence between Harmattan and the West African Monsoon at the ITCZ cause strong updrafts that allow lifting and transport of dust particles throughout the air column (Tulet et al., 2008). The dynamics of the monsoon described by the conceptual scheme of mechanisms controlling the dust vertical redistribution in Cuesta et al. (2009) explain the wide occurrence of dust found between 2 and 5 km rather than at the surface. During transport from northern Africa to the Atlantic Ocean, very large amounts of coarse dust (Fig. 4c) are deposited along the path with a rapid change in the size distribution of aerosols near the western African coast (Ryder et al., 2013). The changes of the aerosol size and properties will impact the climate system (Huneus et al., 2011; Mahowald et al., 2014). McConnell et al. (2008) suggested that the variation in the aerosol profiles over the ocean have an impact on the radiative effect, a statement confirmed by Highwood et al. (2003), who showed that the radiative effect of mineral dust is correlated with the altitude of the dust layer.

The signing of the SAL is evidenced by relative dryness of the atmosphere (Dulac et al., 2001) between 1.5 and 5 km (Fig. 7c). At this altitude, the vertical profile of potential temperature indicates Saharan origin of air masses with temperatures between 35 and 45 °C (Carlson and Prospero, 1972). The wind direction (east) given in Fig. 7c between 1.5 and 5 km altitude confirms the origin of the Saharan air masses. The presence of dust in the SAL causes both warming and drying of the atmosphere between 1.5 and 5 km and a cooling below this layer (Tulet et al., 2008).

In SON, winds are weak and from the east at the surface (Figs. 7d and 6d). Between 1 and 5 km, it increases but is less intense than in JJA between 3 and 5 km and it is associated with a decrease of the MDOF (Fig. 5d). The moisture profile in SON (Fig. 7d) is close to that of JJA, but has a more humid atmosphere in the layer between 1.5 and 5 km where maximum relative humidity of the year occurs (60 %; Fig. 7d). The analysis of the vertical distribution of thermodynamic variables like relative humidity, potential temperature and wind measured at the Dakar weather station shows that the thermodynamical conditions control the dust vertical distribution as well as the depth of the dust layer depending on the season. This analysis also explains the unintuitive differences between spring, when the low values of SSA are

associated with a strong AOD, and autumn, characterized by high values of SSA associated with low AOD values.

## 5 Conclusions

Studies of processes involved in the vertical distribution of aerosols at the transition between continent and ocean are very rare. Here, we took advantage of a weather station ideally located on the main pathway of desert aerosols from northern Africa (Léon et al., 2009; Marticorena et al., 2010; Mortier et al., 2016) to explain the effect of meteorological variables on this transition in a region of primary importance worldwide. The interaction of air masses of oceanic origin with dust aerosols are crucial for understanding their fate (e.g., Friese et al., 2016). This study constitutes the first attempt to link the seasonal dynamic of the atmosphere and the vertical distribution of dust aerosol in this region, and it provides the first dynamical explanation of a counterintuitive deposition pattern over the Atlantic Ocean. Indeed, it explains the role of the local atmospheric circulation in driving a higher AOD and dust content in summer over western Africa in phase with dust deposition in Barbados but in opposition with Cabo Verde islands where deposition is more intense in winter (Chiapello et al., 1995).

We have studied the seasonal variability of the distribution of desert aerosols in western Africa (continental and oceanic) from their optical and physical properties. First of all we have been able to show a good estimate of aerosol properties (AOD and SSA) of aerosols by satellite when compared with AERONET ground measurements on the mainland, the coast, and the ocean. Space observations then allowed us to show the predominant presence of Saharan dust in the atmosphere north of 12° N throughout the year and an additional significant contribution of sandy sources from the Mauritanian coast in winter. The MDOF indicates a change in the vertical distribution of dust at the transition between the continent and the ocean, the largest differences occurring in spring and summer seasons. In DJF, the ABL is shallow ( $\sim 1 \text{ km}$ ) and strong winds from northeast transport the dust in a dry atmosphere from the continent to the ocean continuously. This surface layer is superimposed by a stable atmospheric layer which inhibits the vertical development of this surface layer rich in dust aerosols. The decrease from east to west of the AOD requires material deposition during the transit. In summer dry convection located north of 10° N and associated with structures that develop at the intertropical discontinuity (ITD) distribute dust up to 6 km height and create a thicker AOD. Above 6 km altitude over the Saharan and Sahelian regions, the vertical distribution of dust is blocked by the strong subsiding branch of the Hadley cell (Lavaysse et al., 2009). In the lower layers, the westward oceanic moistly entries which are opposite the higher eastward winds generate very different distributions above the continent and the ocean. On the mainland, the dust is domi-

nated by coarse mode and has a homogeneous vertical distribution, while above the ocean, lower layers are poor in dust and are superimposed by the SAL which is highly enriched. The SSA remains constant at this transition. MAM and SON represent transition periods. For the vertical dust distribution, MAM is closer to the summer situation.

Future modeling experiments should provide further insight into ocean–atmosphere processes involved in explaining this transition and the dust deposition along this pathway. It also seems that a more tailored approach to ocean–atmosphere interactions including higher frequencies of variability and notably the diurnal cycle is needed to make the role of local circulation on the vertical distribution of aerosols in coastal areas more apparent.

*Data availability.* All data links are provided below.

Radiosounding data were taken from <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>. Two radiosoundings per day are launched at Dakar Airport (14.73° N, 17.5° W), providing weather data which are distributed by the Department of Atmospheric Science at the University of Wyoming.

The CALIPSO aerosol products are available at <http://www.icare.univ-lille1.fr/archive>. The CALIPSO data provide global coverage of the vertical distribution of the properties of clouds and aerosols.

NCEP Reanalysis data were found at <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.pressure.html>.

AERONET data sets are taken from <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>.

OMI data were obtained from NASA's Giovanni: [http://disc.gsfc.nasa.gov/gesNews/giovanni\\_3\\_end\\_of\\_service?instance\\_id=omil2g&selectedMap=Blue%2520Marble&](http://disc.gsfc.nasa.gov/gesNews/giovanni_3_end_of_service?instance_id=omil2g&selectedMap=Blue%2520Marble&).

*Competing interests.* The authors declare that they have no conflict of interest.

*Acknowledgements.* We would like to thank the IRD-BMBF AWA project and the international joint laboratory ECLAIRS for supporting and promoting our research activities. We thank the Institute of Research for Development for funding this PhD study. We also thank ICARE for the online availability of the CALIPSO aerosol products at <http://www.icare.univ-lille1.fr/archive>. We are very grateful to Béatrice Marticorena and Isabelle Chiapello for very fruitful discussions. We are finally very grateful to the two anonymous referees for very informative comments which have greatly improved the quality of this study.

Edited by: Paola Formenti

Reviewed by: two anonymous referees

## References

- Adams, A. M., Prospero, J. M., and Zhang, C.: CALIPSO-derived three-dimensional structure of aerosol over the Atlantic Basin and adjacent continents, *J. Climate*, 25, 6862–6879, 2012.
- Alizadeh-Choobari, O., Sturman, A., and Zawar-Reza, P.: A global satellite view of the seasonal distribution of mineral dust and its correlation with atmospheric circulation, *Dynam. Atmos. Oceans*, 68, 20–34, 2014.
- Andreae, M. O.: Raising dust in the greenhouse, *Nature*, 380, 389–390, 1996.
- Ansmann, A., Bösenberg, J., Chaikovskiy, A., Comerón, A., Eckhardt, S., Eixmann, R., Freudenthaler, V., Ginoux, P., Komguem, L., Linné, H., Márquez, M. Á. L., Matthias, V., Mattis, I., Mitev, V., Müller, D., Music, S., Nickovic, S., Pelon, J., Sauvage, L., Sobolevsky, P., Srivastava, M. K., Stohl, A., Torres, O., Vaughan, G., Wandinger, U., and Wiegner, M.: Long-range transport of Saharan dust to northern Europe: The 11–16 October 2001 outbreak observed with EARLINET, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 108, 4783, <https://doi.org/10.1029/2003JD003757>, 2003.
- Ansmann, A., Baars, H., Tesche, M., Müller, D., Althausen, D., Engelmann, R., Pauliquevis, T., and Artaxo, P.: Dust and smoke transport from Africa to South America: Lidar profiling over Cape Verde and the Amazon rainforest, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L11802, <https://doi.org/10.1029/2009GL037923>, 2009.
- Arístegui, J., Barton, E. D., Álvarez-Salgado, X. A., Santos, A. M. P., Figueiras, F. G., Kifani, S., Hernández-León, S., Mason, E., Machú, E., and Demarcq, H.: Sub-regional ecosystem variability in the Canary Current upwelling, *Prog. Oceanogr.*, 83, 33–48, 2009.
- Baker, A., Kelly, S., Biswas, K., Witt, M., and Jickells, T.: Atmospheric deposition of nutrients to the Atlantic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2296, <https://doi.org/10.1029/2003GL018518>, 2003.
- Ben-Ami, Y., Koren, I., and Altaratz, O.: Patterns of North African dust transport over the Atlantic: winter vs. summer, based on CALIPSO first year data, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 7867–7875, <https://doi.org/10.5194/acp-9-7867-2009>, 2009.
- Ben-Ami, Y., Koren, I., Rudich, Y., Artaxo, P., Martin, S. T., and Andreae, M. O.: Transport of North African dust from the Bodélé depression to the Amazon Basin: a case study, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 7533–7544, <https://doi.org/10.5194/acp-10-7533-2010>, 2010.
- Bergametti, G., Dutot, A.-L., Buat-Ménard, P., Losno, R., and Remoudaki, E.: Seasonal variability of the elemental composition of atmospheric aerosol particles over the northwestern Mediterranean, *Tellus B*, 41, 353–361, 1989.
- Bertrand, J., Cerf, A., and Domergue, J.: Repartition in space and time of dust haze south of the Sahara, The Long-Range Transport of Pollutants and its Relation to Gen. Circulation Including Stratospheric/Tropospheric Exchange Processes, WMO 538, 409–415, 1979.
- Bettenhausen, C. and Team, G. D. M.: Consistent Long-Term Aerosol Data Records over Land and Ocean from SeaWiFS, in: Goddard Space Flight Center Greenbelt, Maryland, 1–19, [http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/dust/documentation/README\\_DeepBlueSeaWiFS.pdf](http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/dust/documentation/README_DeepBlueSeaWiFS.pdf), 2013.
- Bou Karam, D., Flamant, C., Knippertz, P., Reitebuch, O., Pelon, J., Chong, M., and Dabas, A.: Dust emissions over the Sahel associated with the West African monsoon intertropical discontinuity

- region: A representative case-study, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134, 621–634, 2008.
- Braun, S. A.: Reevaluating the role of the Saharan air layer in Atlantic tropical cyclogenesis and evolution, *Mon. Weather Rev.*, 138, 2007–2037, 2010.
- Brooks, N. and Legrand, M.: Dust variability over northern Africa and rainfall in the Sahel, in: *Linking climate change to land surface change*, 1–25, Springer, 2000.
- Cakmur, R. V., Miller, R. L., and Tegen, I.: 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.-Atmos.*, 106, 18287–18303, 2001.
- Carlson, T. N. and Prospero, J. M.: The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the northern equatorial Atlantic, *J. Appl. Meteorol.*, 11, 283–297, 1972.
- Cavalieri, O., Cairo, F., Fierli, F., Di Donfrancesco, G., Snels, M., Viterbini, M., Cardillo, F., Chatenet, B., Formenti, P., Marticorena, B., and Rajot, J. L.: Variability of aerosol vertical distribution in the Sahel, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 12005–12023, <https://doi.org/10.5194/acp-10-12005-2010>, 2010.
- Chiapello, I. and Moulin, C.: 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, 1176, <https://doi.org/10.1029/2001GL013767>, 2002.
- 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.
- Chiapello, I., Prospero, J., Herman, J., and Hsu, N.: Detection of mineral dust over the North Atlantic Ocean and Africa with the Nimbus 7 TOMS, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 104, 9277–9291, 1999.
- Chou, C., Formenti, P., Maille, 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, <https://doi.org/10.1029/2008JD009897>, 2008.
- Claquin, T., Schulz, M., and Balkanski, Y.: Modeling the mineralogy of atmospheric dust sources, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 104, 22243–22256, 1999.
- Cuesta, J., Marsham, J. H., Parker, D. J., and Flamant, C.: Dynamical mechanisms controlling the vertical redistribution of dust and the thermodynamic structure of the West Saharan atmospheric boundary layer during summer, *Atmos. Sci. Lett.*, 10, 34–42, 2009.
- Diokhane, A. M., Jenkins, G. S., Manga, N., Drame, M. S., and Mbodji, B.: Linkages between observed, modeled Saharan dust loading and meningitis in Senegal during 2012 and 2013, *Int. J. Biometeorol.*, 60, 557–575, 2016.
- Dubovik, O., Smirnov, A., Holben, B., King, M., Kaufman, Y., Eck, T., and Slutsker, I.: Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and sky radiance measurements, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 105, 9791–9806, 2000.
- Dubovik, O., Holben, B., Eck, T. F., Smirnov, A., Kaufman, Y. J., King, M. D., Tanré, D., and Slutsker, I.: Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations, *J. Atmos. Sci.*, 59, 590–608, 2002.
- Duce, R. A. and Tindale, N. W.: Atmospheric transport of iron and its deposition in the ocean, *Limnol. Oceanogr.*, 36, 1715–1726, 1991.
- Dulac, F., Chazette, P., Gomes, L., Chatenet, B., Berger, H., and Dos Santos, J. V.: A method for aerosol profiling in the lower troposphere with coupled scatter and meteorological rawinsondes and first data from the tropical Atlantic off Sahara, *J. Aerosol Sci.*, 32, 1069–1086, 2001.
- Dunion, J. P. and Marron, C. S.: A reexamination of the Jordan mean tropical sounding based on awareness of the Saharan air layer: Results from 2002, *J. Climate*, 21, 5242–5253, 2008.
- Eck, T. F., Holben, B. N., Reid, J. S., Dubovick, O., Smirnov, A., O’Neil, N. T., Slutsker, I., and Kinne, S.: Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols, *J. Geophys. Res.*, 104, 31333–31349, 1999.
- Engelstaedter, S. and Washington, R.: Atmospheric controls on the annual cycle of North African dust, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 112, D03103, <https://doi.org/10.1029/2006JD007195>, 2007.
- Engelstaedter, S., Tegen, I., and Washington, R.: North African dust emissions and transport, *Earth-Sci. Rev.*, 79, 73–100, 2006.
- Eplee, R. E., Patt, F. S., Barnes, R. A., and McClain, C. R.: SeaWiFS long-term solar diffuser reflectance and sensor noise analyses, *Appl. Optics*, 46, 762–773, 2007.
- Eplee Jr., R. E., Sun, J.-Q., Meister, G., Patt, F. S., Xiong, X., and McClain, C. R.: Cross calibration of SeaWiFS and MODIS using on-orbit observations of the Moon, *Appl. Optics*, 50, 120–133, 2011.
- Formenti, P., Andreae, M., Lange, L., Roberts, G., Cafmeyer, J., Rajta, I., Maenhaut, W., Holben, B., Artaxo, P., and Lelieveld, J.: Saharan dust in Brazil and Suriname during the Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA)-Cooperative LBA Regional Experiment (CLAIRE) in March 1998, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 106, 14919–14934, 2001.
- Formenti, P., Rajot, J. L., Desboeufs, K., Caquineau, S., Chevillier, S., Nava, S., Gaudichet, A., Journet, E., Triquet, S., Alfaro, S., Chiari, M., Haywood, J., Coe, H., and Highwood, E.: Regional variability of the composition of mineral dust from western Africa: Results from the AMMA SOP0/DABEX and DODO field campaigns, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 113, D00C13, <https://doi.org/10.1029/2008JD009903>, 2008.
- Franz, B. A., Bailey, S. W., Werdell, P. J., and McClain, C. R.: Sensor-independent approach to the vicarious calibration of satellite ocean color radiometry, *Appl. Optics*, 46, 5068–5082, 2007.
- Friese, C. A., van der Does, M., Merkel, U., Iversen, M. H., Fischer, G., and Stuut, J.-B. W.: Environmental factors controlling the seasonal variability in particle size distribution of modern Saharan dust deposited off Cape Blanc, *Aeolian Research*, 22, 165–179, 2016.
- Gamo, M.: Thickness of the dry convection and large-scale subsidence above deserts, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 79, 265–278, 1996.
- Ganor, E. and Mamane, Y.: Transport of Saharan dust across the eastern Mediterranean, *Atmos. Environ.*, 16, 581–587, 1982.
- Ganor, E., Osetinsky, I., Stupp, A., and Alpert, P.: Increasing trend of African dust, over 49 years, in the eastern Mediterranean, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 115, D07201, <https://doi.org/10.1029/2009JD012500>, 2010.
- Generoso, S., Bey, I., Labonne, M., and Bréon, F.-M.: Aerosol vertical distribution in dust outflow over the Atlantic: Comparisons

- between GEOS-Chem and Cloud-aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO), *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 113, D24209, <https://doi.org/10.1029/2008JD010154>, 2008.
- Griffin, D. W.: Atmospheric movement of microorganisms in clouds of desert dust and implications for human health, *Clin. Microbiol. Rev.*, 20, 459–477, 2007.
- Heese, B. and Wiegner, M.: Vertical aerosol profiles from Raman polarization lidar observations during the dry season AMMA field campaign, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 113, D00C11, <https://doi.org/10.1029/2007JD009487>, 2008.
- Hervo, M.: Etude des propriétés optiques et radiatives des aérosols en atmosphère réelle: Impact de l'hygroscopicité, PhD thesis, Université Blaise Pascal-Clermont-Ferrand II, 2013.
- Highwood, E. J., Haywood, J. M., Silverstone, M. D., Newman, S. M., and Taylor, J. P.: Radiative properties and direct effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during Saharan Dust Experiment (SHADE): 2. Terrestrial spectrum, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 108, 8578, <https://doi.org/10.1029/2002JD002552>, 2003.
- Holben, B., Tanre, D., Smirnov, A., Eck, T., Slutsker, I., Abuhasan, N., Newcomb, W., Schafer, J., Chatenet, B., Lavenu, F., Kaufman, Y. J., Vande Castle, J., Setzer, A., Markham, B., Clark, D., Frouin, R., Halthore, R., Karneli, A., O'Neill, N. T., Pietras, C., Pinker, R. T., Voss, K., and Zibordi, G.: An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 106, 12067–12097, 2001.
- Holben, B. N., Eck, T., Slutsker, I., Tanre, D., Buis, J., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J. A., Kaufman, Y., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., and Smirnov, A.: AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization, *Remote Sens. Environ.*, 66, 1–16, 1998.
- Hourdin, F., Gueye, M., Diallo, B., Dufresne, J.-L., Escribano, J., Menut, L., Marticoréna, B., Siour, G., and Guichard, F.: Parameterization of convective transport in the boundary layer and its impact on the representation of the diurnal cycle of wind and dust emissions, *Atmos. Chem. Phys.*, 15, 6775–6788, <https://doi.org/10.5194/acp-15-6775-2015>, 2015.
- Howell, S., Clarke, A., Shinozuka, Y., Kapustin, V., McNaughton, C., Huebert, B., Doherty, S., and Anderson, T.: Influence of relative humidity upon pollution and dust during ACE-Asia: Size distributions and implications for optical properties, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 111, D06205, <https://doi.org/10.1029/2004JD005579>, 2006.
- Hsu, N. C., Gautam, R., Sayer, A. M., Bettenhausen, C., Li, C., Jeong, M. J., Tsay, S.-C., and Holben, B. N.: Global and regional trends of aerosol optical depth over land and ocean using SeaWiFS measurements from 1997 to 2010, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 8037–8053, <https://doi.org/10.5194/acp-12-8037-2012>, 2012.
- Hsu, N. C., Tsay, S.-C., King, M. D., and Herman, J. R.: Aerosol properties over bright-reflecting source regions, *IEEE T. Geosci. Remote Sens.*, 42, 557–569, 2004.
- Huneeus, N., Schulz, M., Balkanski, Y., Griesfeller, J., Prospero, J., Kinne, S., Bauer, S., Boucher, O., Chin, M., Dentener, F., Diehl, T., Easter, R., Fillmore, D., Ghan, S., Ginoux, P., Grini, A., Horowitz, L., Koch, D., Krol, M. C., Landing, W., Liu, X., Mahowald, N., Miller, R., Morcrette, J.-J., Myhre, G., Penner, J., Perlwitz, J., Stier, P., Takemura, T., and Zender, C. S.: Global dust model intercomparison in AeroCom phase I, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 7781–7816, <https://doi.org/10.5194/acp-11-7781-2011>, 2011.
- Hunt, W. H., Winker, D. M., Vaughan, M. A., Powell, K. A., Lucker, P. L., and Weimer, C.: CALIPSO lidar description and performance assessment, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 26, 1214–1228, 2009.
- Ialongo, I., Buchard, V., Brogniez, C., Casale, G. R., and Siani, A. M.: Aerosol Single Scattering Albedo retrieval in the UV range: an application to OMI satellite validation, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 331–340, <https://doi.org/10.5194/acp-10-331-2010>, 2010.
- Israelevich, P., Ganor, E., Levin, Z., and Joseph, J.: Annual variations of physical properties of desert dust over Israel, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 108, 4381, <https://doi.org/10.1029/2002JD003163>, 2003.
- Jamet, C., Moulin, C., and Thiria, S.: Monitoring aerosol optical properties over the Mediterranean from SeaWiFS images using a neural network inversion, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13107, <https://doi.org/10.1029/2004GL019951>, 2004.
- Jethva, H., Torres, O., and Ahn, C.: Global assessment of OMI aerosol single-scattering albedo using ground-based AERONET inversion, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 119, 9020–9040, 2014.
- Jickells, T., An, Z., Andersen, K. K., Baker, A., Bergametti, G., Brooks, N., Cao, J., Boyd, P., Duce, R., Hunter, K., Kawahata, K., Kulibay, N., laRoche, J., Liss, P., Mahowald, N., Prospero, J., Ridgwell, A., Tegen, I., and Torres, R.: Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate, *Science*, 308, 67–71, 2005.
- Johnson, B. and Osborne, S.: Physical and optical properties of mineral dust aerosol measured by aircraft during the GERBILS campaign, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 1117–1130, 2011.
- Johnson, B., Osborne, S., Haywood, J., and Harrison, M.: Aircraft measurements of biomass burning aerosol over West Africa during DABEX, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 113, D00C06, <https://doi.org/10.1029/2007JD009451>, 2008.
- Joseph, M.: Long-term measurements of the transport of African mineral dust to the southeastern United States: Implications for regional air quality, 104, 15917–15927, 1999.
- Karyampudi, V. M., Palm, S. P., Reagan, J. A., Fang, H., Grant, W. B., Hoff, R. M., Moulin, C., Pierce, H. F., Torres, O., Browell, E. V., and Melfi, S. H.: Validation of the Saharan dust plume conceptual model using lidar, Meteosat, and ECMWF data, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 80, 1045, <https://doi.org/10.1175/1520-0477.1999>.
- Kaufman, Y., Koren, I., Remer, L., Tanré, D., Ginoux, P., and Fan, S.: Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 110, D10S12, <https://doi.org/10.1029/2003JD004436>, 2005.
- Lafore, J.-P., Flamant, C., Guichard, F., Parker, D., Bouniol, D., Fink, A., Giraud, V., Gosset, M., Hall, N., Höller, H., Jones, S. C., Protat, A., Roca, R., Roux, F., Saïd, F., and Thomcroft, C.: Progress in understanding of weather systems in West Africa, *Atmos. Sci. Lett.*, 12, 7–12, 2011.
- Laurent, B., Marticorena, B., Bergametti, G., Léon, J., and Mahowald, N.: Modeling mineral dust emissions from the Sahara desert using new surface properties and soil database, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 113, D14218, <https://doi.org/10.1029/2007JD009484>, 2008.

- Lavaysse, C., Flamant, C., Janicot, S., Parker, D., Lafore, J.-P., Sultan, B., and Pelon, J.: Seasonal evolution of the West African heat low: a climatological perspective, *Clim. Dynam.*, 33, 313–330, 2009.
- Léon, J.-F., Derimian, Y., Chiapello, I., Tanré, D., Podvin, T., Chatenet, B., Diallo, A., and Deroo, C.: Aerosol vertical distribution and optical properties over M’Bour (16.96° W; 14.39° N), Senegal from 2006 to 2008, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 9249–9261, <https://doi.org/10.5194/acp-9-9249-2009>, 2009.
- Levelt, P. F., van den Oord, G. H., Dobber, M. R., Malkki, A., Visser, H., de Vries, J., Stammes, P., Lundell, J. O., and Saari, H.: The ozone monitoring instrument, *IEEE T. Geosci. Remote Sens.*, 44, 1093–1101, 2006.
- 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.-Atmos.*, 113, D16214, <https://doi.org/10.1029/2007JD009776>, 2008.
- Liu, D., Wang, Y., Wang, Z., and Zhou, J.: The three-dimensional structure of transatlantic African dust transport: a new perspective from CALIPSO LIDAR measurements, *Adv. Meteorol.*, 2012, 850704, <https://doi.org/10.1155/2012/850704>, 2012.
- Liu, Z., Omar, A., Hu, Y., Vaughan, M., Winker, D., Poole, L., and Kovacs, T.: CALIOP algorithm theoretical basis document. Part 3: Scene classification algorithms, NASA-CNES document PC-SCI-203, 2005.
- Mahowald, N., Albani, S., Kok, J. F., Engelstaeder, S., Scanza, R., Ward, D. S., and Flanner, M. G.: The size distribution of desert dust aerosols and its impact on the Earth system, *Aeolian Research*, 15, 53–71, 2014.
- Mahowald, N. M., Engelstaedter, S., Luo, C., Sealy, A., Artaxo, P., Benitez-Nelson, C., Bonnet, S., Chen, Y., Chuang, P. Y., Cohen, D. D., Dulac, F., Herut, B., Johansen, A., M., Kulibay, N., Losno, R., Maenhaut, W., Paytan, A., Prospero, J. M., Shank, L. M., and Siefert, R. L.: Atmospheric Iron Deposition: Global Distribution, Variability, and Human Perturbations\*, *Annual Review of Marine Science*, 1, 245–278, 2009.
- Malavelle, F.: Effets direct et semi-direct des aérosols en Afrique de l’ouest pendant la saison sèche, PhD thesis, Université Paul Sabatier-Toulouse III, 2011.
- Marticorena, B., Chatenet, B., Rajot, J. L., Traoré, S., Coulibaly, M., Diallo, A., Koné, I., Maman, A., NDiaye, T., and Zakou, A.: 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, <https://doi.org/10.5194/acp-10-8899-2010>, 2010.
- Martin, J. H.: Iron as a limiting factor in oceanic productivity, in: *Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea*, 123–137, Springer, 1992.
- Martiny, N. and Chiapello, I.: Assessments for the impact of mineral dust on the meningitis incidence in West Africa, *Atmos. Environ.*, 70, 245–253, 2013.
- McConnell, C., Highwood, E., Coe, H., Formenti, P., Anderson, B., Osborne, S., Nava, S., Desboeufs, K., Chen, G., and Harrison, M.: Seasonal variations of the physical and optical characteristics of Saharan dust: Results from the Dust Outflow and Deposition to the Ocean (DODO) experiment, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 113, D14S05, <https://doi.org/10.1029/2007JD009606>, 2008.
- Messenger, C., Parker, D. J., Reitebuch, O., Agusti-Panareda, A., Taylor, C. M., and Cuesta, J.: Structure and dynamics of the Saharan atmospheric boundary layer during the West African monsoon onset: Observations and analyses from the research flights of 14 and 17 July 2006, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 136, 107–124, 2010.
- Mielonen, T., Arola, A., Komppula, M., Kukkonen, J., Koskinen, J., de Leeuw, G., and Lehtinen, K.: Comparison of CALIOP level 2 aerosol subtypes to aerosol types derived from AERONET inversion data, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L18804, <https://doi.org/10.1029/2009GL039609>, 2009.
- Mills, M. M., Ridame, C., Davey, M., La Roche, J., and Geider, R. J.: Iron and phosphorus co-limit nitrogen fixation in the eastern tropical North Atlantic, *Nature*, 429, 292–294, 2004.
- Mokhtari, M.: Amélioration de la prise en compte des aérosols terrigènes dans les modèles atmosphériques à moyenne échelle, PhD thesis, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier, 2012.
- Mortier, A., Goloub, P., Derimian, Y., Tanré, D., Podvin, T., Blarel, L., Deroo, C., Marticorena, B., Diallo, A., and Ndiaye, T.: Climatology of aerosol properties and clear-sky short-wave radiative effects using Lidar and Sun photometer observations in the Dakar site, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 121, <https://doi.org/10.1002/2015JD024588>, 2016.
- Moulin, C.: Transport atmosphérique des poussières africaines sur la Méditerranée et l’Atlantique: climatologie satellitale à partir des images Météosat VIS(1983-1994) et relations avec le climat, PhD thesis, 1997.
- Omar, A. H., Winker, D. M., Vaughan, M. A., Hu, Y., Trepte, C. R., Ferrare, R. A., Lee, K.-P., Hostetler, C. A., Kittaka, C., Rogers, R. R., Liu, Z., and Kuehn, R. E.: The CALIPSO automated aerosol classification and lidar ratio selection algorithm, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 26, 1994–2014, 2009.
- Ozer, P.: Les lithométéores en région sahélienne: un indicateur climatique de la désertification, PhD thesis, Université de Liège Faculté des sciences Liège Belgique, Liège, Belgique, 2000.
- Petzold, A., Veira, A., Mund, S., Esselborn, M., Kiemle, C., Weinzierl, B., Hamburger, T., Ehret, G., Lieke, K., and Kandler, K.: Mixing of mineral dust with urban pollution aerosol over Dakar (Senegal): impact on dust physico-chemical and radiative properties, *Tellus B*, 63, 619–634, 2011.
- Prospero, J., Glaccum, R., and Nees, R.: Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America, *Nature*, 289, 570–572, 1981.
- Prospero, J. M., Blades, E., Mathison, G., and Naidu, R.: Interhemispheric transport of viable fungi and bacteria from Africa to the Caribbean with soil dust, *Aerobiologia*, 21, 1–19, 2005.
- Ramanathan, V., Crutzen, P., Kiehl, J., and Rosenfeld, D.: Aerosols, climate, and the hydrological cycle, *Science*, 294, 2119–2124, 2001.
- Reid, J. S., Westphal, D. L., Livingston, J. M., Savoie, D. L., Maring, H. B., Jonsson, H. H., Eleuterio, D. P., Kinney, J. E., and Reid, E. A.: Dust vertical distribution in the Caribbean during the Puerto Rico Dust Experiment, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1151, <https://doi.org/10.1029/2001GL014092>, 2002.
- Ridley, D., Heald, C., and Ford, B.: North African dust export and deposition: A satellite and model perspective, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 117, D02202, <https://doi.org/10.1029/2011JD016794>, 2012.
- Ryder, C., Highwood, E., Lai, T., Sodemann, H., and Marsham, J.: Impact of atmospheric transport on the evolution of microphys-

- ical and optical properties of Saharan dust, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 2433–2438, 2013.
- Sayer, A., Hsu, N., Bettenhausen, C., Ahmad, Z., Holben, B., Smirnov, A., Thomas, G., and Zhang, J.: SeaWiFS Ocean Aerosol Retrieval (SOAR): Algorithm, validation, and comparison with other data sets, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 117, D03206, <https://doi.org/10.1029/2011JD016599>, 2012.
- Schepanski, K., Tegen, I., Laurent, B., Heinold, B., and Macke, A.: A new Saharan dust source activation frequency map derived from MSG-SEVIRI IR-channels, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L18803, <https://doi.org/10.1029/2007GL030168>, 2007.
- Schepanski, K., Tegen, I., and Macke, A.: Saharan dust transport and deposition towards the tropical northern Atlantic, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 1173–1189, <https://doi.org/10.5194/acp-9-1173-2009>, 2009a.
- Schepanski, K., Tegen, I., Todd, M., Heinold, B., Bönišch, G., Laurent, B., and Macke, A.: Meteorological processes forcing Saharan dust emission inferred from MSG-SEVIRI observations of subdaily dust source activation and numerical models, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 114, D10201, <https://doi.org/10.1029/2008JD010325>, 2009b.
- Schepanski, K., Tegen, I., and Macke, A.: Comparison of satellite based observations of Saharan dust source areas, *Remote Sens. Environ.*, 123, 90–97, 2012.
- Shao, Y.: *Physics and modelling of wind erosion (atmospheric and oceanographic sciences library)*, vol. 37, Springer Science & Business Media, 2000.
- Sokolik, I. N. and Toon, O. B.: Incorporation of mineralogical composition into models of the radiative properties of mineral aerosol from UV to IR wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 104, 9423–9444, 1999.
- Solomon, S.: *Climate change 2007-the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC*, vol. 4, Cambridge University Press, 2007.
- Stith, J., Ramanathan, V., Cooper, W., Roberts, G., DeMott, P., Carmichael, G., Hatch, C., Adhikary, B., Twohy, C., Rogers, D., Baumgardner, D., Prenni, A. J., Campos, T., Gao, R., Anderson, J., and Feng, Y.: An overview of aircraft observations from the Pacific Dust Experiment campaign, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 114, D05207, <https://doi.org/10.1029/2008JD010924>, 2009.
- Swap, R., Garstang, M., Greco, S., Talbot, R., and Källberg, P.: Saharan dust in the Amazon Basin, *Tellus B*, 44, 133–149, 1992.
- Taghavi, F. and Asadi, A.: The Persian Gulf 12th April 2007 dust storm: observation and model analysis, in: *EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*, Darmstadt, Germany, 8–12, 2008.
- Tanaka, T. Y., Kurosaki, Y., Chiba, M., Matsumura, T., Nagai, T., Yamazaki, A., Uchiyama, A., Tsunematsu, N., and Kai, K.: Possible transcontinental dust transport from North Africa and the Middle East to East Asia, *Atmos. Environ.*, 39, 3901–3909, 2005.
- Tegen, I., Schepanski, K., and Heinold, B.: Comparing two years of Saharan dust source activation obtained by regional modelling and satellite observations, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 2381–2390, <https://doi.org/10.5194/acp-13-2381-2013>, 2013.
- Teller, A. and Levin, Z.: The effects of aerosols on precipitation and dimensions of subtropical clouds: a sensitivity study using a numerical cloud model, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 67–80, <https://doi.org/10.5194/acp-6-67-2006>, 2006.
- Thomson, M. C., Molesworth, A. M., Djingarey, M. H., Yameogo, K., Belanger, F., and Cuevas, L. E.: Potential of environmental models to predict meningitis epidemics in Africa, *Trop. Med. Int. Health*, 11, 781–788, 2006.
- Tsamalis, C., Chédin, A., Pelon, J., and Capelle, V.: The seasonal vertical distribution of the Saharan Air Layer and its modulation by the wind, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 11235–11257, <https://doi.org/10.5194/acp-13-11235-2013>, 2013.
- 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.-Atmos.*, 113, D00C08, <https://doi.org/10.1029/2008JD009871>, 2008.
- Vuolo, M. R., Chepfer, H., Menut, L., and Cesana, G.: Comparison of mineral dust layers vertical structures modeled with CHIMERE-DUST and observed with the CALIOP lidar, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 114, D09214, <https://doi.org/10.1029/2008JD011219>, 2009.
- Wagener, T.: *Le fer à l'interface océan-atmosphère: Flux et processus de dissolution dans l'eau de mer.*, PhD thesis, Université de la Méditerranée-Aix-Marseille II, 2008.
- Wang, M., Bailey, S., Pietras, C., McClain, C., and Riley, T.: *SeaWiFS aerosol optical thickness matchup analyses*, The SeaWiFS Postlaunch Technical Report Series, 10, 39–44, 2000.
- Weinzierl, B., Ansmann, A., Prospero, J., Althausen, D., Benker, N., Chouza, F., Dollner, M., Farrell, D., Fomba, W., Freudenthaler, V., Gasteiger, J., Groß, S., Haarig, M., Heinold, B., Kandler, K., Kristensen, T. B., Mayol-Bracero, O. L., Müller, T., Reitebuch, O., Sauer, D., Schäfler, A., Schepanski, K., Spanu, A., Tegen, I., Toledano, C., and Walser, A.: The Saharan Aerosol Long-range Transport and Aerosol-Cloud-Interaction Experiment (SALTRACE): overview and selected highlights, *B. Am. Meteorol. Soc.*, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00142.1>, 2016.
- Winker, D.: Accounting for multiple scattering in retrievals from space lidar, in: *Proc. of SPIE Vol.*, vol. 5059, p. 129, 2003.
- Winker, D. M., Hostetler, C., Vaughan, M., and Omar, A.: *CALIOP Algorithm Theoretical Basis Document, Part 1: CALIOP Instrument, and Algorithms Overview*, Release, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 26, 2310–2323, 2006.
- Winker, D. M., Hunt, W. H., and McGill, M. J.: Initial performance assessment of CALIOP, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L19803, <https://doi.org/10.1029/2007GL030135>, 2007.
- Wu, M.-L. C., Reale, O., Schubert, S. D., Suarez, M. J., Koster, R. D., and Pegion, P. J.: African easterly jet: structure and maintenance, *J. Climate*, 22, 4459–4480, 2009.
- Yang, W., Marshak, A., Várnai, T., Kalashnikova, O. V., and Kostinski, A. B.: CALIPSO observations of transatlantic dust: vertical stratification and effect of clouds, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 11339–11354, <https://doi.org/10.5194/acp-12-11339-2012>, 2012.
- Yu, H., Chin, M., Winker, D. M., Omar, A. H., Liu, Z., Kittaka, C., and Diehl, T.: Global view of aerosol vertical distributions from CALIPSO lidar measurements and GOCART simulations: Regional and seasonal variations, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 115, D00H30, <https://doi.org/10.1029/2009JD013364>, 2010.

---

### 3.4 Conclusion de l'article et du chapitre

Les études faites sur les processus qui gouvernent la distribution verticale des aérosols atmosphériques au niveau de la transition entre continent et océan sont rares. Dans ce chapitre 3, nous avons tiré profit de l'avantage qu'offre la position idéale de la station météorologique de Dakar pour tenter de comprendre et d'expliquer l'effet des variables météorologiques sur la nature de la structure verticale de la couche d'aérosols. Cette station est intéressante car située sur un itinéraire des couches d'air de provenance Sahérienne (Léon *et al.*, 2009; Marticorena *et al.*, 2010; Mortier *et al.*, 2016) dans une région de forte interaction entre masses d'air d'origine océanique et continentale (Pu et Cook, 2010). Cette interaction entre des masses d'air de propriétés différentes est cruciale pour la compréhension du cycle saisonnier des aérosols désertiques.

C'est la première fois, dans cette région, qu'une étude est dédiée à l'impact de la dynamique saisonnière sur la structure atmosphérique et la distribution verticale des aérosols minéraux. Cette étude est aussi consacrée à élucider le paradoxe entre faibles quantités de poussières déposées dans le proche atlantique en été et les importantes quantités d'aérosols observées en cette même période par satellite (Chiapello *et al.*, 1995). Elle est aussi vouée à apporter des réponses sur la discordance constatée entre les grandes quantités d'AOD, observées au niveau du littoral Ouest-africain, qui sont associées à des minima de SSA au printemps. Et les infimes valeurs d'AOD, qui correspondent à de considérables valeurs de l'albedo de simple diffusion en automne boréal sur l'Afrique de l'Ouest.

En d'autres termes, elle explique le rôle de la circulation atmosphérique en lien avec les grandes valeurs d'épaisseur optique en été boréal dans la région de l'Afrique de l'Ouest. Ces importants soulèvements de poussières en Afrique de l'Ouest, qui sont en phase avec les concentrations en surface mesurées aux îles de la Barbade, semblent à première vue contradictoire avec celles enregistrées aux îles du Cap-Vert.

L'étude de cette variabilité saisonnière de la distribution des aérosols en Afrique de l'Ouest (continent et océan) est faite à partir de la caractérisation de leur propriétés physiques et optiques. Tout d'abord, nous avons montré une bonne estimation de l'AOD et du SSA des aérosols désertiques restitués à partir des mesures spatiales en les comparant aux mesures en surface effectuées par les photomètres solaires du réseau d'AERONET à la fois sur le continent, sur le littoral et sur l'océan. Ces observations nous ont permis de montrer d'abord une présence majoritaire des poussières Sahariennes au Nord de la latitude de 12°N durant toute l'année et ensuite une très forte contribution des sources sableuses de la Mauritanie en hiver boréal sur le proche atlantique.

L'indice de la fréquence d'occurrence des poussières minérales indique un changement dans la structure verticale des couches d'air poussiéreuses au niveau de la zone de transi-

tion entre le continent et l'océan. Cette variation saisonnière sur la distribution verticale de l'aérosol minéral, est plus évidente en été boréal mais prend naissance au début du printemps boréal.

En hiver, la couche limite atmosphérique est très peu développée ( $\simeq 1$  km) et de forts vents nord-est transportent les poussières dans une atmosphère sèche du continent vers l'océan. Cette couche d'aérosols près de la surface est surmontée d'une couche d'air stable qui bloque le développement vertical de la couche inférieure poussiéreuse. La diminution des concentrations de l'aérosol minéral lors de son transport vers l'ouest peut s'expliquer d'une part par une forte occurrence des dépôts. En été, l'occurrence de l'activité convective, dans cette région l'apport de l'humidité par le flux de mousson, est associée au développement de la couche limite atmosphérique, qui peut atteindre 6 km d'altitude. Dans les basses couches, les vents océaniques (sud-ouest) humides vont à la rencontre des vents continentaux (nord-est) sec et génèrent leur soulèvement de grande quantité de poussières. Ceci explique la mobilisation du mode grossier des poussières montrée par les petites valeurs observées sur le coefficient d'angström (AE). Sur l'océan, une couche surfacique, très pauvre en aérosols désertiques, est surmontée d'une couche de poussière confinée entre 2 et 6 km d'altitude. L'albédo de simple diffusion est presque constante sur la transition continent-océan.

La situation des saisons de transitions (printemps et automne), est proche de celle observée en été boréal pour la distribution verticale des aérosols désertiques.

Dans le chapitre suivant (chapitre 4), nous essayerons d'apporter plus d'éclaircissement sur cette transition saisonnière sur la distribution verticale des poussières minérales et d'identifier les processus qui la contrôlent.

---

# Chapitre 4

---

---

## *Étude des processus responsables de la distribution verticale des poussières sahariennes à partir du modèle LMDZ*

---

### Sommaire

---

<b>4.1</b>	<b>Description générale du modèle LMDZ . . . . .</b>	<b>90</b>
<b>4.2</b>	<b>Configuration de LMDZ . . . . .</b>	<b>91</b>
<b>4.3</b>	<b>Le modèle d'aérosols SPLA . . . . .</b>	<b>92</b>
<b>4.4</b>	<b>Simulations et Sensibilité de LMDZ . . . . .</b>	<b>93</b>
4.4.1	Discrimination sur les émissions d'aérosols . . . . .	93
4.4.2	Lessivage et coefficient de lessivage . . . . .	94
<b>4.5</b>	<b>Variabilité saisonnière de l'épaisseur optique (AOD) . . . . .</b>	<b>97</b>
<b>4.6</b>	<b>Émission et transport dans LMDZ . . . . .</b>	<b>99</b>
4.6.1	Processus gouvernant la distribution des poussières sur le continent . . . . .	99
4.6.2	Les processus dominant la distribution des poussières sur l'Atlantique . . . . .	103
<b>4.7</b>	<b>Décomposition du transport vertical des aérosols . . . . .</b>	<b>106</b>
<b>4.8</b>	<b>Profil vertical des aérosols dans la ZCIT . . . . .</b>	<b>114</b>
<b>4.9</b>	<b>Analyse de la fraction des nuages . . . . .</b>	<b>115</b>
<b>4.10</b>	<b>Quantification des poussières dans LMDZ . . . . .</b>	<b>119</b>
4.10.1	Estimation des dépôts . . . . .	119
4.10.2	Estimation des concentrations . . . . .	122
<b>4.11</b>	<b>Conclusion . . . . .</b>	<b>124</b>



---

## Introduction

Dans le chapitre précédent, nous avons montré à travers une étude essentiellement consacrée aux observations (spatiale et in-situ) qu'un des mécanismes clés régissant la variabilité de la distribution verticale des aérosols désertiques est la circulation grande échelle. Cette dynamique régionale explique en partie l'apparente contradiction entre les quantités de particules minérales transportées de l'Afrique de l'Ouest vers l'Atlantique tropical et les faibles concentrations enregistrées en surface au niveau des îles du Cap-Vert en été boréal (Chiapello *et al.*, 1999; Senghor *et al.*, 2017).

Les mécanismes qui dirigent cette distribution verticale des aérosols minéraux étant encore loin d'être totalement connus, nous les mettons en exergue dans ce chapitre 4. Ce dernier s'appuie sur un travail de modélisation tridimensionnelle (3D) des aérosols sahéniens et de leur transport par la dynamique atmosphérique régionale.

Dans ce chapitre nous essayerons de répondre aux questions suivantes :

**- Comment la dynamique influe-t-elle sur la distribution verticale de l'aérosol minéral ?**

**- Quelle est la contribution de la dynamique par rapport aux autres processus physiques ?**

Pour apporter des réponses à ces questions, les différents processus qui contribuent au transport vertical et horizontal des aérosols désertiques sont identifiés et leurs effets quantifiés dans LMDZ pour l'année 2006.

Dans les travaux présentés ici, ce transport turbulent est représenté par la combinaison d'un schéma de diffusion turbulente. La couche limite contrôle tout d'abord le soulèvement des poussières et leur mélange turbulent selon le schéma de (Mellor et Yamada, 1982) et du modèle du thermique qui permet de représenter les structures organisées de la couche limite convective (Rio et Hourdin, 2015).

Parmi les facteurs affectant la distribution verticale des aérosols minéraux, on a l'effet des précipitations sur les concentrations d'aérosols calculées à partir du schéma de la convection profonde d'Emanuel (Emanuel, 1991). Dans ce chapitre, l'influence des précipitations convectives aussi bien que des précipitations stratiformes sur la distribution verticale des aérosols minéraux seront documentées. L'effet de la convection sur les concentrations dans l'environnement peut être décomposé en impact des courants saturés et en impact des courants insaturés (Pilon, 2013).

## 4.1 Description générale du modèle LMDZ

LMDZ est un modèle de circulation générale atmosphérique basé sur les équations simplifiées de Navier Stokes, qui supposent que l'atmosphère est en équilibre hydrostatique sur sa colonne. Dans ces équations, les variations verticales de la géométrie horizontale sont négligées. C'est l'hypothèse de la couche mince. Ce modèle LMDZ, bâti sur une discrétisation en différences finies de ces équations possède des propriétés numériques intéressantes telles que la conservation de la masse et du moment cinétique. Il correspond à la seconde génération (Hourdin *et al.*, 2013) d'un modèle de climat initialement décrit dans les travaux de Sadourny et Laval (1984). Cette partie qui représente la dynamique de grande échelle du modèle est raccordée à une partie "physique" au niveau de laquelle l'effet des processus de petite échelle sur les variables dynamiques est "paramétrisé". C'est dans cette partie physique qu'on retrouve la paramétrisation de la couche limite, de la convection des nuages et du rayonnement. L'organisation du modèle schématisée sur la figure 4.1 a été adoptée pour la composante des traceurs : la partie dynamique assure l'advection de grande échelle des aérosols ; dans la partie physique sont traitées les émissions, le transport, le lessivage et les dépôts des aérosols.

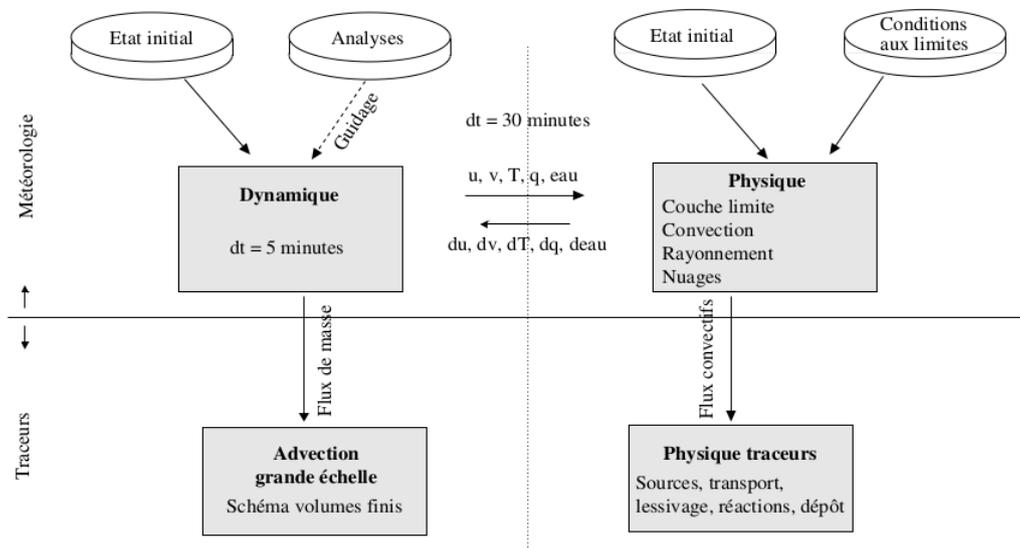


FIGURE 4.1. – struration de LMDZ avec raccordement de la composante des traceurs Hourdin (2005).

Les aérosols ne rétroagissent pas sur la "physique" (réaction avec le rayonnement) ni sur les nuages dans le modèle.

Ce modèle LMDZ a une capacité de raffinement de la grille d'où le "Z" de son nom pour

---

indiquer "Zoom". C'est de cette puissance et de sa flexibilité à pouvoir être forcé par des réanalyses que nous profiterons dans la suite de ce document pour étudier le cycle des aérosols désertiques en région Ouest-africaine.

## 4.2 Configuration de LMDZ

Le modèle LMDZ est configuré par défaut en un mode dit "climatique" dans lequel les conditions initiales et les conditions aux limites telles que l'ensoleillement, la température de surface de la mer et la composition de l'air sec sont imposés (Hourdin *et al.*, 2015). Le modèle calcule alors l'évolution des variables sans contrainte. Cependant, pour éviter des écarts entre les sorties du modèle et les observations, le modèle peut être contraint à suivre la situation météorologique à l'échelle synoptique. On parle alors de mode guidé. Ce dernier consiste à "rappeler" les champs météorologiques du modèle vers les champs des "analyses" ou des "réanalyses" issus, dans ce cas d'étude, du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen terme (ECMWF). Ces champs sont d'abord interpolés sur la grille du modèle. Le rappel se fait en ajoutant un terme non physique de relaxation aux équations du modèle :

$$\frac{\partial X}{\partial t} = F(X) + \frac{X^a - X}{\tau}, \quad (4.1)$$

où  $X$  représente le vecteur constitué des composantes  $u$  et  $v$  du vent en chaque point de grille du modèle,  $X^a$  représente les composantes  $u$  et  $v$  du vent issues des réanalyses interpolées sur la grille du modèle,  $F$  est un opérateur décrivant les processus physique et dynamique du modèle qui déterminent l'évolution de  $X$ . La constante de temps  $\tau$  est de 48h dans la zone du zoom et de 3h en dehors du zoom (Hourdin *et al.*, 2015).

Le modèle LMDZ5B avec la version Nouvelle Physique (NP) zoomé et guidé (*Nudging* en anglais) par les réanalyses ERA-Interim a été utilisé dans ce travail. Ce modèle LMDZ est configuré avec une discrétisation verticale de 39 niveaux ou couches sur une grille horizontale avec 88 points de grille en latitude et 128 points de grille en longitude (voir figure 4.2). La résolution horizontale est presque uniforme et est proche de  $1^\circ \times 1^\circ$  en Afrique de l'Ouest ( $70^\circ\text{W}$ - $70^\circ\text{E}$ ;  $0^\circ\text{N}$ - $40^\circ\text{N}$ ) où le zoom est centré sur le point  $[5\text{W}, 19\text{N}]$ . Le *spin-up* du modèle pour la simulation de l'année 2006 correspond à une période de 31 jours et débute au 1<sup>er</sup> décembre 2005. Les simulations étudiées dans ce travail couvrent seulement l'année 2006.

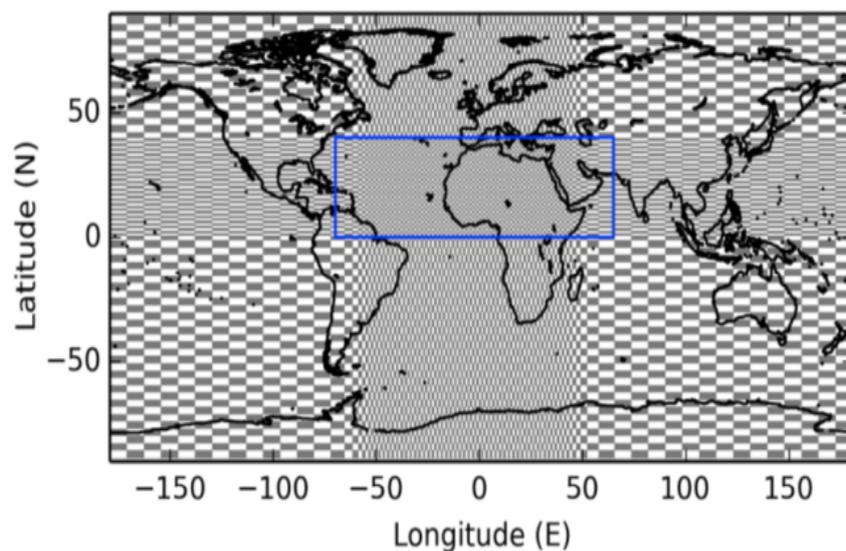


FIGURE 4.2. – Représentation de la grille de LMDZ avec la partie zoomée en petit rectangle bleu (Escribano *et al.*, 2016).

Cette version de LMDZ décrite dans Hourdin *et al.* (2013), a été couplée à un modèle d'aérosols SPLA (pour *SimPLified Aerosol model* en anglais) décrit en détails par Huneeus *et al.* (2009).

### 4.3 Le modèle d'aérosols SPLA

Le modèle d'aérosols SPLA est dérivé du modèle de circulation générale LMDZ décrit dans la section précédente. Pour ce modèle, la météorologie et le transport sont identiques que dans LMDZ. Cependant, le changement majeur réside dans la diminution du nombre de traceurs où la représentation des aérosols a été réduite à seulement 5 traceurs dans le modèle SPLA.

La version du modèle SPLA utilisée dans le cadre de ce travail, en plus d'être couplée en online avec LMDZ, fournit 5 traceurs que sont les précurseurs gazeux, le mode fin, le mode grossier des sels marins et trois bins pour les aérosols désertiques dont l'un des bins est intégré dans le mode fin (Escribano *et al.*, 2016). Cette discrétisation des aérosols désertiques permet d'obtenir le mode super gros (**SCDU** pour *super coarse dust* en anglais) avec un diamètre compris entre  $6 \mu\text{m}$  et  $30 \mu\text{m}$ , le mode grossier (**CODU** pour *coarse dust* en anglais) avec un rayon callé entre  $1 \mu\text{m}$  et  $6 \mu\text{m}$  et le mode fin (**FINE** en anglais) des aérosols désertiques ( $< 1 \mu\text{m}$ ). Le mode fin des poussières s'inclut dans le mode fin de tous les types d'aérosols après émission. Afin de se focaliser seulement

---

sur les poussières, ici les émissions des autres types d'aérosols sont désactivées dans la plupart des simulations (figure 4.3 (b)). Il est aussi important de souligner que dans le modèle, le métamorphisme physique des particules n'est pas admis, autrement dit, il n'est pas possible qu'au cours de son transport un aérosol de taille quelconque évolue vers une autre taille où interagisse avec d'autres types de particules dans l'atmosphère (Escribano *et al.*, 2016). L'interaction avec les nuages n'est pas non plus prise en compte pas plus que l'effet radiatif des aérosols.

## 4.4 Simulations et Sensibilité de LMDZ

### 4.4.1 Discrimination sur les émissions d'aérosols

Cette région au niveau de laquelle nous portons notre intérêt scientifique a été spécialement subdivisée en sous-régions pour une meilleure représentation des émissions dans le modèle (Escribano *et al.*, 2016). En plus des poussières sahariennes, le modèle émet d'autres types d'aérosols tels que les particules des feux de biomasse, les aérosols anthropiques, les sels marins à partir d'un seuil sur les vents des réanalyses (Escribano *et al.*, 2016) et les aérosols industriels. Cependant, bien que l'effet des autres types d'aérosols soit important surtout en matière d'impact sur le climat et sur la qualité de la vie humaine, nous ferons uniquement un focus sur les poussières désertiques afin de mieux saisir les processus les contrôlant durant leur séjour dans l'atmosphère. Pour évaluer la capacité du modèle à simuler de façon discriminatoire les émissions d'aérosols, nous avons choisi le mois de janvier de l'année 2006. Ce choix d'un mois d'hiver se justifie par le fait que c'est une période pendant laquelle on enregistre une forte occurrence des particules de feux de biomasse dans l'atmosphère en région Ouest-africaine (Léon *et al.*, 2009; Malavelle, 2011; Mortier, 2013). On compare sur la figure 4.3 les émissions obtenues avec tout les types d'aérosols (4.3a) ou en désactivant les émissions des aérosols autres que les poussières (4.3b). La différence entre les deux cartes s'explique principalement par les émissions du type d'aérosols dans le modèle avec la présence d'émission des particules de feux de biomasse en période hivernale où leur occurrence est fortement localisée au Sud de 10°N (figure 4.3a). Au Nord de 10°N, les zones d'émissions les plus actives en hiver correspondent à la dépression de Bodélé au niveau du Lac Tchad et les sources situées au Nord-ouest de l'Afrique (Mali et Mauritanie). Ces sources localisées en Mauritanie, au Mali et au niveau du Lac Tchad sont des zones d'émissions de particules minérales. Elles correspondent aux mêmes sources pour la simulation qui ne prend en compte que les aérosols désertiques sur la figure 4.3 (b).

La capacité du modèle LMDZ à reproduire une bonne spatialisation des émissions des aérosols minéraux et des particules de feux de biomasse en Afrique de l'Ouest nous donne

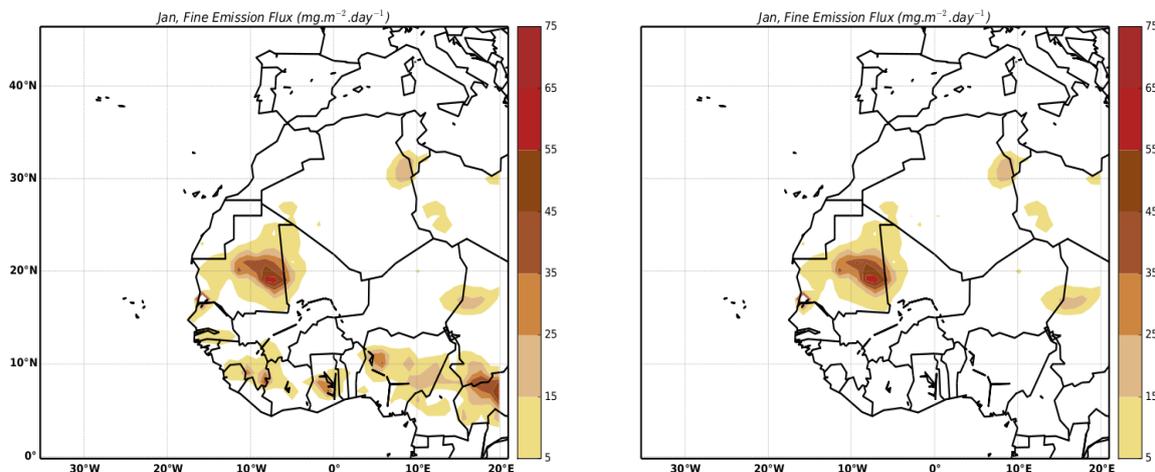


FIGURE 4.3. – Émissions des poussières ( $mg.m^{-2}.jr^{-1}$ ) dans LMDZ pour janvier 2006, avec à gauche : émission de tous les types d'aérosols et à droite seulement émission d'aérosols désertiques.

confiance dans son utilisation pour l'étude des processus qui engendrent ces émissions et qui contrôlent leur distribution dans l'atmosphère. Dans la suite de ce document, seuls les émissions des aérosols désertiques seront prises en compte dans les simulations qui vont être étudiées. Il est aussi important dans le cadre de l'évaluation des performances du modèle de comparer les AOD des sorties du modèle avec les AOD observées en Afrique de l'Ouest. Pour cela, nous utilisons différentes configurations du modèle LMDZ.

#### 4.4.2 Lessivage et coefficient de lessivage

Pour l'évaluation du modèle nous utilisons les mesures de l'AOD aux sols du réseau AERONET. Nous considérons d'abord deux configurations du modèle : une avec lessivage et une autre sans lessivage pour l'année 2006. Nous reppelons également que pour ces simulations le renforcement des émissions par les rafales (pouvant aller jusqu'à 15 m/s) associées aux courants de densité ou aux poches froides n'est pas activé.

Le lessivage ou dépôt humide des aérosols atmosphériques est le principal puits d'aérosols dans l'atmosphère (Boucher, 2012). Le lessivage comprend l'élimination des aérosols dans les nuages lors de la formation de la pluie et le lessivage sous les nuages dû au flux descendant de précipitations (Pilon *et al.*, 2015).

Le but de cette section 4.4.2 est de diagnostiquer l'impact du lessivage et du transport horizontal sur le contenu de l'atmosphère en aérosols. Pour cela nous comparons deux simulations, l'une avec et l'autre sans lessivage, ni le lessivage convectif (pluies convectives), ni le lessivage grande échelle (pluies stratiformes). La comparaison entre les AOD

---

observés et ceux calculés par le modèle est faite au niveau des stations de Dakar (en zone côtière) et du Cap-vert (dans l’océan atlantique). Les AOD comparées, ont un léger écart de longueur d’onde. L’AOD des observations est mesuré à la longueur d’onde de 675 nm et celui calculé par LMDZ est donnée à la longueur d’onde de 670 nm. Cette différence de 5 nm sur les longueurs d’onde n’est pas assez suffisante pour créer un biais significatif sur l’amplitude des deux spectres (Jethva *et al.*, 2014).

Les épaisseurs optiques obtenues par AERONET sont plus importantes à Dakar qu’aux îles du Cap-Vert, à l’exception du mois de juillet où elles sont sensiblement égales. Cela s’explique par la variabilité de la distribution verticale des poussières (Senghor *et al.*, 2017), qui entraîne peu de dépôts dans cette région Nord-ouest de l’Afrique en été (Chiappello *et al.*, 1995).

Globalement et pour les deux stations, LMDZ a tendance à sur-estimer l’AOD pour le cas sans lessivage (AOD670-LMDZ-NOSCAV). Pour le cas avec lessivage (AOD670-LMDZ-SCAV) le modèle LMDZ a tendance à sous-estimer l’AOD.

La suppression des aérosols dans l’atmosphère est représentée par un coefficient de lessivage. Ce coefficient utilise une efficacité de collision qui prend en compte un certain nombre de processus micro-physiques (Pilon, 2013). L’évolution de la concentration en aérosols dans l’atmosphère est liée au coefficient de lessivage par l’équation 4.2 suivante :

$$\partial_t q = -\Lambda q, \quad (4.2)$$

où  $q$  est la concentration en aérosols et  $\Lambda$  le coefficient de lessivage (en  $s^{-1}$ ). La paramétrisation du lessivage a des incertitudes liées à la complexité de la distribution verticale des aérosols atmosphériques mais également à l’incertitude sur l’intensité des précipitations (Sportisse, 2007). Le coefficient de  $0.7 s^{-1}$  (si  $\Lambda > 0$ ) utilisé par défaut dans le modèle stipule que 70% des particules suspendues dans l’atmosphère sont entraînées dans les courants convectifs lors des échanges entre masses d’air du système et masses d’air de l’environnement.

La simulation sans lessivage donne une légère sur-estimation de l’AOD en saison sèche et un écart plus important par rapport aux observations en saison des pluies. Cette augmentation de l’écart entre l’AOD simulé et celle calculé est dû au fait que les aérosols s’accumulent dans l’atmosphère.

Une troisième configuration du modèle est mise en oeuvre sur la figure 4.5. Sur cette figure 4.5, un test de sensibilité a été fait sur le coefficient de lessivage qui est cette fois-ci de  $0.5 s^{-1}$  au lieu de  $0.7 s^{-1}$ . L’estimation de l’AOD augmentée et se rapproche davantage des observations pour l’année 2006.

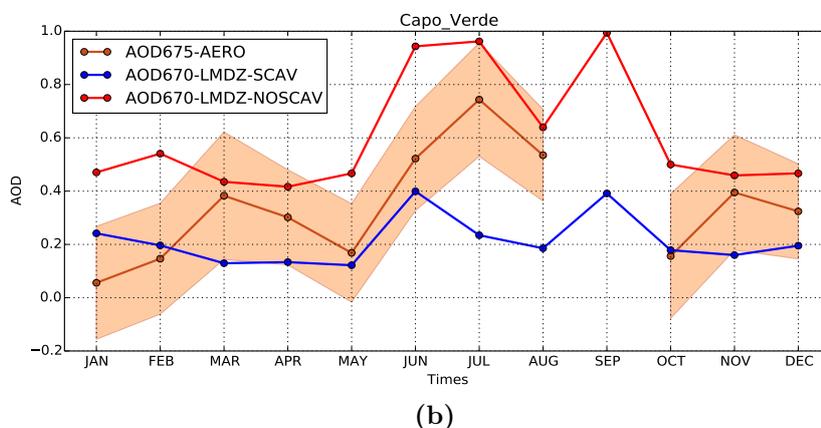
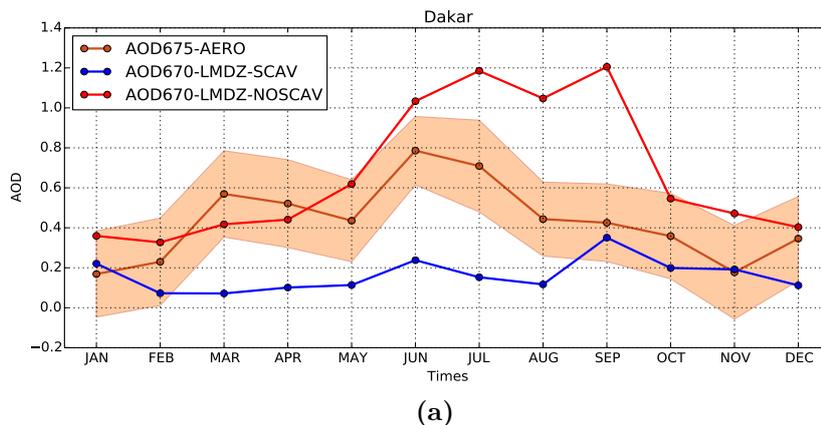


FIGURE 4.4. – Cycle annuel de l'AOD de LMDZ comparé à l'AOD de AERONET à 675 nm pour l'année 2006. L'AOD d'AERONET (AOD675-AERO) à 675 nm en marron (ligne) et en bande colorée l'écart-type de l'AOD à 675 nm sur les moyennes mensuelles des observations. La simulation sans lessivage (AOD670-LMDZ-NOSCAV) est représentée en rouge et celle avec lessivage (AOD670-LMDZ-SCAV) est donnée en couleur bleu. (a) c'est la station de Dakar en 2006 et (b) la station du Cap-Vert en 2006.

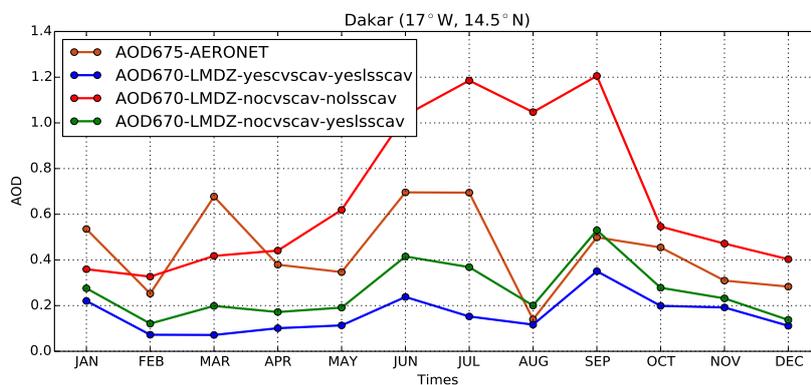


FIGURE 4.5. – Cycle annuel de l'AOD de LMDZ comparé à l'AOD de AERONET à 675 nm. L'AOD d'AERONET (AOD675-AERO) à 675 nm en marron (ligne) et en bande colorée l'écart-type sur les moyennes mensuelles des observations. La simulation sans lessivage (AOD670-LMDZ-NOSCAV) est représentée en rouge et celle avec lessivage (AOD670-LMDZ-SCAV) est donnée en couleur bleu et vert la simulation sans lessivage convectif mais avec lessivage grande échelle (AOD670-LMDZ-nocvscav-yeslsscav) sur Dakar 2006.

---

Les tests de sensibilité montrent que l'AOD calculé par le modèle peut être ajusté à partir du coefficient de lessivage pour avoir des estimations avec le moins d'écart possible des observations. Mais dans la suite de ce travail, nous utiliserons la configuration avec lessivage et un coefficient de lessivage de  $0.7 \text{ s}^{-1}$ .

## 4.5 Variabilité saisonnière de l'épaisseur optique (AOD)

Un des plus importants facteurs indicatifs de la présence d'aérosols désertiques dans l'atmosphère est l'épaisseur optique (AOD ou AOT). Cette quantité est en effet linéairement reliée à la colonne intégrée d'aérosols pour une composition donnée. C'est pour cela que nous nous intéressons à cette variable pour diagnostiquer la saisonnalité des aérosols minéraux, en Afrique de l'Ouest et sur l'Atlantique tropical-est pour les périodes d'hiver et d'été. Dans cette étude, nous faisons une analyse comparative entre les mois de janvier et juillet 2006 respectivement représentatif de la saison sèche et de la saison humide en Afrique de l'Ouest (Schepanski *et al.*, 2009b).

Avec la configuration retenue et détaillée dans la section 4.2 de ce chapitre, nous analysons deux saisons pour lesquelles les moyennes mensuelles de l'AOD du modèle LMDZ sont calculées et représentées sur la figure 4.6.

Malgré le fait que les aérosols soient sujets à l'advection grande échelle, les zones d'émission restent toujours plus chargées en poussières que les autres endroits. Ce qui nous permet d'analyser cette variabilité spatiale en se référant aux émissions de poussières dans le modèle (les figures sur les émissions ont été étudiées mais ne sont pas montrées dans ce chapitre).

En janvier, l'AOD est mal réparti, avec des maxima localisés au Nord de l'Afrique, précisément dans la zone frontalière entre la Tunisie et la Libye. Ces aérosols sont émis au Nord-est de la région saharienne et advectés en majorité par des masses d'air vers le nord-ouest sur la mer Méditerranée. Ce résultat est en accord avec les travaux de modélisation de Schmechtig *et al.* (2011) qui ont attribué un maximum d'émissions de poussières à cette zone en période d'hiver pour l'année 2006. D'autres zones sources sont localisées dans la région Sahélienne notamment dans la région de Bodélé en accord avec les travaux de Ben-Ami *et al.* (2010); Koren *et al.* (2006) et dans les régions côtières Ouest-africaines (Bertrand *et al.*, 1979; Tulet *et al.*, 2008; Senghor *et al.*, 2017).

Les émissions sur la région dépressionnaire de Bodélé ( $17^\circ\text{N}$ ,  $18^\circ\text{E}$ ) qui sont relatées par de faibles valeurs d'AOD dans le modèle montrent que le modèle les sous-estime. Par contre, les sources sableuses de la Mauritanie sont bien représentées en termes de localisation spatiale et aussi en termes d'intensité de l'AOD. Cette région Mauritanienne est une zone

d'émissions de poussières très active en hiver à cause des forts vents nord-est côtiers qui occasionnent d'importants soulèvements d'aérosols terrigènes (Ozer, 2000; Stuut *et al.*, 2005; Friese *et al.*, 2016; Senghor *et al.*, 2017). Ces aérosols sont advectés vers les basses latitudes dans le proche atlantique.

En juillet, l'AOD calculé par le modèle correspond à une période de maximum d'émissions de poussières en Afrique de l'Ouest avec une répartition spatiale plus homogène que la situation du mois de janvier. Les sources de poussières localisées au Nord-est du Sahara en janvier persistent et deviennent plus intenses avec une légère migration vers l'Ouest. Cette délocalisation vers l'ouest des sources est liée à la variabilité de la position de l'anticyclone de la Libye. C'est un anticyclone qui est climatologiquement centré au-dessus de Libye (Drobniski *et al.*, 2009) mais qui s'est retrouvé au-dessus de la Tunisie en période d'été de l'année 2006 (Lavaysse *et al.*, 2009). Cette anomalie sur la position géographique de l'anticyclone de Lybie a entraîné des soulèvements de poussières indiqués par l'AOD du modèle en juillet 2006. Les sources situées plus au Sud dans la région sahélienne deviennent plus actives qu'en janvier avec une meilleure représentation de l'AOD au niveau de Bodélé. Les fortes concentrations de poussières au Nord du Sahel sont aussi inhérentes à la migration de la ZCIT vers le nord. Cette migration de la ZCIT provoque une forte occurrence des émissions dans la région Nord-ouest africaine. Les zones sources les plus actives dans cette région sont répertoriées entre le Mali et la Mauritanie conformément aux résultats dans les précédentes études effectuées par Middleton et Goudie (2001); Schepanski *et al.* (2007); Knippertz et Todd (2010).

La non activation des poches froides dans nos simulations a pour conséquence une sous-estimation de l'AOD dans la bande sahélienne. Dans cette région localisée entre le sud-est de la Mauritanie jusqu'au centre du Niger, les émissions dues aux courants de densité et connues sous le nom de "haboobs" sont maximales (Marshall *et al.*, 2008; Roberts et Knippertz, 2012; Gueye, 2015). Heinold *et al.* (2013) à travers le modélisation montrent que les émissions causées par l'effondrement des poches froides est responsable d'environ 40% des émissions en été au sahara et sahel.

En hiver comme en été boréal, les valeurs maximales d'AOD calculées par le modèle dans la zone côtière Ouest-africaine sont parfois interprétées comme un biais dans les modèles à cause des forts vents enregistrés au niveau du littoral. Mais, des études récentes basées sur des observations montrent que cette zone côtière abrite effectivement des sources d'émission de poussières très actives particulièrement en période d'hiver (Yu *et al.*, 2015; Senghor *et al.*, 2017).

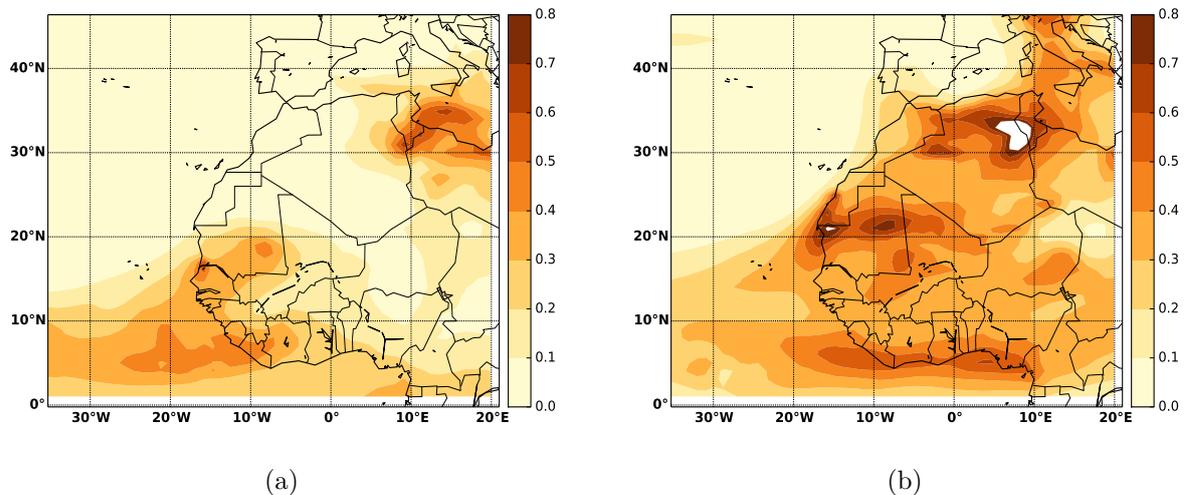


FIGURE 4.6. – Moyenne mensuelle de l'épaisseur optique calculée par le modèle LMDZ pour les mois de janvier 2006 (a) et juillet 2006 (b) en Afrique du Nord.

## 4.6 Émission et transport dans LMDZ

La version du modèle de circulation générale LMDZ du Laboratoire de Météorologie Dynamique utilisée dans le cadre de ce travail est capable de simuler les types d'aérosols qui ont le plus d'impact sur le climat (voir section 4.4.1). Cependant, la configuration que nous utilisons ne prend en compte que les émissions, le transport et le dépôt des aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest. Le transport des aérosols obtenu dans le modèle grâce aux équations d'Euler en volume fini (Huneeus *et al.*, 2009) nous a permis d'étudier les principaux processus qui contrôlent la distribution de l'aérosol minéral au-dessus de la terre et au-dessus de la mer.

### 4.6.1 Processus gouvernant la distribution des poussières sur le continent

Dans cette section 4.6.1, on s'intéresse à l'influence de la météorologie sur le transport de grande échelle des aérosols sahariens en hiver (janvier 2006) comme en été (juillet 2006) boréal. Pour cela, les résultats de la simulation avec lessivage convectif et grande échelle en janvier et en juillet sont analysés pour l'année 2006.

Sur la figure 4.7, nous avons fait une moyenne zonale sur les concentrations des trois bins de particules minérales au Nord-ouest du continent africain dans la bande de longitude comprise entre 16°W et 10°E. C'est dans cette coupe méridienne que les fréquences d'occurrences des soulèvements de poussières liés à l'activité intense de la météorologie sont maximales (Marticorena *et al.*, 2010).

Les concentrations des poussières fines (FINE) sont représentées en contour magenta,

celles des grosses particules (CODU) en contour noir et celles des particules fines (SCDU) en contour marron. Les vecteurs correspondent aux composantes méridienne et verticale de la vitesse. La palette de couleur donne l'intensité du vecteur vent résultant.

La situation de janvier représentée par la figure 4.7 (a) montre des valeurs élevées des concentrations pour des SCDU avec des amplitudes de  $80 \text{ g.m}^{-3}$ . Les concentrations des CODU avec des valeurs maximales de  $60 \text{ g.m}^{-3}$  et enfin celles des FINE avec une valeur maximale de  $9 \text{ g.m}^{-3}$ .

Les aérosols émis en majorité entre les latitudes  $10^\circ\text{N}$  et  $20^\circ\text{N}$  pour tous les bins sont verticalement distribués en accord avec les champs de vents des Réanalyses ERA-Interim. Les Réanalyses mettent bien en évidence le flux d'harmattan près de la surface sur tout le continent avec une subsidence marquée vers  $20^\circ\text{N}$ , qui bloque le transport vertical des aérosols désertiques vers 800 hPa. Les particules minérales sont soulevées par la convection peu profonde au niveau du FIT. Mais seules les particules fines sont transportées dans la moyenne troposphère au sud de  $10^\circ\text{N}$ . À cette latitude, la convergence du flux de mousson et du flux d'harmattan entraîne une forte ascendance des masses d'air. Avec une vitesse supérieure à  $6 \text{ m.s}^{-1}$  entre 700 hPa et 900 hPa, cette ascendance entraîne les aérosols dans la moyenne troposphère jusqu'au niveau de pression de 500 hPa (environ 5 km). Ce transport vertical est en accord avec les travaux de Hamilton *et al.* (1945); Stuut *et al.* (2005) qui stipulent que le transport vertical des poussières en hiver en Afrique de l'Ouest est dominé par les mouvements verticaux dans la zone de convection profonde au sud de  $10^\circ\text{N}$  et contrôlé par la circulation grande échelle de la cellule de Hadley au nord de  $10^\circ\text{N}$ . Ces auteurs ont également montré à partir des observations que la majorité de ces aérosols proviennent des émissions au niveau des zones côtières mauritaniennes (Bertrand *et al.*, 1979; Ozer, 2000; Senghor *et al.*, 2017).

La situation de juillet représentée par la figure 4.7 (b) montre que les émissions d'aérosols désertiques deviennent plus importantes qu'en janvier, résultant en des concentrations maximales de  $150 \text{ g.m}^{-3}$  pour les SCDU, de  $60 \text{ g.m}^{-3}$  pour les CODU et de  $9 \text{ g.m}^{-3}$  pour les FINE. Les zones d'émissions deviennent plus étendues et sont principalement comprises entre  $15^\circ\text{N}$  et  $35^\circ\text{N}$ . Mais les maxima sont toujours localisées vers la latitude  $20^\circ\text{N}$ . La structure de la cellule de Hadley devient différente par rapport à ce qui a été observée en hiver. Elle est plus organisée en été avec une divergence notée à environ 100 hPa au niveau de la zone de convection profonde entre  $0^\circ$  et  $10^\circ\text{N}$ . La branche descendante de la cellule de Hadley bloquée par la convection peu profonde à 600 hPa entre  $10^\circ\text{N}$  et  $20^\circ\text{N}$  est plus profonde qu'en hiver où sa pénétration dans la basse troposphère avait atteint le niveau 800 hPa entre  $10^\circ\text{N}$  et  $20^\circ\text{N}$ . Elle influe toujours sur le transport verticale des poussières comme en hiver mais avec moins d'impact au niveau de la zone de convection

---

peu profonde où est localisé le FIT (vers 18°N). À cette latitude, la convergence des deux flux (mousson sud-ouest et harmattan nord-est) provoque des soulèvements de poussières. Ces soulèvements sont soutenus par un transport verticalement qui augmente les concentrations des aérosols dans la troposphère (Goudie et Middleton, 2001; Schepanski *et al.*, 2007; Bou Karam *et al.*, 2008; Knippertz et Todd, 2010; Adams *et al.*, 2012; Tegen *et al.*, 2013).

La circulation anticyclonique centrée particulièrement sur la Tunisie pour cet été 2006 (Lavaysse *et al.*, 2009) est mise en évidence par les champs de vents des Réanalyses ERA-Interim. La circulation de l'anticyclone de Libye (Drobinski *et al.*, 2009) avec sa branche ascendante située vers 31°N entraîne une forte ascendance des particules minérales dans la troposphère (500 hPa). Le transport convectif des particules atmosphériques déterminé par les contours des concentrations de tous les bins montrent que l'altitude de la distribution maximale des aérosols est 400 hPa. La cause de cette limitation sur le transport vertical sera analysée dans les sections suivantes. Conformément aux travaux de Léon *et al.* (2009); Marticorena *et al.* (2010); Adams *et al.* (2012); Senghor *et al.* (2017), le maximum du transport des particules minérales est localisé dans la bande de latitude comprise entre 10°N et 25°N. Dans cette bande de latitudinale, on observe une variation saisonnière bien marquée de la distribution verticale des aérosols minéraux au-dessus de l'Est du bassin de l'Atlantique tropical (Chiapello *et al.*, 1995; Schepanski *et al.*, 2009b; Senghor *et al.*, 2017).

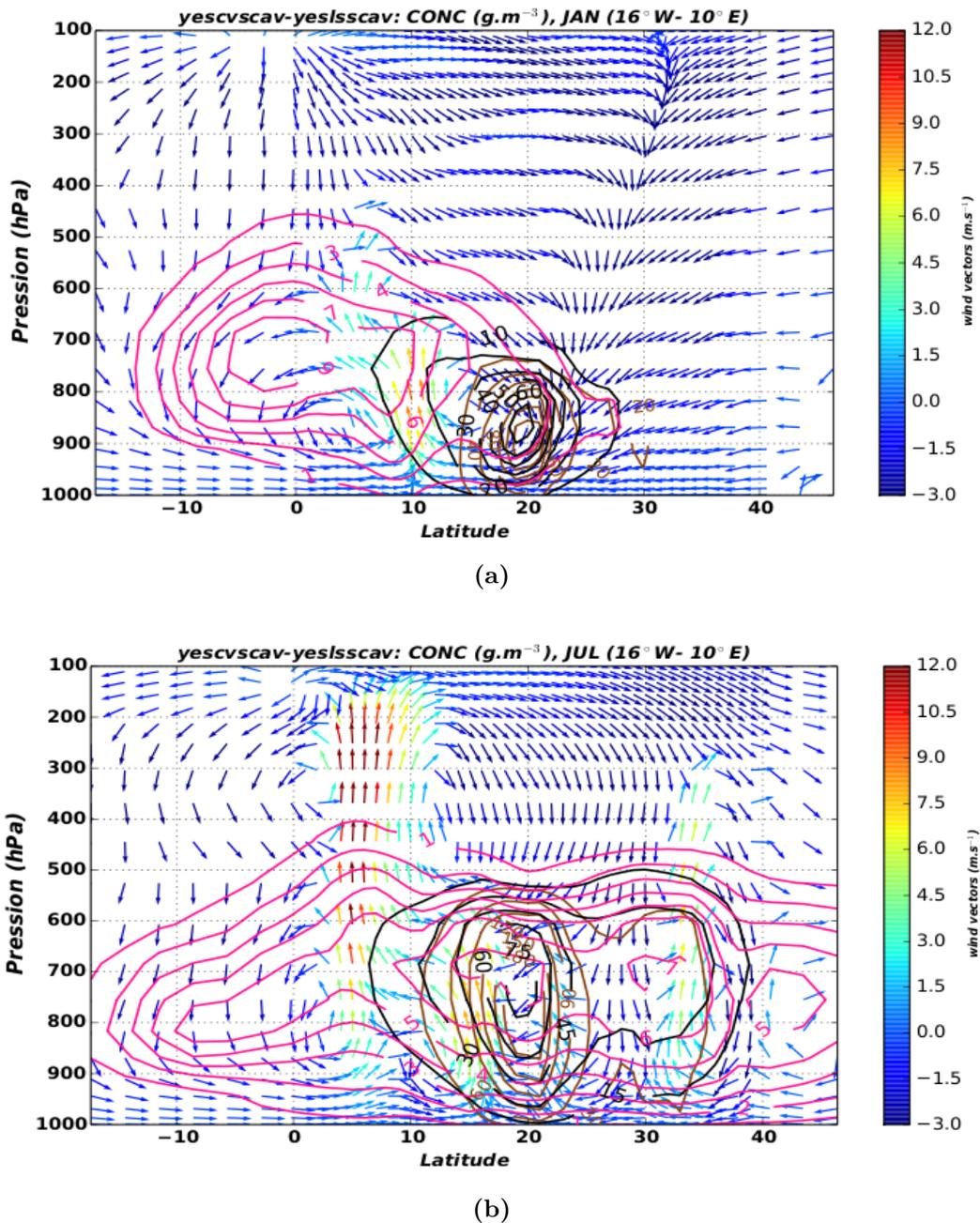


FIGURE 4.7. – Coupe méridienne sur le continent (moyenne zonale entre 16°W - 10°E) des concentrations des aérosols désertiques en janvier (a) et juillet (b) en 2006 dans LMDZ. Les concentrations des aérosols désertiques sont représentées en contour magenta pour les fins, en contour noir pour les grosses et marron pour es super-grosses particules. La vitesse verticale  $w$  (m/s) est multipliée par un facteur arbitraire de 5 pour visualiser la circulation.

---

#### 4.6.2 Les processus dominant la distribution des poussières sur l'Atlantique

Les aérosols émis en Afrique de l'Ouest peuvent être transportés au-dessus de l'Atlantique (Prospero et Carlson, 1972; Kaufman *et al.*, 2005; Liu *et al.*, 2012). Cependant, une grande partie des grosses particules est déposée dans le proche atlantique entre les côtes et 35°W (Yu *et al.*, 2015).

Dans cette section 4.6.2, on s'intéresse au devenir des aérosols minéraux issus du continent Ouest-africain et transportés vers l'ouest. Pour celà, les résultats de la simulation avec lessivage convectif et grande échelle en janvier et en juillet sont analysés pour l'année 2006 sur la figure 4.8 au niveau de laquelle nous avons fait une moyenne zonale des concentrations de l'aérosol minéral dans la bande de longitude 35°W-18°W. Comme sur le continent (Fig 4.7), on note une saisonnalité claire de la distribution verticale des aérosols. La zone de convection sèche qui était due à la convergence des deux flux de mousson et d'harmattan sur le continent disparaît au-dessus de l'océan.

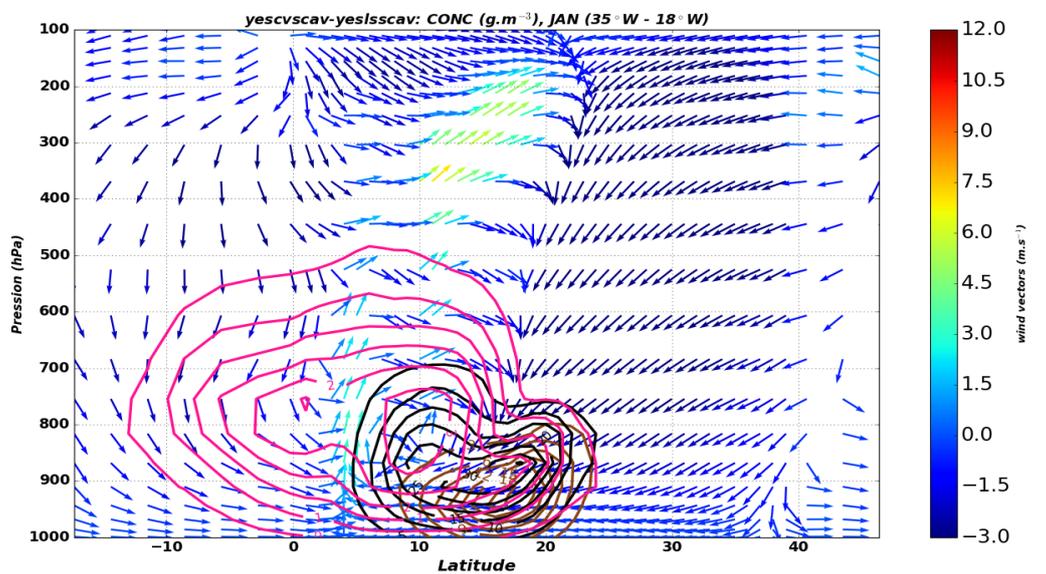
Pour l'hiver (figure 4.8a), on voit clairement l'effet du transport sur les concentrations des différents bins de poussières. Les fortes concentrations enregistrées sur le continent avec des maxima de 80  $g.m^{-3}$  pour les SCDU diminuent jusqu'à 18  $g.m^{-3}$  au-dessus de l'océan soit une perte de 77% lors du transport. Les grosses particules CODU qui avaient des valeurs maximales de 60  $g.m^{-3}$  à proximité des sources diminuent mais plus lentement que les SCDU et fournissent des maxima de 30  $g.m^{-3}$  au-dessus de l'Atlantique soit une diminution de 50%. Les concentrations de particules fines de poussières décroissent également de 9  $g.m^{-3}$  sur le continent et leur valeur maximale diminue jusqu'à 3  $g.m^{-3}$  au-dessus de l'océan soit une baisse de 66%.

La subsidence de l'air associée à l'anticyclone des açores tend à bloquer l'extension verticale du panache. Les poussières sont toujours en provenance dans leur majorité des zones côtières sablonneuses de la Mauritanie (Ozer, 2000; Tulet *et al.*, 2008; Laurent *et al.*, 2008; Senghor *et al.*, 2017). Les plus fortes concentrations sont localisées dans la bande de latitude comprise entre 10°N et 20°N (Yu *et al.*, 2015). Au sud de 10°N les particules sont transportées dans la zone de convection profonde et atteignent une altitude de 5 km ( $\simeq 500 hPa$ ). Comparée à la figure 4.7 (a) le transport des poussières visualisé sur la figure 4.8 (a) montre clairement une transition homogène des aérosols sur la verticale entre le continent et l'océan en accord avec le schéma conceptuel dressé par Schepanski *et al.* (2009b) et les travaux sur les observations aux sols de Chiapello *et al.* (1995) et sur les observations spatiales de Senghor *et al.* (2017).

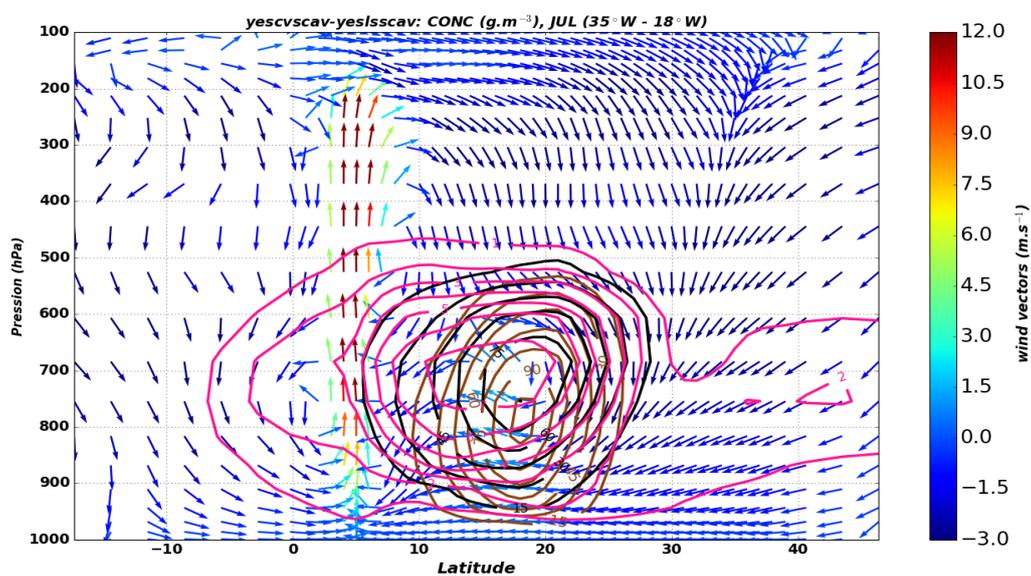
Pour l'été (figure 4.8b), les maxima obtenus sur le continent, de l'ordre de 150  $g.m^{-3}$ , diminuent jusqu'à 90  $g.m^{-3}$  au-dessus de l'océan soit des pertes estimées à 40% pour les SCDU. Les fortes concentrations des CODU sont diluées lors de leur transport. Quant aux

FINE, leur quantité décroît au cours du transport mais la valeur maximale de  $6 \text{ g.m}^{-3}$  demeure constante au-dessus de l'océan. La faible variation des concentrations des bins CODU et FINE au-dessus de l'océan peut s'expliquer par la variation saisonnière de leur distribution verticale au Nord-ouest de l'Afrique. Cette variation saisonnière est clairement visible sur la figure 4.8 (b) et montre que les concentrations de particules sont confinées entre les niveaux de pressions comprises entre 500 hPa et 925 hPa entre les latitudes  $5^\circ\text{N}$  et  $25^\circ\text{N}$ . Ce type de transport entraîne de faibles dépôts d'aérosols atmosphériques dans le proche Atlantique entre  $18^\circ\text{W}$  et  $35^\circ\text{W}$  conformément aux travaux de Chiapello *et al.* (1995), Liu *et al.* (2012), Tsamalis *et al.* (2013) et de Senghor *et al.* (2017). La zone de convection profonde matérialisée sur la figure 4.8b par une large bande et très épaisse assure un transport convectif des aérosols jusqu'au niveau de la moyenne troposphère en cette période de l'année.

Entre 200 hPa et 500 hPa, le mouvement ascendant des masses d'air dans la zone de convection profonde est très intense. La divergence est observée au tour de 200 hPa alors que l'extension verticale de la couche de poussières est limitée à 500 hPa. Pour mieux comprendre le blocage de l'extension verticale des aérosols minéraux à 500 hPa dans la zone de convection profonde, nous procédons par des coupes méridiennes. Cette méthode d'analyse nous permettra de faire une étude plus pointue de l'effet des processus qui contrôlent la distribution verticale.



(a)



(b)

FIGURE 4.8. – Coupe méridienne sur l’océan (moyenne zonale entre 35°W - 18°W) de la concentration des aérosols désertiques en janvier (a) et juillet (b) 2006 des aérosols dans LMDZ. Les concentrations des aérosols désertiques sont représentées en contour magenta pour les fins, en contour noir pour les grosses et marron pour es super-grosses particules. La vitesse verticale  $w$  (m/s) est multipliée par un facteur arbitraire de 5 pour visualiser la circulation.

## 4.7 Décomposition du transport vertical des aérosols

Afin de comprendre les processus qui contrôlent la distribution verticale des aérosols désertiques, nous nous intéressons à la décomposition des tendances calculées par le modèle. On appelle tendance l'effet d'un processus ou d'une paramétrisation particulière sur les concentrations de poussières. Selon l'équation 4.3 on peut commencer par décomposer la tendance totale en deux termes : le premier terme correspond à l'effet de la dynamique et le second terme à l'effet de la physique.

$$\frac{\partial q}{\partial t}|_{total} = \frac{\partial q}{\partial t}|_{dynamique} + \frac{\partial q}{\partial t}|_{physique}, \quad (4.3)$$

Le terme correspondant à la physique de l'équation 4.3 peut être décomposé suivant l'équation 4.4.

$$\frac{\partial q}{\partial t}|_{physique} = \frac{\partial q}{\partial t}|_{Turbu-BL} + \frac{\partial q}{\partial t}|_{Cv-scav} + \frac{\partial q}{\partial t}|_{Ls-scav} + \frac{\partial q}{\partial t}|_{Therm} + \frac{\partial q}{\partial t}|_{Sedimt}, \quad (4.4)$$

où *Turbu-BL* représente l'effet de la turbulence de couche limite atmosphérique, *Cv-scav* et *Ls-scav* correspondent respectivement à l'effet du lessivage convectif et de grande échelle sur les concentrations de poussières. Le terme *Cv-scav* contient du transport et du lessivage (plus de détails dans la section 4.8 de ce chapitre). Les effets des thermiques et de la sédimentation sur les concentrations de poussières correspondent respectivement aux termes *Therm* et *Sedimt* de l'équation 4.4.

L'ensemble de ces équations est étudié avec plus de détails dans les travaux de Pilon (2013); Pilon *et al.* (2015). Cependant, il est important de noter que sur une moyenne suffisamment longue, les tendances doivent essentiellement se compenser conformément à l'équation suivante :

$$\frac{q_{final} - q_{initial}}{T} = \int \frac{dq}{dt} dt \quad (4.5)$$

Les figures 4.9 et 4.10 représentent les différents facteurs physiques affectant la quantité de l'aérosol minéral dans l'atmosphère. La tendance du lessivage grande échelle est représentée en couleur bleu (*Ls-scav*), celle du lessivage convectif en couleur vert (*Cv-scav*), celle de la dynamique (*Dynam*) en rouge, l'effet de la gravitation sur les grosses particules (SCDU et CODU) (c'est à dire la sédimentation) en jaune (*Sedimt*), la turbulence dans la couche limite en rose (*Turbu-BL*) et en cyan l'effet des thermiques (*Therm*) sur la

---

couche d'aérosols. À noter que seule la dynamique inclut une part de transport horizontal dans les tendances.

En janvier 2006 (figure 4.9), les figures 4.9a et 4.9b représentent le bin SCDU, les figures 4.9c et 4.9d le bin CODU et les figures 4.9e et 4.9f le bin FINE. L'ordre dans lequel ces couples de figures sont énumérés donne respectivement la représentation des mécanismes sur le continent et sur l'océan pour tous les bins de poussières considérés.

Dans la région source au Nord-ouest de l'Afrique, les tendances (exprimées en  $kg.kg^{-1}.jr^{-1}$ ) les plus importants sont celles de la turbulence qui répartit les émissions de surface dans les premières centaines de mètres puis les thermiques qui prennent le relais pour répartir les émissions dans les premiers km, correspondant à la couche limite convective. Entre 700 hPa et 850 hPa, la dynamique fait l'effet inverse en transportant ailleurs les SCDU apportés dans cette couche par les thermiques. La dynamique contribue également à augmenter les concentrations, advectant les aérosols depuis le sahara et le sahel central, sauf entre 800 et 700 hPa où on observe une légère tendance négative. La sédimentation des SCDU est le principal puits pour les concentrations en aérosols sur la colonne atmosphérique. Entre 950 hPa et 1000 hPa, l'effet combiné et compensatoire de la sédimentation et des thermiques contrôle les concentrations des aérosols atmosphériques. Ces deux derniers affectent inversement les concentrations dans les très basses couches de la troposphère. Les thermiques transportent les aérosols vers le sommet de la couche limite atmosphérique alors que la sédimentation les ramène vers la surface.

Sur l'océan (35°W-18°W et 12°N-21°N, Fig. 4.9b) la couche des SCDU devient moins importante et perd environ 1 km de hauteur. Étendue jusqu'à 700 hPa sur le continent, la couche s'abaisse jusqu'à 800 hPa au-dessus de l'océan. Les SCDU retombent rapidement après leur émission (Kalu, 1979; Schepanski *et al.*, 2009b) et ont ainsi une courte durée de vie (Friese *et al.*, 2016). Environ 12h après leur émission, 60 à 90% des grosses particules sont éliminées de l'atmosphère (Ryder *et al.*, 2013). Situés au-dessus d'une surface océanique, les aérosols minéraux sont essentiellement apportés par la dynamique entre la surface et 800 hPa. On note également un fort transport turbulent vers le bas et un dépôt en surface.

Pour les CODU (sur le continent) représentées sur la figure 4.9c, on note des émissions dues à la turbulence dans la couche limite entre 925 hPa et la surface. Les particules émises sont ensuite transportées verticalement jusqu'à 700 hPa par l'effet des thermiques et sont ensuite advectées par l'effet de la dynamique. En plus des émissions en surface par la turbulence, on note un apport de poussières par l'effet de la dynamique dans les très basses couches. Cet apport d'aérosols désertiques près de la surface dans cette région ouest-africaine est en accord avec les résultats de Marticorena *et al.* (2010); Mortier

*et al.* (2016); Friese *et al.* (2016); Senghor *et al.* (2017) qui montrent une advection nord-est des aérosols en hiver. De la moyenne troposphère jusqu'aux très basses couches de l'atmosphère, l'effet de la sédimentation supprimant les CODU de l'atmosphère est très important. Cette sédimentation entraîne ensuite un dépôt des particules en surface. La figure 4.9d montre également que la couche des CODU perd une épaisseur d'à peu près de 1 km comme celle des SCDU entre le continent et l'océan. Au-dessus de l'océan, l'apport des aérosols dans la couche limite marine est faite par la dynamique alors que la principale porte provient de la turbulence où ils se déposent. On voit que l'effet de la sédimentation est moins important que pour les SCDU. Le profil de sédimentation est essentiellement proportionnel au profil de concentration. Pour le bin FINE représentée sur la figure 4.9e, on note une forte émission en surface suivi d'un fort transport par la turbulence dans la couche limite. Les particules émises sont advectées par la dynamique entre la surface et 925 hPa. Entre 700 hPa et 900 hPa, on note des apports d'aérosols due à la dynamique. Entre 700 hPa et 925 hPa, l'effet des thermiques entraîne des apports d'aérosols dans l'atmosphère. Ces apports seront affectés par l'effet de la dynamique qui entraîne un transport dans les basses couches de la troposphère. Le lessivage grande échelle joue également un rôle important en restituant par évaporation entre 700 hPa et 900 hPa des particules supprimées de l'atmosphère entre 400 hPa et 700 hPa.

La figure 4.9f montre qu'au dessus du continent la couche des FINE est très épaisse et atteint le niveau de pression de 400 hPa. Elle diminue jusqu'à 825 hPa sur l'océan soit une chute d'environ 3 km d'altitude. Comme les autres bins, les principaux apports sur l'océan entre la surface et 750 hPa sont dus à l'effet de la dynamique. Ces apports sont diminués par l'effet de la couche limite marine et des thermiques qui les transportent verticalement vers les couches supérieures. Les apports supplémentaires par l'effet de la couche limite marine et l'effet des thermiques et les apports dominant de la dynamique entre 750 hPa et 925 hPa sont dilués dans l'atmosphère par les précipitations convectives et de grande échelle. Ces aérosols sont restitués dans les plus basses couches de l'atmosphère par évaporation stratiforme entre 925 hPa et 950 hPa et par évaporation convective entre 950 hPa et la surface océanique. L'effet des thermiques entraîne une diminution des concentrations de particules fines entre 900 et 925 hPa pour les déposer en surface.

En juillet 2006 (voir figure 4.10), les figures 4.10a et 4.10b en haut du panel représentent le bin SCDU, 4.10c et 4.10d le bin CODU et 4.10e et 4.10f le bin FINE. Ces couples de figures donnent respectivement les différents processus qui affectent les concentrations d'aérosols minéraux dans l'atmosphère à la fois au-dessus du continent et de l'océan atlantique tropical. La comparaison des figures 4.9 et 4.10 montre une forte saisonnalité

---

de la hauteur de la couche limite atmosphérique. En hiver, sur la figure 4.9, la hauteur de la couche limite atmosphérique était en moyenne de 3 km d'altitude ( $\simeq 700\text{hPa}$ ) en accord avec les travaux de Osborne *et al.* (2008). Elle atteint en moyenne 5 km ( $\simeq 500\text{hPa}$ ) d'altitude en été boréal. Cette variabilité saisonnière de la hauteur de couche limite saharienne est en accord avec les observations de Gamo (1996); Cuesta *et al.* (2009); Tsamalis *et al.* (2013); Mortier *et al.* (2016); Senghor *et al.* (2017).

Dans la région Nord-ouest africaine ( $16^{\circ}\text{W}$ - $10^{\circ}\text{W}$  et  $12^{\circ}\text{N}$ - $21^{\circ}\text{N}$ ), on note une quasi absence d'émission d'aérosols désertiques (SCDU) en été par l'effet de la turbulence 4.10a. Les sources d'émissions de poussières sont plus importantes à l'Est (figure 4.6) dans la région du FIT (Schepanski *et al.*, 2007, 2009a; Marticorena *et al.*, 2010; Tegen *et al.*, 2013; Chaboureau *et al.*, 2016). Les apports d'aérosols dans cette région se font essentiellement par l'effet de la dynamique. Les aérosols soulevés dans la zone de convection sèche et peu profonde localisée à l'Est de  $10^{\circ}\text{W}$  sont verticalement transportés (de la surface à 500 hPa) par une forte convergence issue de la rencontre des deux flux 4.7b. Ces apports dans les très basses couches sont remontés dans la moyenne troposphère par l'effet des thermiques. Les aérosols apportés dans la moyenne troposphère par l'effet combiné de la dynamique, des thermiques et de la turbulence dans la couche limite sont principalement ramenés vers la surface par l'effet de la sédimentation. La turbulence dans la couche limite entraîne une resuspension des poussières dans les très basses couches de l'atmosphère où les particules sont éliminées par l'effet du lessivage grande échelle.

Sur l'océan, l'essentiel des apports atmosphériques d'aérosols sahariens se fait par l'effet de la dynamique entre 500 hPa et 925 hPa avec un maximum d'apport de 600 hPa à 800 hPa. Ces apports de la dynamique dans cette porte (entre 2 km et 3 km) sont essentiellement dus à l'activité du Jet Est Africain conformément aux travaux de Chiapello *et al.* (1995); Tsamalis *et al.* (2013); Evan *et al.* (2016); Senghor *et al.* (2017). Les concentrations dans cette couche sont diluées par l'impact de la sédimentation qui s'oppose à celle de la dynamique entre 500 hPa et 900 hPa, est relayé par celui du lessivage convectif entre 900 hPa et 925 hPa. La sédimentation et le lessivage convectif restituent les aérosols dans les très basses couches atmosphériques entre 925 hPa et 1000 hPa. Cette resuspension des aérosols par évaporation et par effet gravitationnel est concurrencée par le mélange turbulent dans la couche limite marine et l'impact intense du lessivage grande échelle. Ce processus restitue les aérosols près de la surface océanique où ils subissent l'effet de la dynamique qui les advecte. La dynamique entraîne une dilution des concentrations de poussières dans les basses couches au-dessus de l'océan en apportant de l'air propre qui transporte les aérosols au-dessus du continent par la circulation atmosphérique régionale (Chiapello *et al.*, 1995; Liu *et al.*, 2012; Tsamalis *et al.*, 2013; Senghor *et al.*, 2017).

Pour les CODU le schéma des processus change par rapport à celui du bin SCUDU mais les apports d'aérosols sont toujours essentiellement dus à l'effet de la dynamique entre la surface et 700 hPa. Ces aérosols sont redistribués dans l'atmosphère au niveau des basses couches et dans la moyenne troposphère par l'effet de la couche limite à travers la turbulence et les thermiques. Les apports d'aérosols par la turbulence dans la couche limite à 600 hPa sont sujet à l'effet de la dynamique qui impacte fortement les concentrations à cause de l'effet de l'AEJ. Les aérosols localisés dans la moyenne troposphère sont sédimentés et déposés dans les basses couches de l'atmosphère en plus des aérosols restitués par évaporation après lessivage convectif. Le lessivage convectif sera compensé par l'effet du lessivage grande échelle.

Sur l'océan la redistribution verticale devient plus complexe dans les basses couches alors que dans les hautes couches les principaux processus qui s'opposent sont la dynamique (comme source) et la sédimentation (comme puit). La sédimentation dépose les aérosols atmosphériques dans les couches plus basses entre 800 hPa et la surface. Entre 850 hPa et 925 hPa les aérosols apportés par la dynamique sont éliminés de l'atmosphère par l'effet du lessivage convectif et sont ensuite restitués entre 925 hPa et 1000 hPa. Dans cette fenêtre un apport additionnel à celui de la sédimentation est celui de la dynamique. Cette figure 4.10 clarifie davantage l'effet de la dynamique sur les concentrations d'aérosols désertiques au-dessus de l'atlantique et montre que l'effet global de suppression des particules dans les basses couches attribué à la dynamique selon les études de Chiapello *et al.* (1995); Liu *et al.* (2012); Tsamalis *et al.* (2013); Senghor *et al.* (2017) n'est que partiel. Pour le bin FINE les processus qui apportent les particules minérales diffèrent de ceux qui apportent les aérosols minéraux pour le bin SCUDU et le bin CODU dans les très basses couches de l'atmosphère. Mais dans la moyenne troposphère, la dynamique apporte entièrement les aérosols minéraux entre 700 hPa et 925 hPa. Ces poussières fines sont redistribuées dans l'atmosphère par l'effet des thermiques et de la turbulence locale entre 500 hPa et 650 hPa et aussi à proximité de la surface entre 925 hPa et 100 hPa, avec un effet dominant des thermiques dans cette couche. Les apports dans cette basse atmosphère sont éliminés par le transport de grande échelle et l'effet des pluies stratiformes.

Sur l'océan, la dynamique apporte des particules minérales presque sur toute la colonne de l'atmosphère. Ces aérosols minéraux apportés par la dynamique sont d'abord supprimés de l'atmosphère entre 850 hPa et 925 hPa par le lessivage convectif pour être restitués par évaporation dans les couches inférieures entre 925 hPa et 1000 hPa. Les précipitations stratiformes assurent exclusivement l'élimination des aérosols atmosphériques dans cette fenêtre. Dans les couches en dessous de cette fenêtre, la resuspension par évaporation stratiforme des aérosols est compensée par l'activité de la couche limite marine qui

---

entraîne un mélange turbulent vertical.

Cette section 4.7 dédiée aux processus qui affectent la distribution verticale des aérosols désertiques montre que leur redistribution dans l'atmosphère est très complexe. Cette redistribution des aérosols est d'abord saisonnière et fortement tributaire du bin considéré et de l'interaction entre l'atmosphère, la surface continentale et la surface océanique. Elle nous a aussi permis de mieux comprendre que le blocage sur le transport vertical des aérosols au-dessus de la zone de convection peu profonde et sèche est essentiellement dû à la subsidence grande échelle des masses d'air au niveau de la branche descendante de la cellule de Hadley sur le continent et à l'anticyclone des Açores au-dessus de l'océan atlantique tropical. Cependant, l'identification du processus clé qui gouverne le transport vertical au-delà de 500 hPa dans la zone de convection profonde reste à documenter. Alors que les vents très intenses dans cette zone sont très favorables à une extension verticale de la couche d'aérosols dans les niveaux supérieures à 500 hPa.

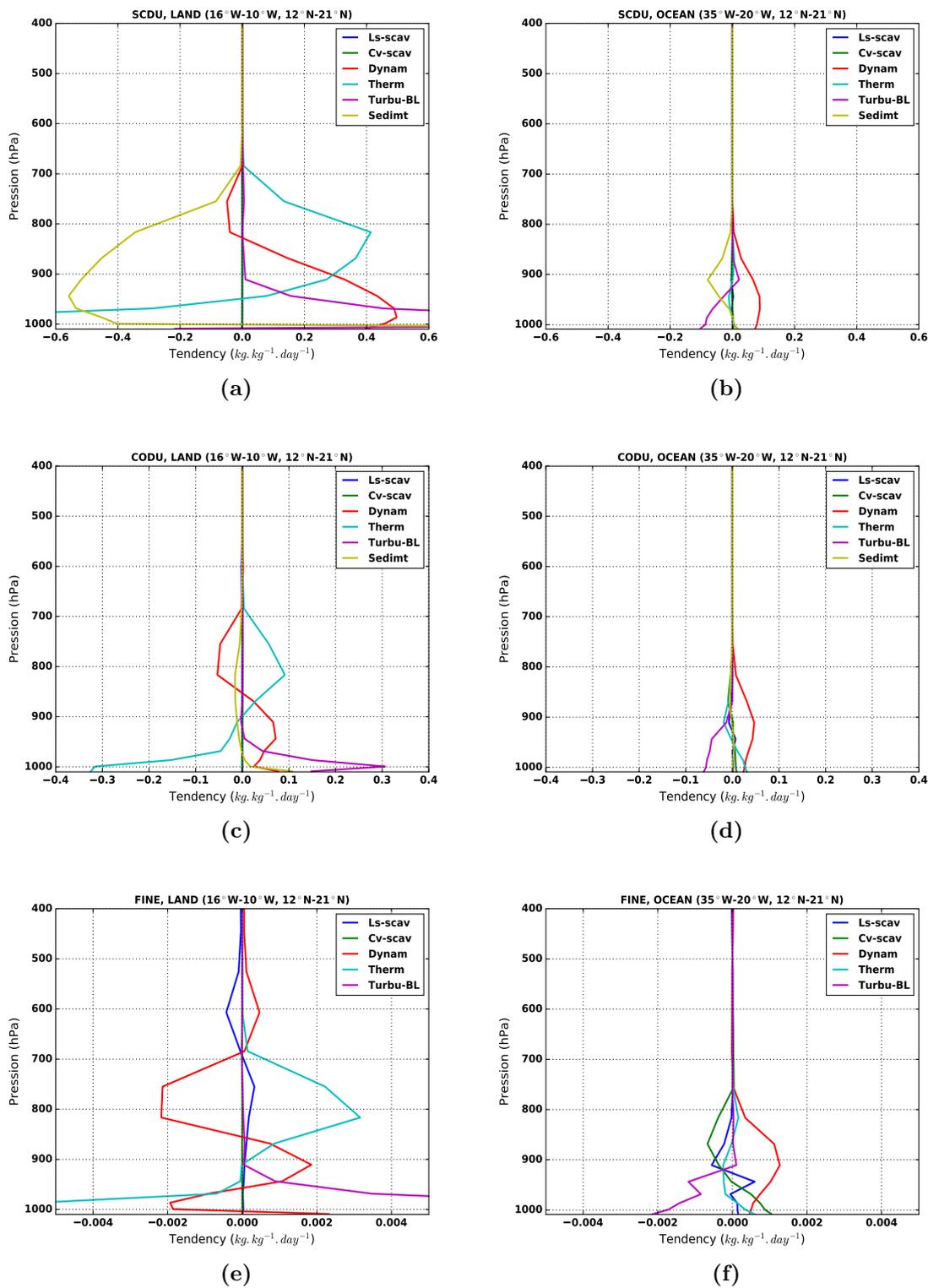


FIGURE 4.9. – Tendances ( $kg.kg^{-1}.day^{-1}$ ) sur le profil vertical de la concentration des trois bins (SCDU, CODU et FINE) de poussières liées à la précipitation grande échelle (Ls-scav) en bleu, à la précipitation convective (Cv-scav) en vert, à la dynamique (Dynam) en rouge, aux thermiques (Therm) en cyan, à la turbulence de la couche limite (Turbu-BL), à la sédimentation (Sedimt) pour les (SCDU et les CODU) en jaune. cette figure donne les tendances pour le mois de janvier 2006.

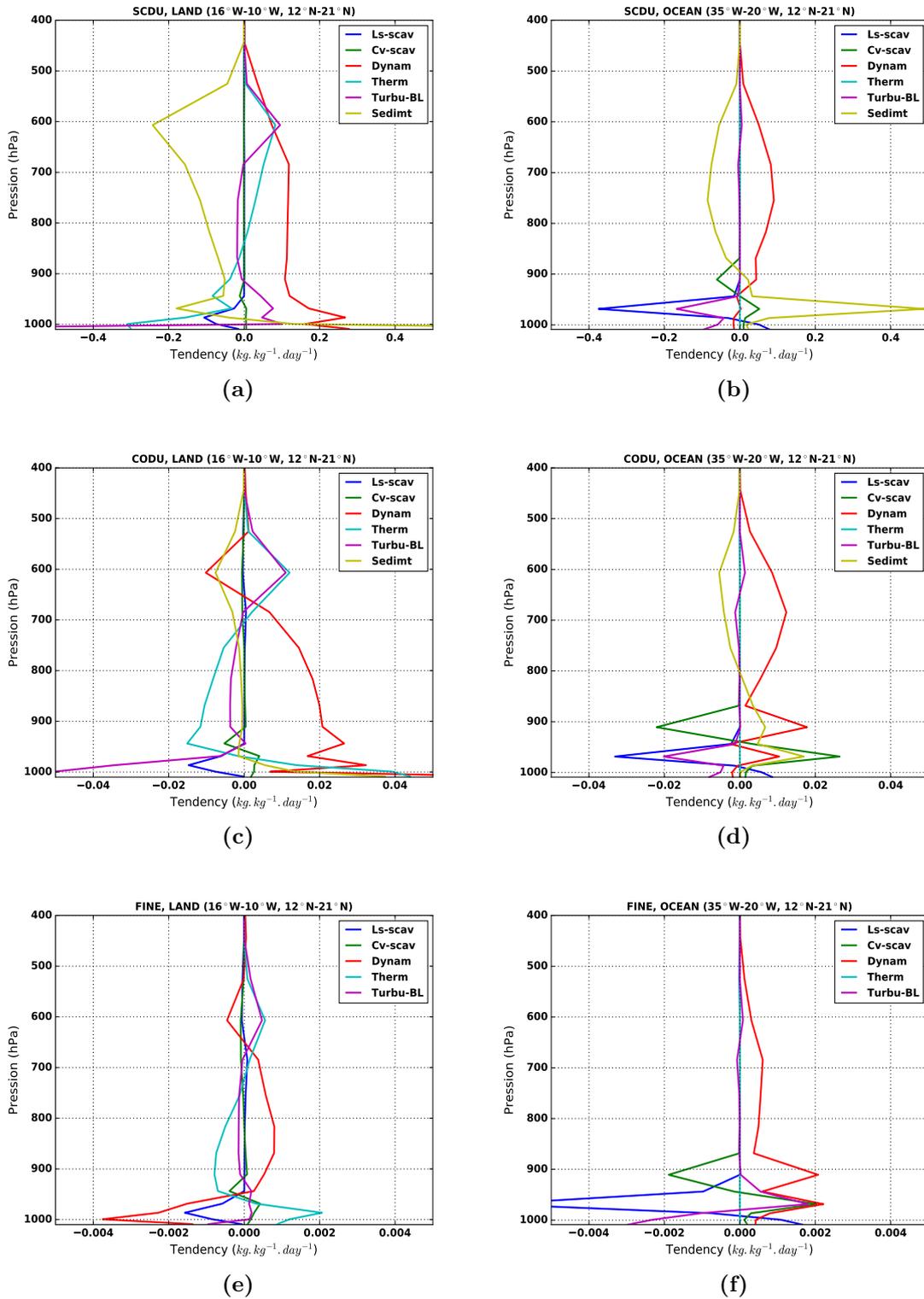


FIGURE 4.10. – Tendances ( $kg.kg^{-1}.day^{-1}$ ) sur le profil vertical de la concentration des trois bins (SCDU, CODU et FINE) de poussières liées à la précipitation grande échelle (Ls-scav) en bleu, à la précipitation convective (Cv-scav) en vert, à la dynamique (Dynam) en rouge, aux thermiques (Therm) en cyan, à la turbulence de la couche limite (Turbu-BL), à la sédimentation (Sedimt) pour les (SCDU et les CODU) en jaune. cette figure donne les tendances pour le mois de juillet 2006.

## 4.8 Profil vertical des aérosols dans la ZCIT

Cette partie est consacrée à l'analyse des différents mécanismes qui gouvernent le transport des aérosols atmosphériques dans la zone de convection profonde. Les profils des bins CODU et FINE sont les seuls donnant lieu à du transport vertical dans la ZCIT. Les figures 4.11a et 4.11c montrent, comme les figures 4.10c et 4.9e, la contribution des différents tendances à l'évolution des concentrations. Les figures 4.11b et 4.11d donnent les tendances du lessivage grande-échelle (Ls-scav) en bleu et du lessivage convectif (Cv-scav) en vert ainsi que la décomposition de la tendance Cs-scav : le transport convectif est représenté en tireté marron (Cv-trsp); la tendance du lessivage convectif a été elle même décomposée à l'effet du lessivage dans les courants saturés en tireté orange (Cv-sscav) et à la descendante des courants insaturés en tireté magenta (Cv-unsat).

Pour les CODU, confinés dans la ZCIT en région Nord-ouest Africaine (a), le transport convectif est le principal facteur physique qui assure l'ascendance des grosses particules dans les basses couches de l'atmosphère entre la surface et 800 hPa. Au-dessus de cette altitude la dynamique par l'activité de l'AEJ localisé entre 500 hPa et 700 hPa vers 10°N (Chaboureau *et al.*, 2007) apporte des aérosols désertiques dans l'atmosphère. Dans les couches supérieures entre 100 hPa et 400 hPa, les apports par l'advection diminuent et la convection profonde prend le relais en devenant le processus dominant. Dans cette fenêtre, le lessivage grande échelle supprime de l'atmosphère les aérosols apportés par la convection totale. Entre 425 hPa à 800 hPa l'apport de particules par l'évaporation stratiforme et la dynamique est composé par l'impact de la sédimentation qui marque pique à 700 hPa. La tendance totale convective s'oppose à la resuspension des particules atmosphériques par évaporation stratiforme à 500 hPa. L'alternance du profil du lessivage grande échelle et de l'effet des thermiques enlèvent les aérosols entre 625 hPa et 900 hPa pour les restituer respectivement par évaporation et par mélange de la couche limite atmosphérique. Dans les très basses couches de l'atmosphère sur le continentale à 900 hPa, les apports d'aérosols dus à la sédimentation, à l'effet des thermiques et au lessivage grande échelle sont compensés par la tendance négative de la dynamique et de la turbulence dans la couche limite.

La figure 4.11b montre clairement que les apports d'aérosols minéraux dans la ZCIT entre les niveaux de pression 100 hPa et 400 hPa sont uniquement dus au transport convectif. La convection profonde par l'effet du lessivage dans les courants saturés élimine elle même une partie des aérosols atmosphériques qu'elle apporte en haute atmosphère. Une partie des aérosols est aussi affectée par l'effet du lessivage stratiforme. Les apports du bin CODU par la dynamique entre 400 hPa et 800 hPa sont transportés dans la haute stratosphère par la convection et les aérosols qui ne sédimentent pas dans cette fenêtre

---

ou qui sont resuspendus dans l'atmosphère par évaporation stratiforme ou apportés par les descentes insaturées sont éliminés par le lessivage dans les courants saturés.

Pour le bin FINE, la structure est identique au schéma du bin CODU sur les processus dans la zone de convection profonde hormis l'effet de la sédimentation qui n'affecte pas particulièrement les particules fines à cause de leur petit diamètre. Ce qui explique que les apports d'aérosols dus à la dynamique dans la moyenne troposphère sont concurrencés par l'effet combiné du lessivage grand échelle et du lessivage convectif total. À 450 hPa, les apports d'aérosols par la dynamique sont compensés principalement par le lessivage grande échelle. À 500 hPa, la restitution des aérosols par évaporation grande échelle est plus compensée par le transport convectif que par les courants saturés. L'alternance du lessivage grande échelle élimine des aérosols entre 700 hPa et 900 hPa pour les restituer par évaporation stratiforme dans les couches inférieures entre 900 et la surface. Ces apports atmosphériques de l'aérosol minéral dans les très basses couches sont remis en suspension dans l'atmosphère par la turbulence locale et les thermiques. La dynamique entraîne une dilution des concentrations des particules fines en les advectant.

La figure 4.11d montre que les aérosols mis en suspension dans la moyenne troposphère (entre 425 hPa et 700 hPa) sont aspirés par le transport convectif dans la zone de convection profonde et injectés en haute atmosphère entre 100 hPa et 400 hPa. Dans cette fenêtre de l'atmosphère, la convection auto-élimine les apports du transport convectif par l'effet du lessivage dans les courants saturés. Une partie des particules est supprimée de la haute atmosphère par le lessivage grande échelle. Dans les couches inférieures au niveau de pression 800 hPa, les processus sont identiques à ceux observés sur le bin CODU sur la figure 4.11b.

L'analyse des tendances des différents processus dynamique et physique identifiés dans le modèle LMDZ nous a permis de mieux comprendre leurs effets sur le profil vertical de la concentration de l'aérosol minéral en région Ouest-africaine et sur l'océan Atlantique. Le lessivage grande échelle qui semble être l'élément clé contrôlant avec la stratification verticale de la couche d'aérosol au-dessus l'océan Atlantique est lui même fortement lié à la fraction des nuages stratiformes.

## 4.9 Analyse de la fraction des nuages

Dans cette section nous étudions l'impact des précipitations stratiformes sur la couche d'aérosols saharienne au niveau des très basses couches de la troposphère. La structure saisonnière de la SAL induit une phase transitoire au niveau de la zone côtière sur le

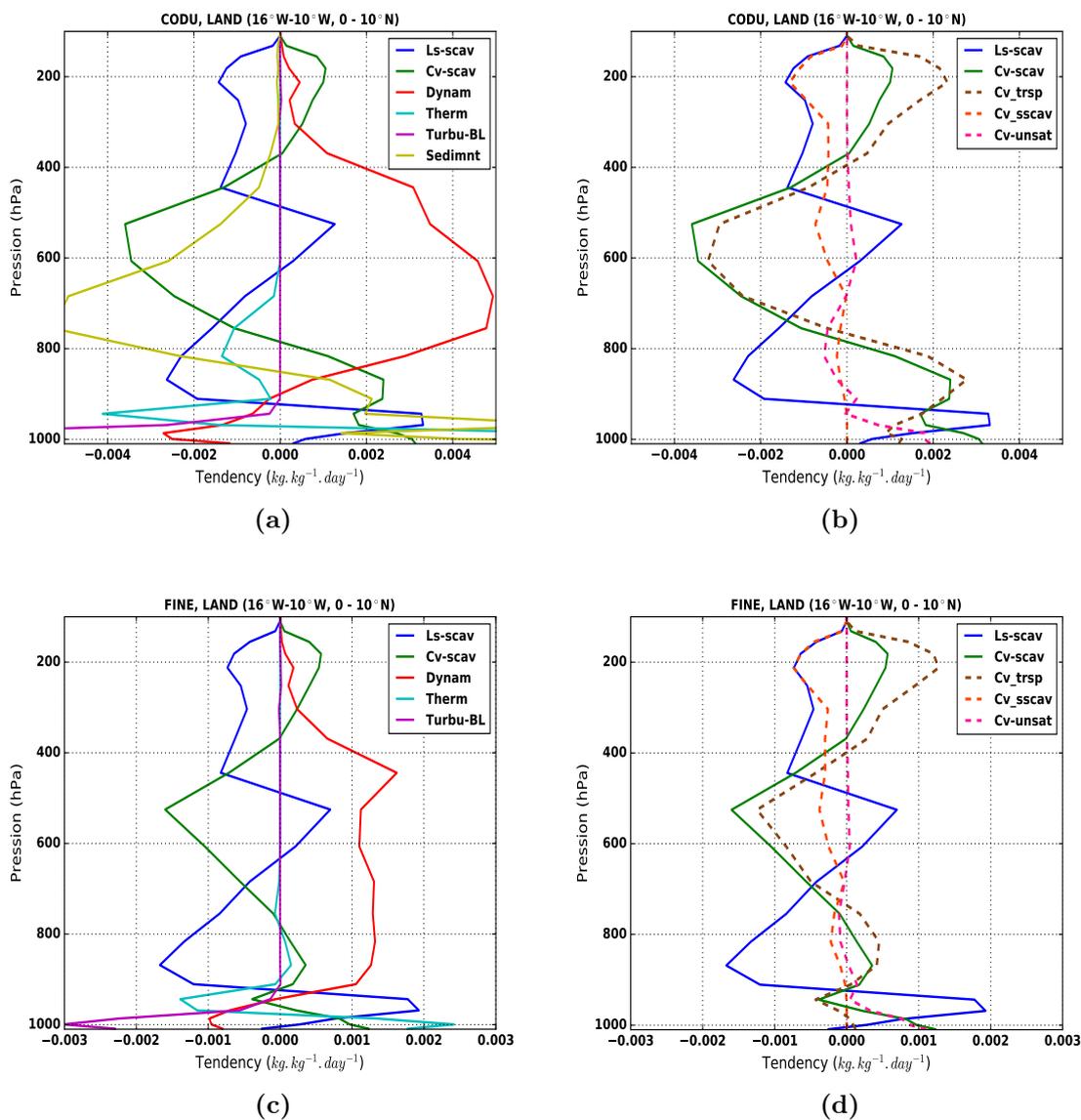
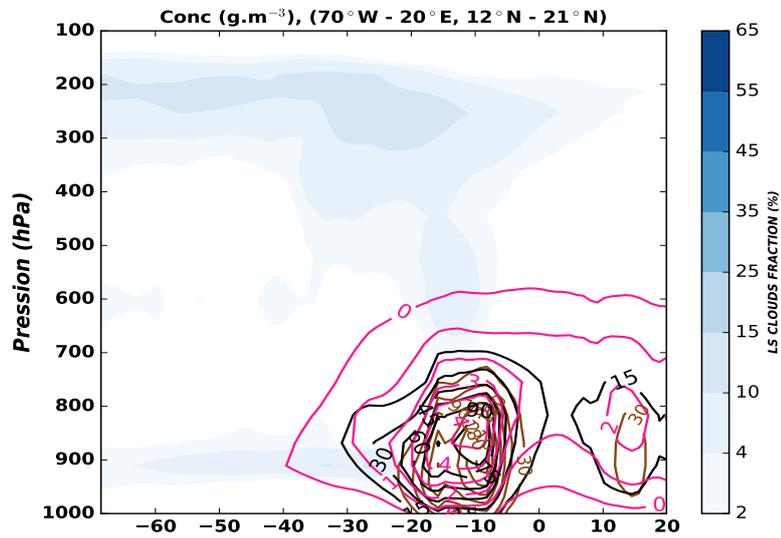


FIGURE 4.11. – Profil verticale des tendances ( $kg.kg^{-1}.day^{-1}$ ) (figures ((a) et (c)) de la concentration des bins (CODU et FINE) de poussières liées à la précipitation grande échelle (Ls-scav) en bleu, à la précipitation convective (Cv-scav) en vert, à la dynamique de (Dynam) en rouge, aux thermiques (Therm) en cyan, à la turbulence de la couche limite (Turbu-BL), à la sédimentation (Sedimnt, pour les CODU) en jaune. Sur les figures (b) et (d), les tendances du lessivage grande-échelle en bleu (Ls-scav), du lessivage convectif total en vert (Cv-scav) sont à nouveau tracées ainsi que la décomposition de Cv-scav. Cette dernière est séparée en trois : le transport vertical en tireté marron (Cv-trsp), le lessivage dans les courants saturés en tireté orange (Cv-sscav), le lessivage dans les courants insaturés en tireté magenta (Cv-unsat).

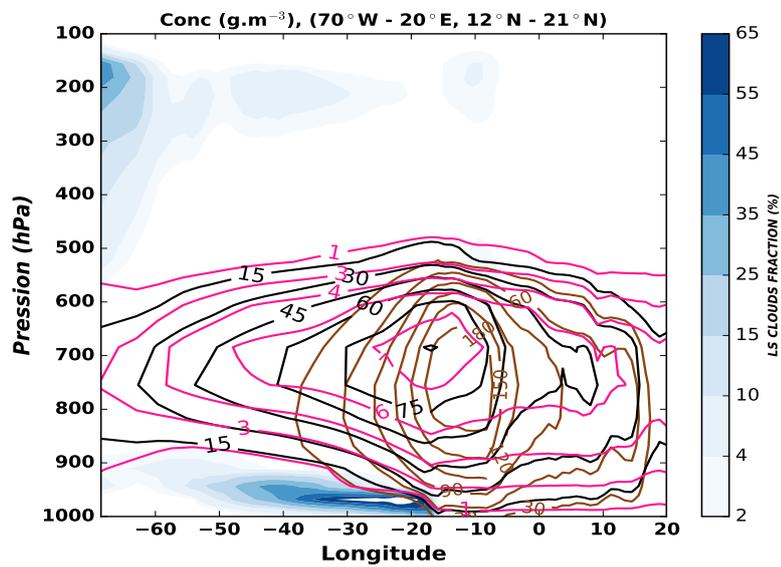
---

littoral Ouest-africain. Cette transition conceptuellement admise pour la première fois par Schepanski *et al.* (2009b) et mise en évidence par Senghor *et al.* (2017) à travers des moyens d'observations est diagnostiquée avec des simulations du modèle LMDZ (figure 4.12).

Cette figure montre une couche d'aérosols moins épaisse en hiver à 700 hPa (figure 4.12a) qu'en été 500 hPa (figure 4.12b). En hiver les sources d'émission sont plus dispersées qu'en été où la météorologie intense impose à travers les systèmes dépressionnaires des soulèvements d'aérosols (Bou Karam, 2008). En hiver la couche d'aérosol s'étale de façon homogène entre la surface continentale et océanique dans les basses couches entre la surface et 3 km d'altitude au maximum (Schepanski *et al.*, 2009b; Tsamalis *et al.*, 2013; Senghor *et al.*, 2017). Alors qu'en été un changement abrupt s'opère sur la distribution verticale des aérosols désertiques (voir figure 4.12). Cela est en accord avec les résultats de Senghor *et al.* (2017) sur la distribution verticale des aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest. Cette variabilité de la couche de poussières est due à l'effet des pluies stratiformes qui naissent et s'intensifient au niveau de la côte Ouest-africaine en été et dans les basses couches de l'atmosphère. Dans la moyenne troposphère le transport d'Est en Ouest est intense et favorisé par l'AEJ. Cela entraîne le confinement des aérosols désertiques entre 500 hPa et 900 hPa.



(a)



(b)

FIGURE 4.12. – fraction de nuage grande échelle en Afrique de l'Ouest et l'Océan Atlantique en janvier (a) et juillet (b) 2006.

---

## 4.10 Quantification des poussières dans LMDZ

Les mesures des dépôts atmosphériques d'aérosols désertiques sur le continent Ouest-africain ou sur l'océan Atlantique sont assez rares et non soutenus dans le temps (Sarthou *et al.*, 2003; Baker *et al.*, 2007; Skonieczny *et al.*, 2011, 2013). C'est pour cette raison que les quantifications faites sur les dépôts de l'aérosol minéral en Afrique du Nord se basent assez souvent sur des estimations à partir de mesure de l'AOD des observations (Kaufman *et al.*, 2005) ou de calculs par modélisation (Zender *et al.*, 2003; Schepanski *et al.*, 2009b). Dans cette section 4.10, on s'intéresse aux dépôts et aux concentrations des poussières minérales sur le continent et sur l'océan atlantique pour quantifier et analyser la variabilité saisonnière de l'aérosol minéral dans LMDZ pour l'année 2006.

### 4.10.1 Estimation des dépôts

La rareté des observations des dépôts d'aérosols atmosphériques et la performance du modèle à bien simuler la tendance saisonnière du cycle des aérosols en Afrique de l'Ouest, nous permettent d'espérer une bonne représentation des dépôts d'aérosols minéraux dans le modèle. Ces dépôts sont de deux nature : ils sont secs ou humides. Dans notre études sur les dépôts il n'y a pas de distinction sur les bins. La distribution horizontale des dépôts est basée sur la moyenne de tous les bins (SCDU, CODU, FINE).

La figure 4.13 est une représentation de la distribution saisonnière des dépôts d'aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest et sur l'Atlantique tropical-est. Comme on l'a vu dans les précédentes sections de ce chapitre 4, les processus de dépôts des aérosols sont tributaires de la région (continent/océan) et sont inhérents à la granulométrie.

En hiver, le dépôt sec des particules de poussières est majoritaire à la fois sur le continent et sur l'océan mais assez dispersé sur le continent avec des dépôts plus important à proximité des sources d'émissions comme la région de Bodélé, les régions côtières au Nord-ouest de l'Afrique et au niveau de la région Nord-est entre l'Algérie en Tunisie et en Libye. La forte occurrence du dépôt sec enregistré à Bodélé en hiver explique les faibles AOD observés sur figure 4.6a. Les grosses particules émises dans cette région rechutent assez rapidement après leur émission dans l'atmosphère. Au niveau de la zone côtière, les forts vents zonaux (Hourdin *et al.*, 2015) provoquent un soulèvement de grosses particules de poussières en accord avec les travaux basés sur les observations satellitaires et les mesures au sol de Senghor *et al.* (2017). L'advection horizontale des aérosols due aux vents nord-est (Marticorena *et al.*, 2010; Senghor *et al.*, 2017) est à l'origine du dépôt des grosses particules dans le proche atlantique entre les côtes et 35°W de longitude (figure 4.13 (a), Friese *et al.* (2016)).

Le dépôt est très faible au Nord de l'Afrique à l'exception de la Tunisie où les valeurs enregistrées sont comprises entre  $10 \text{ g.m}^{-2}.\text{mth}^{-1}$  et  $20 \text{ g.m}^{-2}.\text{mth}^{-1}$ . Au niveau du sahara occidental et de l'océan atlantique on enregistre aussi des traces de dépôt humide.

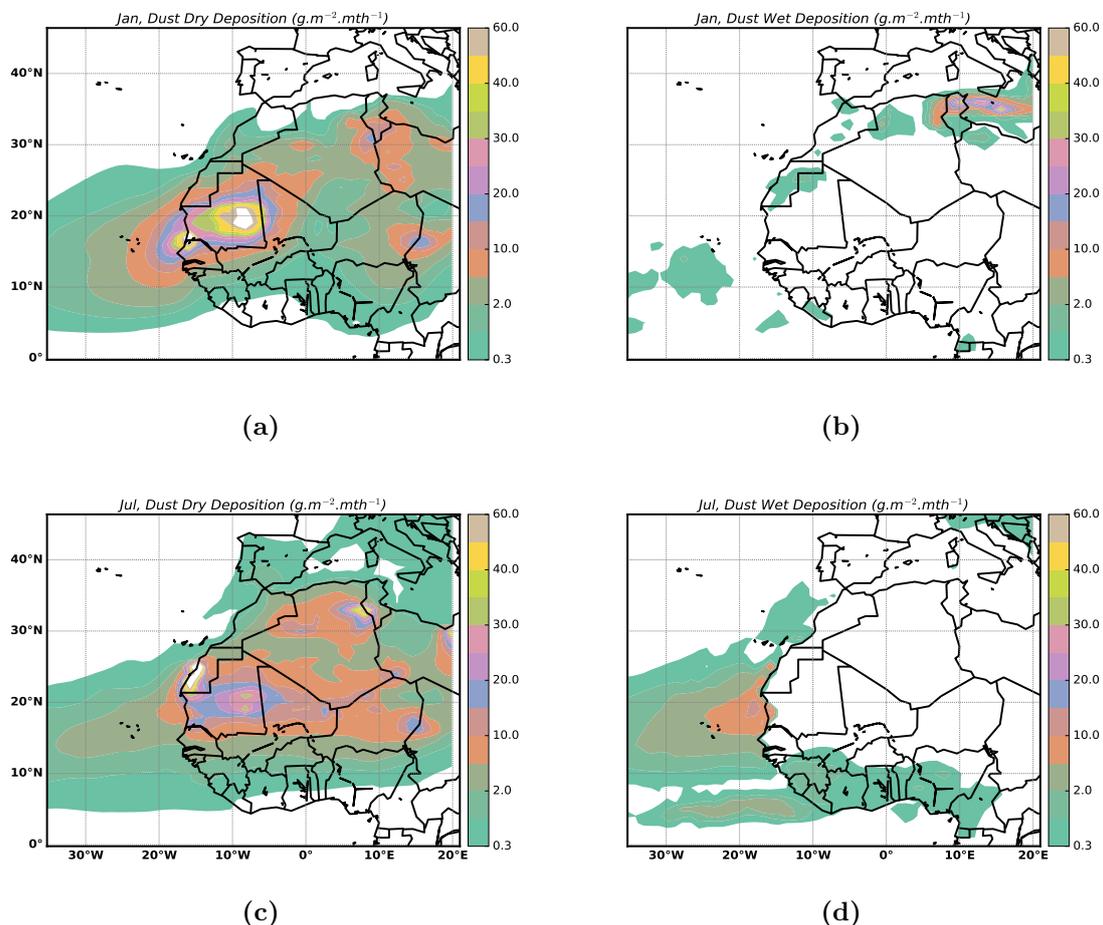


FIGURE 4.13. – Moyenne mensuelle des dépôts secs et humides des flux de dépôts des poussières minérales en janvier 2006 pour (a) et (b) et en juillet 2006 pour (c) et (d), calculée par le modèle LMDZ et exprimée en  $(\text{g.m}^{-2}.\text{mth}^{-1})$ .

En été, le dépôt sec reste toujours fort mais avec une amplitude moins élevée qu'en hiver dans la région côtière ouest-africaine. Comme pour l'AOD, le dépôt sec qui était assez sporadique en hiver devient plus homogène en été avec des valeurs comprises entre  $5 \text{ g.m}^{-2}.\text{mth}^{-1}$  et  $10 \text{ g.m}^{-2}.\text{mth}^{-1}$  sur toute la région sahélienne. Les fortes occurrences des dépôts en Afrique sub-saharienne sont dues à la météorologie, la convergence du flux de mousson et d'harmattant entraînent d'important soulèvement de poussières au niveau du FIT (figure 4.7, Tegen *et al.* (2013); Chaboureau *et al.* (2016)). Un peu plus au Nord de cette région, le soulèvement peut aussi être tributaire de l'orographie (Schepanski *et al.*, 2009b). Les dépôts du mode grossier sur Bodélé sont toujours important mais moins en été qu'en hiver. En région Nord-est africaine, le régime de vents est en moyenne de secteur Est en été boréal et entraîne une forte sédimentation à proximité des sources (Tunisie,

source lié l'activité de l'anticyclone de Lybie) vers le Nord-ouest du continent (le Nord de l'Algérie). Sur le proche atlantique le dépôt sec devient moins important qu'en hiver, cela pourrait être lié aux différents processus qui sont dépendant de la granulométrie. Cela peut également être lié au fait que le dépôt humide devient plus important (Fig. 4.13d). Le dépôt humide devient plus important qu'en hiver avec plus d'occurrence sur le continent que sur l'océan. Cela pourrait être étroitement lié aux précipitations dans le modèle qui sont plus importantes dans les pays du Golfe de Guinée qu'en Afrique sub-saharienne (figure des précipitations non montrée dans le document).

Compte tenu de la variation saisonnière de la distribution verticale des aérosols désertiques qui est plus marquée sur l'océan qu'au-dessus du continent, on s'est proposé de faire une analyse des deux types de dépôts (dépôt sec et dépôt humide) dans le bassin atlantique tropical-est ( $0^{\circ}$  -  $25^{\circ}\text{N}$ ,  $35^{\circ}\text{W}$  -  $18^{\circ}\text{W}$ ). Les résultats sont résumés dans le tableau 4.1.

Ce tableau montre clairement que le dépôt sec domine le dépôt humide pour les particules minérales dans la région de l'atlantique tropical-est quelque soit la saison. Avec une différence de 90% en hiver entre le dépôt sec et le dépôt humide avec une dominance du dépôt sec. Les valeurs des deux types de dépôts sont plus proches en été.

Tableau 4.1. – Quantification des dépôts (sec et humide) dans LMDZ dans la région du bassin de l'atlantique tropical-est en hiver et en été de l'année 2006.

<b>Zone (<math>0^{\circ}</math>-<math>25^{\circ}\text{N}</math>, <math>35^{\circ}\text{W}</math>-<math>18^{\circ}\text{W}</math>)</b>	<b>dépôt sec (<math>g.m^{-2}.mth^{-1}</math>)</b>	<b>dépôt humide (<math>g.m^{-2}.mth^{-1}</math>)</b>
janvier	2694 (95%)	157 (5%)
juillet	1719 (58%)	1261 (42%)

#### 4.10.2 Estimation des concentrations

La quantification des concentrations d'aérosols atmosphériques en surface est très importante. C'est un indicateur de la qualité de l'air et peut ainsi permettre d'élaborer des consignes de sécurité sanitaire pour les populations vivant dans des régions souvent touchées par les événements intenses et sporadiques de transport aérien de poussières sahariennes (Marticorena *et al.*, 2010; Prospero et Mayol-Bracero, 2013; Diokhane *et al.*, 2016). La variabilité saisonnière de la couche d'aérosols au-dessus de l'océan Atlantique tropical-est a plus d'occurrences de transport de poussières en été qu'en hiver boréal. Cette forte occurrence du transport estival de l'aérosol minéral en région Ouest-africaine est paradoxalement associée à de faibles concentrations en surface (Chiapello *et al.*, 1995; Schepanski *et al.*, 2009b). Dans cette section 4.10.2, nous nous intéressons à une étude de la variabilité saisonnière des concentrations d'aérosol désertique en surface et au cumul des concentrations sur la colonne atmosphérique au Cap-Vert.

Sur la figure 4.14, nous avons spécifié les cumuls des concentrations et les concentrations en surface au niveau des îles du Cap-Vert. Pour cela, nous avons considéré les différents bins afin de faire une analyse fine de la variabilité saisonnière du transport trans-atlantique des aérosols sahariens.

La figure 4.14 (a) représente l'intégrale des concentrations de particules minérales dans la boîte (35°W - 20°W et 12°N - 21°N). Le choix de cette région est motivé par le fait que des études précédentes consacrées aux observations en surface au Cap-Vert ont montré une discontinuité entre concentration en surface (Chiapello *et al.*, 1995) et épaisseur optique en été boréal (Engelstaedter *et al.*, 2006; Adams *et al.*, 2012).

Cette figure 4.14 montre une variabilité saisonnière des cumuls en aérosols en accord avec l'épaisseur optique calculée par le modèle LMDZ. Cette variation saisonnière est plus importante en été qu'en hiver dans cette région.

Le cumul des concentrations du bin SCDU en juillet  $450 \text{ g.m}^{-2}$  est neuf fois supérieur à celui calculé par le modèle en janvier  $50 \text{ g.m}^{-2}$ . Pour les CODU en juillet le cumul des concentrations en aérosols  $350 \text{ g.m}^{-2}$  est trois fois supérieur à la valeur obtenue en janvier  $100 \text{ g.m}^{-2}$ . En fin, pour le bin FINE, l'écart devient plus important avec une valeur maximale de  $40 \text{ g.m}^{-2}$  en juillet et  $10 \text{ g.m}^{-2}$  en janvier.

La figure 4.14 (b) montre une importante inversion des concentrations en surface par rapport aux cumuls calculés par le modèle entre le mois de janvier et le mois de juillet 2006. Ce qui met clairement en évidence une variation saisonnière même si on ne devrait pas s'attendre à un résultat aussi surprenant compte tenu du cumul des concentrations montrés sur la figure 4.14 (a) et des observations faites sur la fréquence d'occurrences de l'activité des sources d'émissions de poussières (Schepanski *et al.*, 2007) et du transport trans-atlantique intense des aérosols en été boréal (figure 4.6, Senghor *et al.* (2017)). Le

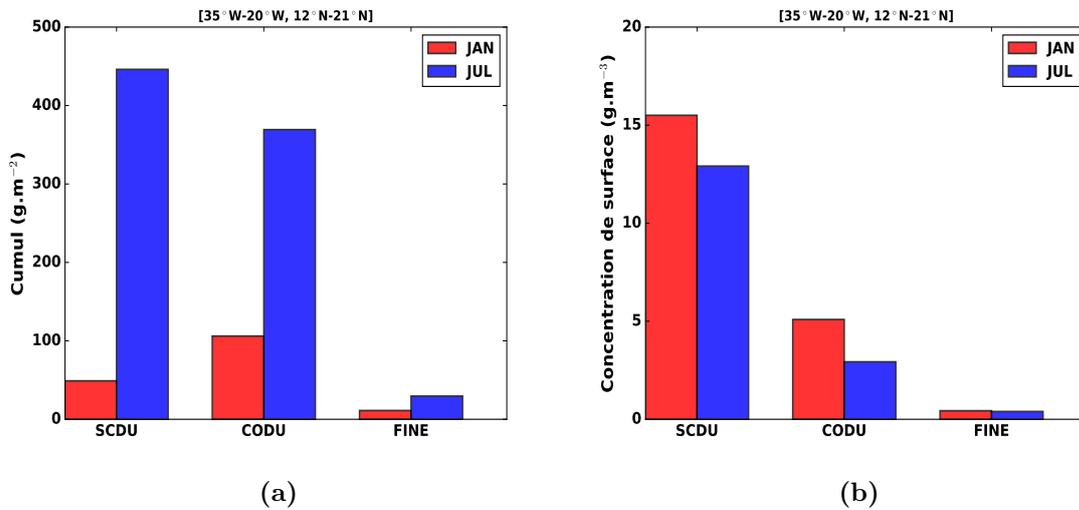


FIGURE 4.14. – (a) moyenne mensuelle de l'intégrale sur toute la colonne atmosphérique des concentrations d'aérosols désertiques au-dessus de l'océan Atlantique tropical-est en janvier (rouge) et juillet (bleu) 2006 et (b) moyenne mensuelle des concentrations en surface des poussières minérales au-dessus dans le bassin de l'Atlantique tropical-est en janvier (rouge) et juillet (bleu) 2006. Ces calculs sont faites sur chaque bin (SCDU, CODU et FINE) individuellement.

premier diagnostic attribué à cette inversion est la signature d'une inversion sur les vents dans les basses couches de l'atmosphère (Chiapello *et al.*, 1995). Cette hypothèse sur la variation saisonnière du transport de l'aérosol soutenue par les études de Liu *et al.* (2012); Tsamalis *et al.* (2013) qui sont basés sur des observations et du modèle, a été approfondie par les travaux de Senghor *et al.* (2017) qui ont associé une analyse complémentaire de la stratification de la couche d'aérosol elle même. L'étude effectuée par Senghor *et al.* (2017) aboutit à un diagnostic plus pointu avec le travail fait sur la modélisation avec le modèle LMDZ. Ce dernier met en évidence la dominance de l'impact du lessivage stratiforme sur la distribution verticale des poussières par rapport aux autres processus.

## 4.11 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons étudié la distribution verticale saisonnière de la couche d'aérosols et l'impact des différents processus qui affectent les concentrations d'aérosols minéraux en Afrique de l'Ouest et plus particulièrement dans la région de la convection profonde ( $0^{\circ}$  -  $10^{\circ}$ N et  $16^{\circ}$ W -  $10^{\circ}$ W). Cette analyse a mis en évidence l'importance du transport convectif sur la distribution verticale des aérosols en moyenne et en haute troposphère. Dans la couche de l'atmosphère comprise entre 100 hPa à 400 hPa, le diagnostic montre que les lessivages grande échelle et convectif lavent immédiatement l'atmosphère des aérosols transportés par la convection depuis la basse troposphère dans la ZCIT. Cette analyse basée sur les effets des différents processus sur les concentrations d'aérosols atmosphériques nous a permis de mieux comprendre leur distribution verticale en Afrique de l'Ouest. L'analyse des champs de vents a montré qu'au niveau de la zone de convection sèche et peu profonde le blocage du transport vertical des aérosols désertiques est dû à une forte subsidence des masses d'air au-dessus de  $20^{\circ}$ N. Le diagnostic fait sur le transport vertical au-niveau de l'anticyclone de Libye suggère que le lessivage est aussi un facteur clé qui entraîne également un blocage du transport vertical dans la boîte de  $16^{\circ}$ W -  $10^{\circ}$ E et  $30^{\circ}$ N -  $40^{\circ}$ N. Au niveau du bassin de l'Atlantique tropical-est, l'anticyclone des Açores joue un important rôle sur l'inhibition du transport vertical des aérosols en hiver, période durant laquelle cet anticyclone est plus intense.

L'analyse de la structure verticale des particules minérales nécessite également une approche sur une échelle de temps plus fine, c'est-à-dire sur l'échelle diurne. Le chapitre 5 est dédié à l'étude du cycle diurne de la distribution verticale des aérosols à travers des moyens d'observations LiDARs.

---

# Chapitre 5

---

---

## *Variabilité de la distribution des aérosols sur le littoral Ouest-africain*

---

### Sommaire

---

<b>5.1</b>	<b>Ceilomètre CL31 . . . . .</b>	<b>128</b>
<b>5.2</b>	<b>Windcube . . . . .</b>	<b>131</b>
<b>5.3</b>	<b>Variabilité des aérosols désertiques sur la côte Ouest Africaine</b>	<b>133</b>
5.3.1	Variabilité saisonnière de l'épaisseur optique . . . . .	133
5.3.2	Variabilité saisonnière du coefficient d'extinction . . . . .	134
<b>5.4</b>	<b>Variabilité diurne de l'épaisseur optique . . . . .</b>	<b>134</b>
<b>5.5</b>	<b>Saisonnalité du cycle diurne dans les basses couches . . . . .</b>	<b>136</b>
5.5.1	hiver . . . . .	136
5.5.2	printemps . . . . .	138
5.5.3	été . . . . .	139
5.5.4	automne . . . . .	139
<b>5.6</b>	<b>Influence de la dynamique locale sur la distribution verticale des aérosols . . . . .</b>	<b>140</b>
<b>5.7</b>	<b>Effet des températures de surface de la mer sur la structure de l'atmosphère . . . . .</b>	<b>143</b>
<b>5.8</b>	<b>Structure de la couche limite marine . . . . .</b>	<b>144</b>
<b>5.9</b>	<b>Conclusion . . . . .</b>	<b>149</b>

---

## Introduction

Les aérosols désertiques en provenance des zones arides et semi-arides localisées au Nord de l'Afrique sont suspendus dans l'atmosphère et sont généralement transportés vers l'ouest à des niveaux d'altitudes différents selon la saison dans les basses couches en hiver et au printemps et en altitude en été et en automne (Vuolo *et al.*, 2009; Schepanski *et al.*, 2009b; Senghor *et al.*, 2017). Ces émissions d'aérosols sont estimées à des millions de tonnes par an (Prospero et Carlson, 1970; d'Almeida, 1986), et représentent 70% des émissions mondiales et sont six fois supérieures à celles de la deuxième source mondiale d'aérosols qui est localisée en Asie (Huneeus *et al.*, 2011). Le transport aérien de ces aérosols au-dessus de l'Afrique est fortement lié à la variabilité climatique (voir chapitre 1). Prospero et Lamb (2003) ont observé une forte croissance des émissions d'aérosols minéraux à partir des années 1970. Cette augmentation de la charge en aérosols de l'atmosphère a été essentiellement attribuée à l'effet de la sécheresse qui a sévit dans cette région sahélo-sahaliennne à cette période (Chiapello *et al.*, 2005). Cette sécheresse a été reliée elle même à la variabilité des températures de surface de la mer (Mulitza *et al.*, 2010) qui en seraient à l'origine. Chiapello et Moulin (2002) ont également montré une forte corrélation entre le transport des aérosols désertiques en région Africaine et la variabilité climatique de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO).

Schepanski *et al.* (2009a) ont montré le rôle non négligeable du jet nocturne dans le transport d'aérosols sahariens en Afrique du Nord et notamment le rôle important joué par l'effondrement du jet nocturne de basses couches sur les émissions d'aérosols terrigènes. Ils ont également montré que 65% de l'activité des zones sources se produit entre 03h et 09 h quelque soit la saison. Les travaux de ces auteurs effectués sur les observations satellitaires ont été corroborés par ceux obtenus sur l'analyse des données météorologiques avec le modèle régionale LM-MUSCAT dans les régions survolées par le jet nocturne. Toutefois, cette étude est limitée par le manque d'informations disponibles quant à la distribution verticale des aérosols.

Heese et Wiegner (2008) ont montré grâce à des sondages LiDAR de l'atmosphère durant la campagne AMMA 2006 l'existence d'un jet nocturne bien chargé en aérosols désertiques au-dessus de Niamey (Niger). Pendant le jour, les particules dans cette couche d'aérosols sont verticalement redistribuées par la turbulence locale due au développement de la couche limite après le forçage thermique initié tôt le matin après le levé du soleil.

Au niveau de la zone côtière, la distribution des aérosols durant la journée peut être affectée par la circulation atmosphérique locale. À partir de mesures aéroportées, Petzold *et al.* (2011) suggèrent que la dilution des panaches d'aérosols désertiques au-dessus de Dakar peut être liée à la circulation locale, notamment à la brise de mer qui apporte

---

des masses d'air "propres" sur le continent. Mais, ce cas d'étude qui couvre une courte période ne peut être représentatif de l'influence totale de la dynamique sur la distribution verticale des aérosols dans la zone de transition continent-océan.

Basé sur le schéma conceptuel des mécanismes qui contrôlent le cycle diurne de la redistribution des aérosols dans la couche limite atmosphérique par Cuesta *et al.* (2009), nous explorons dans ce chapitre 5 la saisonnalité du cycle diurne des aérosols au-dessus de la zone côtière Ouest-africaine (Dakar) et les processus responsables de la stratification de la couche d'aérosol dans la troposphère. Cette étude utilise essentiellement des observations et se focalise sur la variabilité des aérosols sur le littoral.

Pour cela, il est indispensable d'exploiter des données sur le profil des concentrations d'aérosols en zone côtière. L'étude présentée dans ce chapitre se base essentiellement sur les données fournies par le ceilomètre installé à Dakar.

## 5.1 Ceilomètre CL31

Le mini-Lidar connu sous le nom de ceilomètre et spécialement CL31, est un instrument de mesure du profil vertical des aérosols dans l'atmosphère. Il a été conçu par VAISALA selon les normes du respect de la sécurité oculaire. Son laser est fait de diode InGaAs et la longueur d'onde utilisée est 905 nm. Le mini-lidar installé à Dakar envoie, dans l'atmosphère, des tirs impulsions dans la direction zénithale avec une énergie de  $1.2 \mu J \pm 20\%$  par impulsion (Guerrero-Rascado *et al.*, 2010; Tsaknakis *et al.*, 2011). C'est un instrument très utile pour l'investigation de la couche limite atmosphérique (CLA). Très léger (12 kg), le CL31 est doté de capacité discriminatoire sur les différents constituants atmosphériques, tels que les nuages et les aérosols troposphériques. Le CL31 fournit également des informations sur la hauteur de la couche limite atmosphérique (Munkel et Rasanen, 2004; Munkel *et al.*, 2007; Emeis *et al.*, 2008; Tsaknakis *et al.*, 2011). Il est équipé d'un système de lentille avec chevauchement des rayons émis et reçu pour la détection des particules en suspension dans l'atmosphère. Le recouvrement des deux faisceaux se fait dans les basses couches de l'atmosphère et permet ainsi de recueillir, à des altitudes très basses, le signal rétrodiffusé à partir d'environ 30 m au-dessus de l'appareil (Guerrero-Rascado *et al.*, 2010). La distinction des deux signaux (émis et reçu) se fait à l'aide d'un miroir troué au centre. Pour notre ceilomètre, le demi-angle du faisceau divergent est de 0.75 mrad et de 0.66 mrad pour le demi-angle du champ de vision. Son tir vertical a une portée de 7500 m avec une résolution verticale moyenne de 10 m et une haute résolution temporelle avec restitution d'un profil vertical toutes les 16 secondes. Combiné au logiciel BL-View (pour *Boundary Layer View Software* en anglais), le CL31 fournit le profil vertical du signal rétro-diffusé (*attenuated backscatter signal* en anglais) (Vaisala, 2010).

Des exemples de restitution de l'état de l'atmosphère au-dessus de Dakar par le CL31 sont présentés sur la figure 5.1. Cette figure 5.1a montre l'évolution au cours d'une journée du profil atmosphérique obtenu à partir du traitement standard du signal par l'algorithme de Vaisala associé au BL-View.

Entre 00h et 09h du 6 juillet 2012, on note une nette séparation entre une couche supérieure essentiellement claire localisée entre 600 et 3000 m et une couche inférieure chargée en poussières située entre la surface et 500 m d'altitude. La couche concentrée en aérosols visualisée par l'échelle de couleur indique un mélange atmosphérique beaucoup plus homogène jusqu'à 3 km d'altitude environ entre 10h et 23h. On constate également que le signal du Lidar est incapable de transpercer les nuages épais. Cette limite du signal LiDAR à pouvoir traverser les nuages se traduit par un manque d'information au-delà de

---

500 m d'altitude entre 6h et 10h.

Le signal de niveau 2 restitué par le BL-View est tracé avec une résolution standard de l'instrument 5760 profils par 16 secondes et 65536 impulsions par profil (voir figure 5.1b).

Entre 00h et 09h, on note une couche formée par des aérosols du mode dit d'accumulation issus du mélange de couche limite de la veille entre les altitudes 1 et 5 km. À partir de 15h, la couche limite commence à se détruire et son effondrement est manifeste dans la basse couche entre 1 et 3 km d'altitude. De la surface à 1 km d'altitude, on note une structure bien connue de l'évolution diurne de la CLA (Stull, 2012), avec une nocturne (NBL pour *nocturnal boundary layer* en anglais), une couche bien mélangée et verticalement développée et une couche convective (couche limite convective ou CBL pour *convective boundary layer* en anglais) entre 09h et 15h.

Le rapport signal sur bruit du signal rétro-diffusé est inversement proportionnelle à l'ensoleillement de la surface terrestre. Raison pour laquelle, le signal de 5.1b se dégrade entre 09h et 16h en heure locale pour une altitude comprise entre 2 km et 5 km. Pour améliorer ce signal afin d'acquérir une meilleure estimation du contenu de l'atmosphère en aérosols, nous avons moyenné des profils verticaux sur la figure 5.1c. C'est une moyenne glissante de 30 profils verticaux à une résolution temporelle de 16 secondes et une résolution verticale de 90 m sur trois couches. Cette méthode a permis de nettoyer le signal en ôtant celui provenant du bruit de fond de ciel.

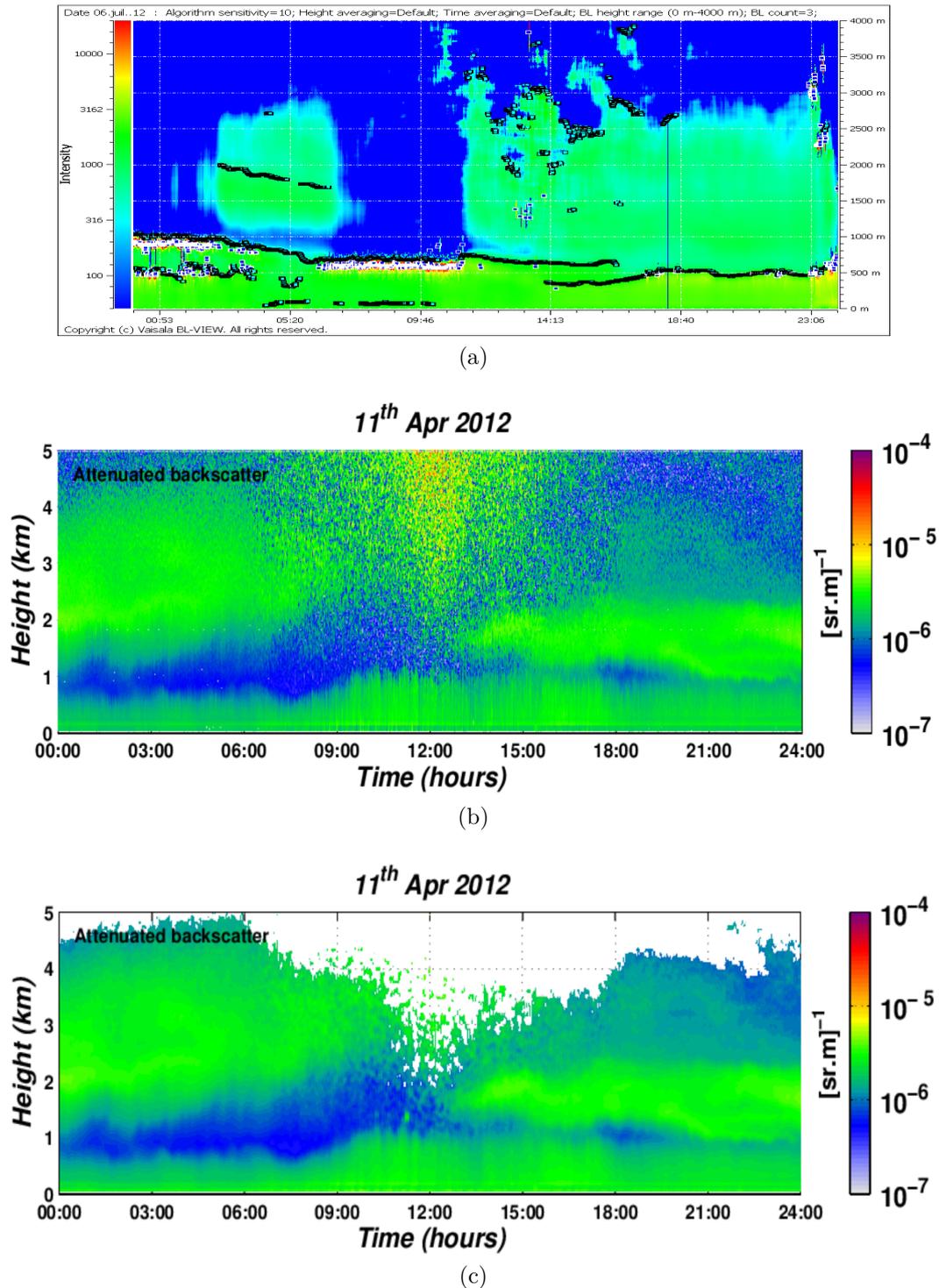


FIGURE 5.1. – a) Exemple de profil vertical obtenu par mesure du coefficient rétrodiffusé du Lidar et du traitement standard du signal par le logiciel BL-View, qui donne une vision instantanée de l'état de l'atmosphère le 6 July 2012. b) Un exemple de processing des données de niveau 2 fournies par le traitement standard du logiciel BL-view. À gauche le signal standard du 11 avril 2012 et à droite le signal traité. L'intensité du signal est donnée en couleur sur l'axe des ordonnées (à gauche) et l'altitude en mètre (m) à droite de la figure. Les carrés noirs donnent la hauteur de la CLA et les petits carrés bleus donnent la hauteur de la base des nuages

---

## 5.2 Windcube

Fabriqué par LEOSPHERE, le windcube est un LiDAR Doppler impulsionnel, embarqué à bord du N/R ANTEA lors de la campagne océanographique UPSEN-2 menée dans la zone d'upwelling Sénégal-mauritanienne entre février et mars 2013. Ce LiDAR permet de mesurer la vitesse des vents et leur direction à partir de la vitesse des aérosols.

Cet instrument émet à une longueur d'onde de 1543 nm des impulsions de 200 ns avec une fréquence de 30 KHz. Le signal émis est ensuite amplifié par un amplificateur EDFA (pour *Erbium Doped Fiber Amplifier* en anglais). Comme le CL31, le windcube aussi est doté de deux faisceaux laser (faisceau émis et faisceau reçu) qui se recouvrent avec un angle mort entre l'appareil et les cent premiers mètres d'altitudes (100 m). Cela implique la recueille d'informations sur la structure de l'atmosphère entre 250 et 1500 m d'altitude. Le Windcube, comme tout autre LiDAR, effectue des tirs impulsionnels dans l'atmosphère et mesure la rétro-diffusion, par les aérosols, du signal émis. Seule la composante radiale du signal est affectée par effet Doppler, qui décale la fréquence émise de 1.3 MHz pour une vitesse radiale de 1 m.s<sup>-1</sup>. C'est à partir de cet écart, mesuré par un détecteur hétérodyne, que sera calculée la vitesse de déplacement des aérosols. Cette vitesse des aérosols est supposée égale à la vitesse des masses d'air les contenant.

$$\Delta f = f_e - f_r = \frac{2V_r}{\lambda} \quad (5.1)$$

Où :

$\Delta f$  donne le décalage Doppler de l'onde lumineuse retour [Hz], soit la différence entre la fréquence émise  $f_e$  et la fréquence reçue  $f_r$ .

$V_r$  la vitesse radiale (projetée sur la ligne de visée) de la cible diffusante [m/s].

$\lambda$  la longueur de l'onde lumineuse émise [m].

La zone explorée par l'instrument durant la campagne est représentée sur la figure 5.2. Le Windcube a permis de sonder l'état de l'atmosphère et l'influence des températures de surface de la mer sur la structure de l'atmosphère.

La particularité de ce LiDAR est le fait d'émettre dans quatre directions avec un cône de demi-angle de 28° par rapport à la normale à l'appareil. Les mesures, suivant les quatre

points cardinaux, sont effectuées dans le but de déterminer les composantes horizontale (u,v) et verticale (w).

Seule la vitesse radiale peut être restituée pour chaque composante, car elle est la seule impactée par effet Doppler. L'hypothèse admise, est que le vecteur vent est identique sur l'ensemble du disque balayé à chaque altitude pour des couches de 26 m de hauteur pour restituer les vitesses radiales sur les quatre directions Nord, Est, Sud et Ouest. La restitution des vitesses radiales a été faite selon un repère orthonormé fixe lié à l'instrument, avec l'axe des abscisses pointé dans la direction du faisceau 1, l'axe des ordonnées pointé dans la direction du faisceau 4 et les faisceaux sont parcourus dans le sens indirect (sens des aiguilles d'une montre). Les équations de restitutions sont les suivantes :

$$\begin{cases} V_{r1} = u \sin\theta + w \cos\theta & V_{r2} = v \sin\theta + w \cos\theta \\ V_{r3} = -u \sin\theta + w \cos\theta & V_{r4} = -v \sin\theta + w \cos\theta \end{cases} \quad (5.2)$$

$$\begin{cases} u = \frac{V_{r1} - V_{r3}}{2 \sin\theta} & v = \frac{V_{r2} - V_{r4}}{2 \sin\theta} \\ w = \frac{V_{r1} + V_{r3} + V_{r2} + V_{r4}}{4 \cos\theta} & v_h = \sqrt{u^2 + v^2} \\ azi = \text{atan}\left(\frac{v}{u}\right) \end{cases} \quad (5.3)$$

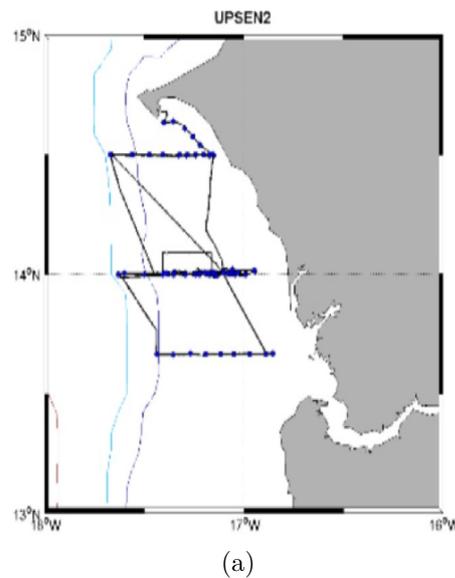


FIGURE 5.2. – Zone explorée lors de la campagne UPSEN-2

## 5.3 Variabilité des aérosols désertiques sur la côte Ouest Africaine

### 5.3.1 Variabilité saisonnière de l'épaisseur optique

La variabilité saisonnière des deux classes de taille de particules vues par AERONET sur la période 2002 à 2012 sont représentées sur la figure 5.3. Un cycle saisonnier se dessine clairement pour le mode grossier avec des minima en hiver (décembre à février), des maxima en été (juin et juillet) et des valeurs intermédiaires d'AOD (0.5) en saison de transition, c'est-à-dire au printemps et en automne. Le mois de juin donne la médiane maximale sur les onze ans ( $\simeq 0.55$ ). C'est un mois de maximum de transport des aérosols désertiques au-dessus de Dakar lié à l'intensification de l'activité météorologique en début d'été associée à des précipitations qui sont encore faibles. Celà entraîne des soulèvements de grande quantité d'aérosols au niveau des zones sahélo-sahariennes (Marticorena *et al.*, 2010; Adams *et al.*, 2012; Tegen *et al.*, 2013; Chaboureau *et al.*, 2016). Pour le printemps, le mois de mai se démarque clairement par sa médiane (0.4) supérieure à celles des mois de mars (0.38) et avril (0.36).

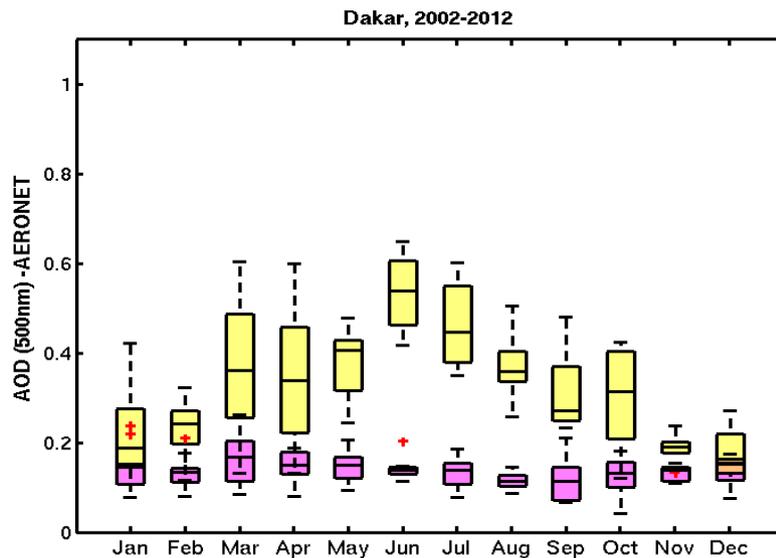


FIGURE 5.3. – Variabilité saisonnière de l'AOD à 550 nm du mode grossier (jaune) et du mode fin des données AERONET (magenta) entre 2002 et 2012. Les points rouges sont obtenus lorsque la valeur de l'AOD est comprise entre  $Q_1 - 1.5 * (Q_3 - Q_1) < AOD < Q_3 + 1.5 * (Q_3 - Q_1)$ .  $Q_1$  étant le 25ème percentile et  $Q_3$  le 75ème percentile. Le trait noir dans le représente la médiane. Les boîtes sont bornées en bas par le minimum et en haut par le maximum.

### 5.3.2 Variabilité saisonnière du coefficient d'extinction

Le cycle saisonnier de la distribution verticale devient plus clair sur la figure 5.4 avec un maximum en surface (entre 0 et 1 km) en hiver et un maximum en altitude en été (entre 1.2 et 5 km). Le maximum de transport d'aérosols désertiques est noté en altitude entre 1 et 6 km en été boréal (figure 5.4a). Pour les déviations standards, la figure 5.4b montre une forte variabilité en hiver dans la couche limite de surface et en moyenne troposphère à l'été. On peut également remarquer plus d'extinction entre 500 et 2000 m au printemps par rapport en été boréal.

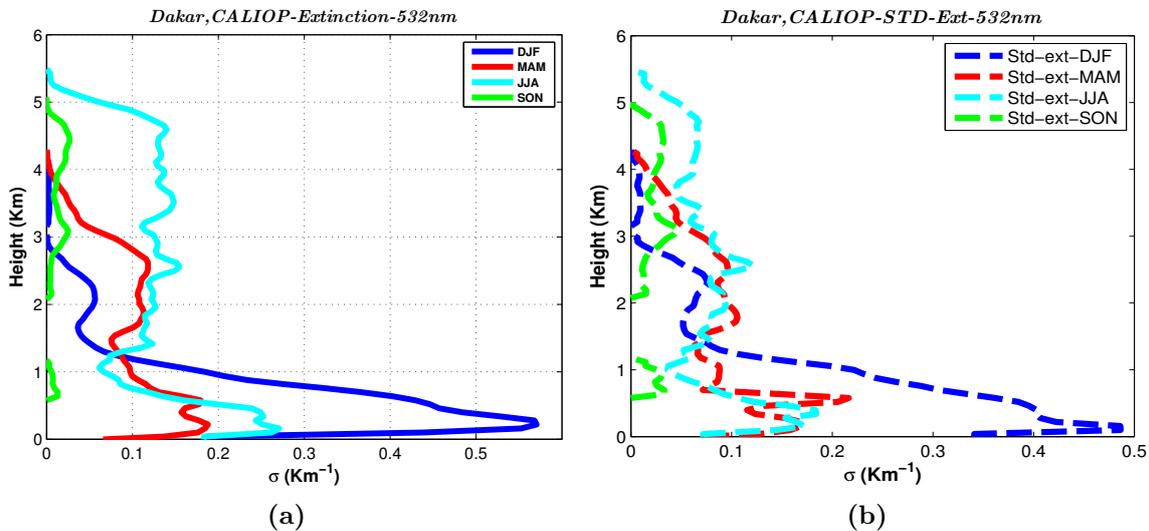


FIGURE 5.4. – Profils verticaux d'extinction saisonniers de CALIOP sur Dakar (17.5°W, 14.74°N) : (a) profil moyenné entre janvier 2007 et décembre 2014, (b) déviation standard du profil d'extinction sur la même période.

L'analyse combinée des mesures sur l'intégrale de l'épaisseur optique et du profil vertical de l'épaisseur optique sur Dakar a amélioré notre compréhension de la variabilité de la distribution saisonnière.

### 5.4 Variabilité diurne de l'épaisseur optique

La variabilité diurne de l'épaisseur optique des mode grossier et fin des mesures AERONET à M'bour sur la période 2002 à 2012 est présentée sur la figure 5.3.

Considérant les valeurs extrêmes, c'est à dire celles qui sont en dehors de l'intervalle  $Q_1 - 1.5 * (Q_3 - Q_1) < AOD < Q_3 + 1.5 * (Q_3 - Q_1)$  ( $Q_1$  étant le 25ème percentille et  $Q_3$  le 75ème percentille), on remarque qu'un cycle diurne s'installe avec des maxima d'AOD obtenus entre 10h et 15h. Ces maxima sont observables sur le mode grossier donc sur la variation de l'AOD relatif aux particules minérales. Cette variation est en grande partie due à l'activité du jet est/ouest nocturne. Très chargé en aérosols, ce jet se détruit

durant le jour à cause de la turbulence thermique qui intensifie les vents de surface et le transport des aérosols atmosphériques advectés au-dessus de la couche limite vers la surface (Heese et Wiegner, 2008). La contribution locale diurne provoque un cycle journalier sur les concentrations de surface (Rajot *et al.*, 2012) et donc sur l'épaisseur optique diurne.

Pour le mode fin, un cycle journalier n'est pas identifiable car leur émission n'est pas liée à un phénomène diurne très marqué qui pourrait significativement affecter leur épaisseur optique.

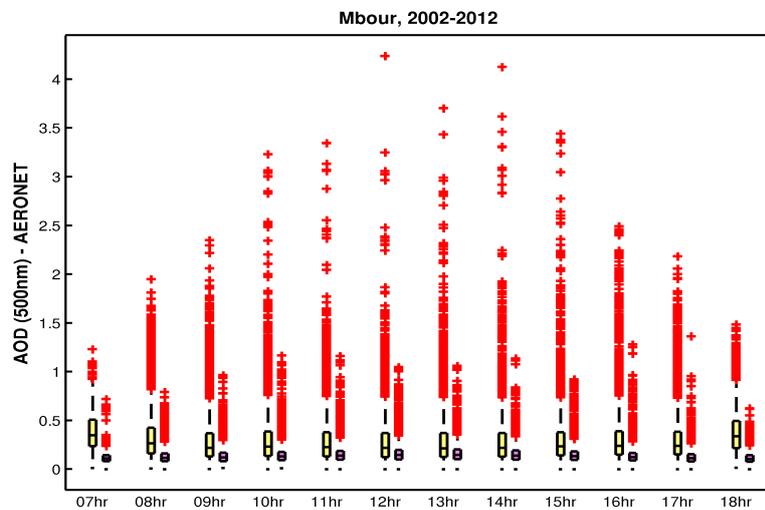


FIGURE 5.5. – Variabilité diurne de l'AOD à 550 nm du mode grossier (jaune) et du mode fin (magenta) des données d'AERONET entre 2002 et 2012. Les points rouges sont obtenus lorsque la valeur de l'AOD est comprise entre  $Q_1 - 1.5 * (Q_3 - Q_1) < AOD < Q_3 + 1.5 * (Q_3 - Q_1)$ .  $Q_1$  étant le 25ème percentile et  $Q_3$  le 75ème percentile. Le trait noir dans la boîte représente la médiane. Les boîtes sont bornées en bas par le minimum et en haut par le maximum.

Cette analyse de l'épaisseur optique mesurée au niveau du sol a mis en évidence une hétérogénéité de la variabilité du cycle saisonnier marqué par un maximum au mois de juin. Elle a aussi montré une atmosphère bien chargée en aérosols au printemps en été boréal et un cycle diurne qui affecte principalement le mode grossier des aérosols. Mais cette analyse reste insuffisante pour bien comprendre le transport des aérosols au-dessus de Dakar encore mal connue malgré les efforts considérables effectués dans ce sens.

## **5.5 Saisonnalité du cycle diurne dans les basses couches**

Nous représentons sur la figure 5.6 mois par mois, le cycle diurne moyen du coefficient rétrodiffusé des aérosols atmosphériques dont le signal reflète en majorité celui des aérosols désertiques au-dessus de Dakar (Doumbia, 2012). Ces moyennes mensuelles sont calculées entre avril 2012 et septembre 2014 au-dessus d'une région côtière Ouest-africaine située sur la trajectoire du transport est/ouest des aérosols sahariens (Engelstaedter *et al.*, 2006). Ces moyennes ont été pondérées pour prendre en compte l'hétérogénéité de la couverture temporelle de ces observations. En 2012, les données entre avril et septembre sont disponibles, trois jours de données manquent au mois d'avril et un jour en juillet. En 2013, les données de février, mars, juin, septembre, octobre, novembre et décembre sont disponibles. Cependant, 8 jours seulement sont disponibles pour le mois de février, deux jours manquent pour mars, cinq jours pour juin, trois jours pour novembre et 15 jours pour décembre. En 2014, les données d'octobre, novembre et décembre et quelques jours du mois de septembre sont manquantes. Toutes les données disponibles ont été utilisées grâce au seuil que nous avons fixé et qui considère comme exploitable tous les mois qui ont plus de 8 jours d'échantillonnage (Eck *et al.*, 2013).

### **5.5.1 hiver**

Un cycle diurne est observé en DJF avec un maximum de retrodiffusion après le lever du soleil à 09h jusqu'au coucher du soleil à 18h en heure locale (Figs. 5.6a, 5.6b et 5.6c). L'épaisseur optique de la couche limite au-dessus de Dakar montre un bon mélange de la couche d'aérosols atmosphériques lié à la turbulence locale causée par le forçage thermique de jour. Cette couche atteint sa hauteur maximale entre 12 et 15 heures entraînant un maximum de charge en aérosols de l'atmosphère (Figs. 5.6a, 5.6b et 5.6c). Au delà de 18 heures, la couche limite atmosphérique commence à se restratifier et les aérosols se retrouvent concentrés dans les très basses couches de la troposphère entre la surface et 500 m d'altitude. Cette réduction de l'épaisseur de la couche limite est due à la baisse des températures (Rajot *et al.*, 2012). La palette des couleurs séquentielles, choisie en fonction de l'intensité du coefficient rétrodiffusé qui représente le rapport d'aérosols sur

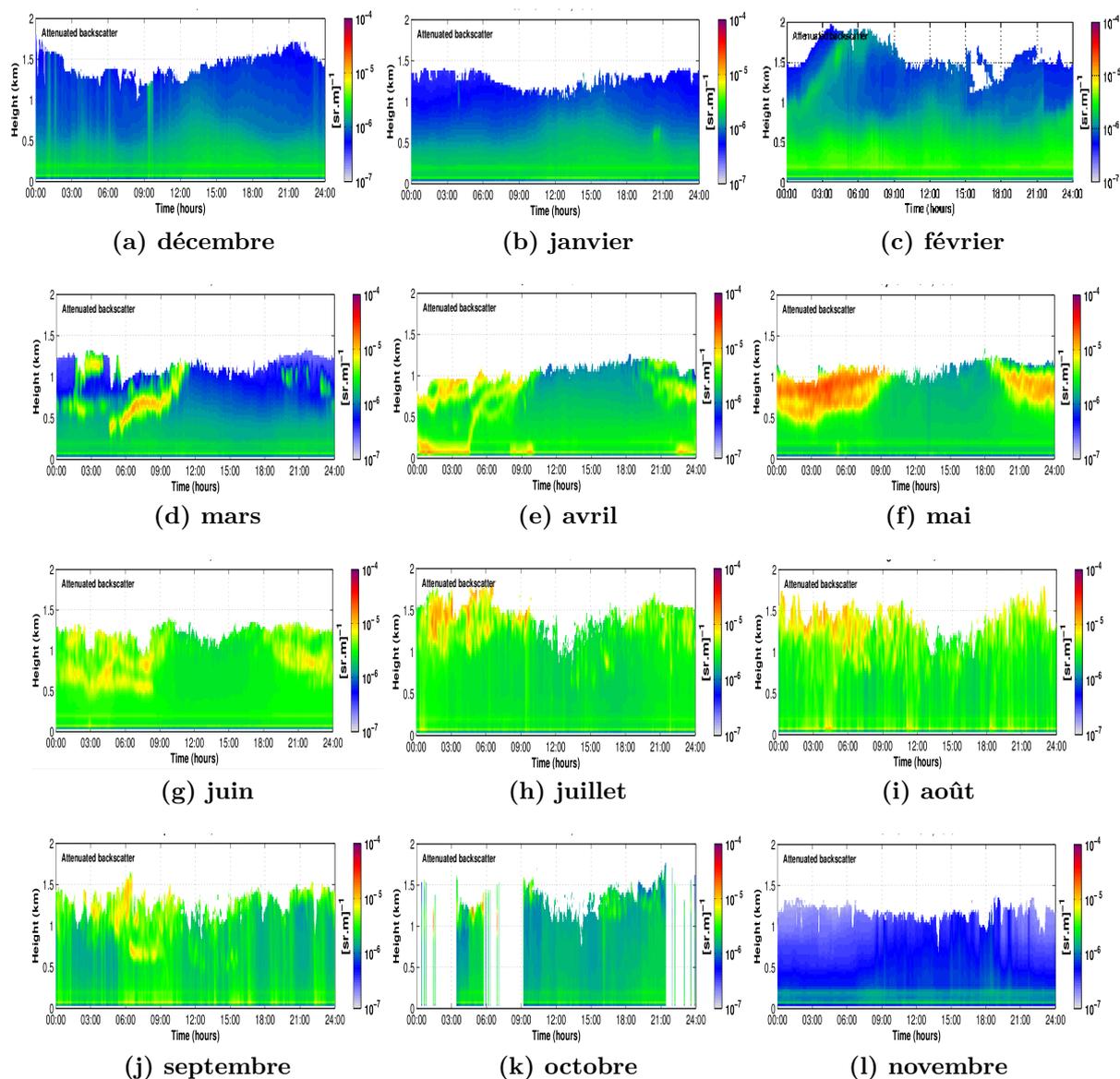


FIGURE 5.6. – Cycle diurne moyen des profils verticaux d’extinction du CL31 à Dakar (17.5°W, 14.74°N) sur la période de 2012 à 2014. a) décembre, b) janvier, c) février, d) mars, e) avril, f) mai, g) juin, h) juillet, i) août, j) septembre, k) octobre et l) novembre.

une quantité d'air propre (McKendry *et al.*, 2011), montre un coefficient de rétrodiffusion faible au-dessus de 500 et 1000 m dans la journée (refleté par la couleur bleu). Cependant, on observe une augmentation et une élévation du signal entre 00 et 06 heures du matin en février. Cette signature provient d'un épisode de transport de poussières qui s'est produit le 20 février 2013 en provenance de la Mauritanie. Les rétro-trajectoires des masses d'air, que nous avons utilisé issues du modèle HYSPLIT de la NOAA, montrent que les masses d'air qui passent au-dessus de Dakar le 20 février 2013 à 00 heure à 500 m d'altitude sont d'origine continentale (au nord-ouest de la Mauritanie). Ces masses d'air advectées à cette altitude apportent des aérosols désertiques sur Dakar dans la nuit du 20 février 2013. Les masses d'air qui arrivent sur Dakar entre 900 et 2000 m d'altitude sont d'origine océanique. Ces masses d'air apportent de l'air propre qui entraîne une stratification de la couche d'aérosols sahariens à partir de minuit.

### **5.5.2 printemps**

Au printemps, la structure de la couche d'aérosols est clairement différente de celle obtenue en hiver (Figs. 5.6d, 5.6e et 5.6f). Une couche fine bien chargée en aérosols localisée entre 400 et 1000 m est clairement identifiable. Appelé jet nocturne, cette couche se forme durant les nuits calmes avec ciel clair et faibles vitesses de vents en surface où les couches d'air sont stratifiées et la turbulence supprimée (Thorpe et Guymer, 1977). Elle apparaît en début de soirée (18 heures) se renforce au cours de la nuit (entre 00 et 06 heures) et s'atténue à partir du levé du soleil jusqu'en fin d'après-midi. Le jet nocturne très concentré en aérosols peut subir un fort impact de la brise de mer qui provoque une dilution des concentrations dans la journée (Petzold *et al.*, 2011). Cette dilution est différente du cas de dilution des concentrations d'aérosols dans le jet d'Est causé par la turbulence en surface en région sahélien (Heese et Wiegner, 2008). La position géographique de Dakar est idéale pour étudier les interactions air-mer et terre. Ces interactions se définissent particulièrement dans les régions côtières par un régime de brise qui consiste en une cellule convective établie entre le continent et l'océan. Durant la journée, la terre absorbe la chaleur émise par le rayonnement solaire et l'air au-dessus d'elle se réchauffe rapidement. Par contre, au-dessus de la mer le rayonnement solaire est absorbé plus lentement à cause de la capacité thermique de l'océan. Par conséquent l'air au-dessus de la terre s'élève par convection et crée une zone de basse pression locale. Les masses d'air d'origine océanique remplacent celles d'origine continentales et par la même occasion apportent de l'air propre qui dilue les concentrations d'aérosols dans les basses couches (Petzold *et al.*, 2011). Durant la nuit, les vents circulent dans le sens inverse car la terre se refroidit plus vite que la mer, à cause de leur différence de capacité thermique par conséquent l'air au-dessus de la terre est plus froid que celui au-dessus de la mer.

---

### 5.5.3 été

La structure de l'atmosphère pour les mois d'été est proche de la situation du printemps (500 à 1000 m d'altitude) mais avec cette fois une couche nocturne plus développée (500 à 1500 m d'altitude où les concentrations d'aérosols sont maximales). Les valeurs du coefficient d'extinction sont également plus élevées. Cette croissance de la couche nocturne peut être associée à l'activité convective qui devient très important en été boréal (Liu *et al.*, 2001). Comme pour le printemps, cette couche nocturne est détachée de la surface terrestre à cause de l'inversion thermique en surface qui entraîne une stratification dans les très basses couches de l'atmosphère. Dakar étant située à une position géographique au niveau de laquelle la petite et la grande échelle interagissent fortement (Petzold *et al.*, 2011), la dilution des concentrations des aérosols atmosphériques serait due à l'effet du jet Ouest-africain et/ou à l'effet du flux de mousson (Pu et Cook, 2010; Senghor *et al.*, 2017). Ce flux, sud-ouest apporte de l'air propre provenant de l'océan et provoque une stratification. Cette stratification pourrait aussi être liée au lessivage qui devient plus important en été et qui supprime les aérosols de l'atmosphère (Liu *et al.*, 2001; Pilon *et al.*, 2015). L'effet du lessivage sur les concentrations en aérosols a été largement développé dans le chapitre précédent.

### 5.5.4 automne

En automne boréal, l'atmosphère est moins chargée en aérosols que durant les trois autres saisons. L'humidité du sol et le développement du couvert végétal jouent un important rôle sur ce minimum d'émission d'aérosols désertiques en automne dans la région Ouest-africaine (Tegen *et al.*, 2002). Il est important de noter que peu de mesures sont disponibles pour le mois d'octobre. Le mois de novembre enregistre de faibles amplitudes du signal rétro-diffusé des aérosols. C'est à partir de ce mois qu'un cycle journalier avec très peu d'influence des vents océaniques sur la couche d'aérosols s'installe. En octobre, la couche nocturne s'atténue et se retrouve à nouveau en dessous de 1500 m. Cette diminution de la charge de l'atmosphère en aérosols a déjà été observée sur le littoral à l'aide des mesures LiDAR (Léon *et al.*, 2009). Jusqu'en octobre, l'effet du lessivage est encore actif.

Il est important de souligner que la non restitution des données au-delà de 1500 m d'altitude est due à la performance de l'appareil qui est très sensible au bruit dans la moyenne troposphère.

Pour montrer l'influence de la dynamique locale sur la couche d'aérosols, nous faisons un focus sur les saisons d'hiver et de printemps où le lessivage n'existe pratiquement pas et où le flux de mousson est insuffisant pour impacter la couche d'aérosols près de la surface.

## 5.6 Influence de la dynamique locale sur la distribution verticale des aérosols

Dans cette section, nous faisons le focus sur l'hiver (décembre) et le printemps (mai) période durant lesquelles on enregistre les plus fortes concentrations d'aérosols désertiques à proximité de la surface à Dakar (Marticorena *et al.*, 2010; Diokhane *et al.*, 2016). Ces fortes concentrations obtenues en surface en hiver et au printemps sont dues au régime de vents qui s'installe dans la région et qui favorise les émissions (Chiapello *et al.*, 1995; Senghor *et al.*, 2017).

Nous représentons sur la figure 5.7 les profils d'humidité relative moyens pour les deux mois (décembre et mai) restitués à partir des radiosondages de la station météorologique de Dakar (00h et 12h). La position de cette station nous permet d'acquérir des informations sur des variables météorologiques liés à la circulation grande échelle (Fig. 5.7a et Fig. 5.7b). L'analyse de ces sondages atmosphériques est associée à celle des mesures LiDAR effectuées au-dessus de la même région. Les faibles valeurs d'humidité relative, moins de 20%, sur la figure 5.7a sont localisées entre 500 et 1500 m. Elles indiquent une atmosphère plus sèche durant le jour que pendant la nuit. Ces masses d'air sèches sont associées à un développement vertical de la couche limite atmosphérique avec un bon mélange de la couche d'aérosols figure 5.7c. Cette couche homogène diurne est due au mélange turbulent de la couche limite atmosphérique qui atteint le niveau du jet nocturne et qui provoque une redistribution des aérosols advectés depuis le Nord-ouest de la région Africaine (Schepanski *et al.*, 2009b). Les aérosols désertiques assèchent l'atmosphère (Prospero et Carlson, 1970; Tsamalis *et al.*, 2013), donc plus l'humidité relative est faibles plus la troposphère est chargée en aérosols terrigènes.

La figure 5.7b, montre une tendance inverse de celle qui est observée en hiver sur l'humidité relative avec une atmosphère plus sèche durant la nuit que pendant le jour entre les même altitudes (500 à 1000 m) pour les figures 5.7b et 5.7d. Cette observation corrobore celles effectuées sur le jet d'Est nocturne par Heese et Wiegner (2008); Schepanski *et al.* (2009b) lors de la campagne AMMA 2006. Durant la journée, les concentrations des aérosols, dans cette couche fine et dense, sont diluées dès le levé du soleil. Cet impact serait dû aux vents océaniques qui apportent de l'air propre diluant les concentrations d'aérosols (Veselovskii *et al.*, 2016). Au delà, d'une certaine altitude le signal rétro-diffusé devient très bruité à cause d'une part du petit diamètre du télescope, les faisceaux émis et reçu ne se recouvrent plus, et d'autre part du bruit de fond de ciel qui devient important et altère la qualité du signal reçu.

Pour mieux comprendre le renforcement de la charge en aérosols dans le jet nocturne, nous nous sommes intéressé à l'étude du profil vertical de la direction et de l'intensité du vent

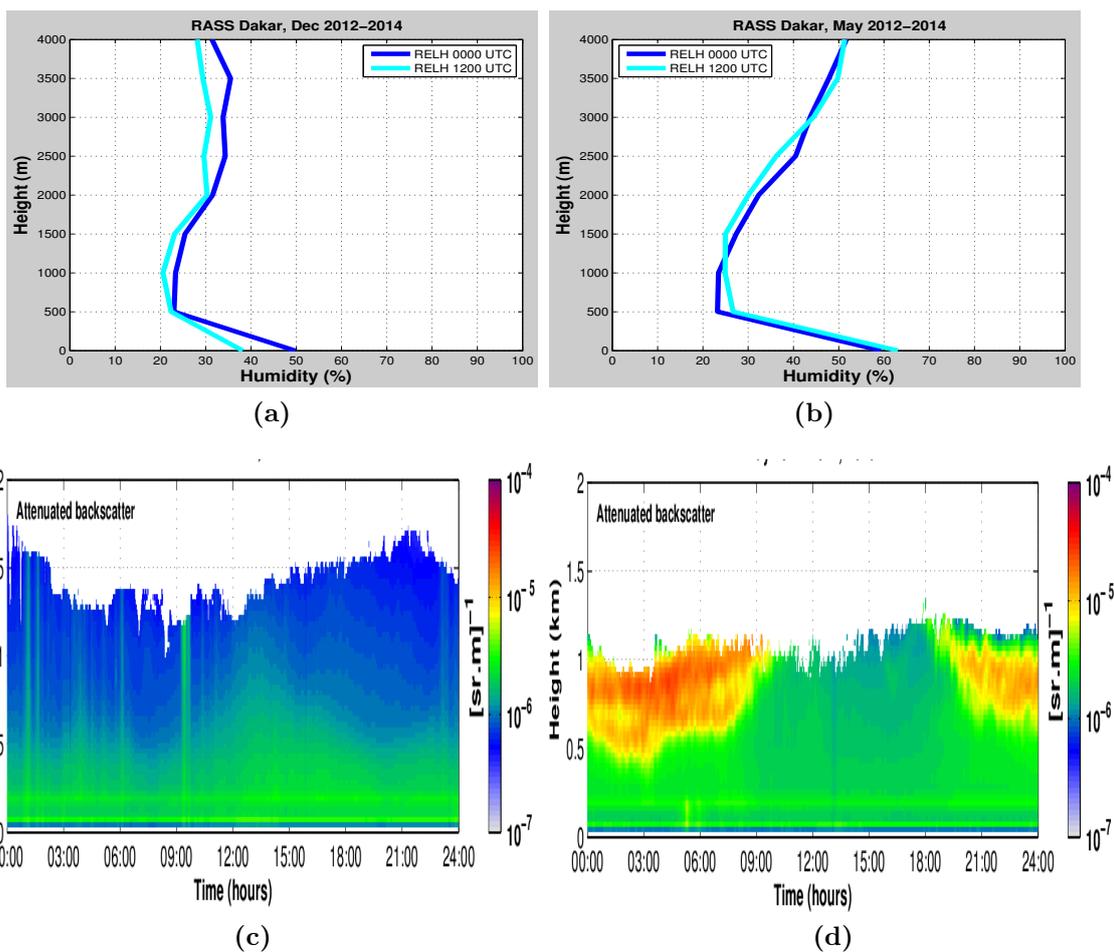


FIGURE 5.7. – En haut du panneau (a) et (b) l’humidité relative acquise à la station météorologique de Dakar, avec deux mesures par jour (00 heure bleu et 12 heures en cyan, en heure locale). En bas du panel, la représentation du coefficient rétro-diffusé en décembre (c) et mai (d). Toutes ces variables ont été mensuellement moyennées à partir des données journalières sur la période de 2012 à 2014.

au niveau de la station de Dakar Yoff.

Ces données sont moyennées sur des couches de 100 m sur la verticale. En hiver les vents sont de nord-est, c'est la signature du flux d'harmattan. Au printemps, la direction des vents change, ils deviennent sud-ouest donc en provenance de la région sahalienne. À cette période d'installation et de migration progressive du flux de mousson sur le continent, les émissions des aérosols deviennent plus importante car cette installation progressive du flux de mousson n'est en général pas accompagnée de précipitation à cette période de l'année.

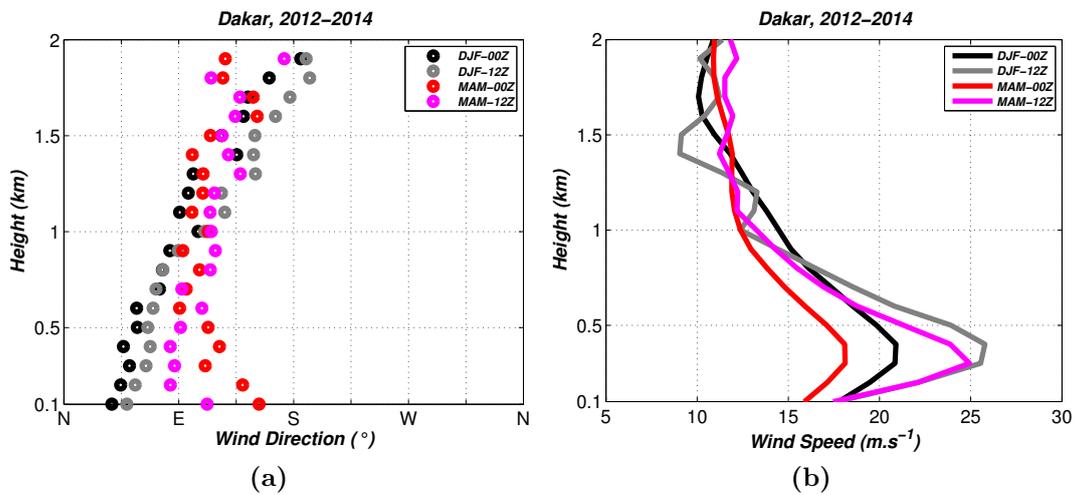


FIGURE 5.8. – moyennes saisonnières de la direction du vent dans les basses couches (a) et de la vitesse du vent (b) au niveau de la station météorologique de Dakar entre 2012 et 2014.

Pour ressortir la signature de la circulation locale et son probable impact sur la distribution des aérosols atmosphériques, nous utilisons des données de vents de surface sur figure 5.9, provenant de la station métar de l'aéroport de Yoff.

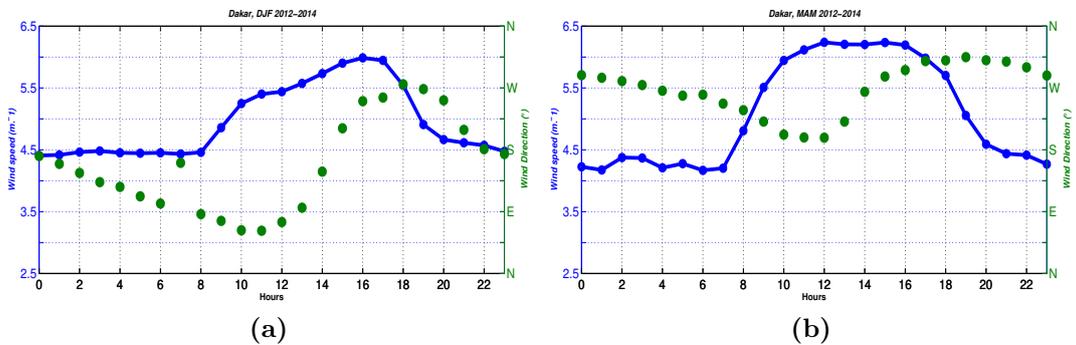


FIGURE 5.9. – Moyennes saisonnières de la direction (a) et de la vitesse du vent (b) en surface au niveau de la station métar de l'aéroport de Dakar entre 2012 et 2014, pour les mois de décembre-janvier-février (a) et mars-avril-mai (b)

---

Un cycle diurne clair se dégage aussi bien sur la direction des vents que sur leur intensité (figure 5.9a). Entre 08 et 14 heures, les vents sont préférentiellement de secteur nord-est, en provenance du continent et dominés par la signature du flux d'harmattan. Ce flux apporte énormément d'aérosols dans les basses couches en hiver boréal (Chou *et al.*, 2008). Avec le forçage thermique dans la journée, le transport turbulent et convectif de couche limite qui contribuent au transport vertical des aérosols terrigènes, est aussi à l'origine de l'augmentation de l'intensité des vents de surface (Heese et Wiegner, 2008; Rajot *et al.*, 2012) en remuant à la surface de la quantité de mouvement. Ce qui explique le pic de concentration et l'élévation de la couche d'aérosol en hiver figure 5.9a. Pour le printemps (MAM) figure 5.9b, un cycle diurne est également observé avec des maxima de vents dans la journée entre (08 et 16 heures), correspondant à un changement de la direction des vents. Les vents deviennent sud-ouest en surface, donc en provenance de l'océan et apportant de l'air propre qui dilue les concentrations d'aérosols obtenues en surface. Cela est aussi reflété par la mesure LiDAR, qui indique moins d'aérosols dans la journée entre 09 h et 18 h.

L'analyse des profils verticaux à l'aide du mini-LiDAR installé au niveau du littoral ouest-africain nous a permis de mieux comprendre la distribution verticale des aérosols désertiques dans les basses couches de la troposphère. Elle nous a aussi permis d'approfondir notre compréhension et de perfectionner notre analyse sur les valeurs suspectes ou extrêmes d'AOD obtenues sur le cycle avec les mesures (figure 5.5) in-situ. L'analyse de ces profils verticaux LiDAR associée à celles des profils verticaux des variables météorologiques de grande échelle (radiosondage) et de petite échelle (météar), nous ont permis de spécifier les influences de ces différentes échelles sur la couche des aérosols atmosphériques sur le littoral ouest-africain.

Une analyse complémentaire de la petite échelle a aussi été réalisée pour mieux diagnostiquer l'influence du contraste thermique, entre la région continentale et océanique, sur le transport des aérosols au niveau du littoral. Cette analyse nous permettra de mieux comprendre l'influence du proche océan sur le cycle diurne des aérosols et le rôle des contrastes thermiques sur leur concentration dans l'atmosphère dans la section ci-dessous.

## **5.7 Effet des températures de surface de la mer sur la structure de l'atmosphère**

La variation des températures de surface de la mer influe beaucoup sur la structure de la couche limite marine qui elle redistribue les aérosols désertiques au-dessus de l'océan. Ce phénomène physique intéresse à la fois l'océanographie et la météorologie (Friehe *et al.*,

1991). Dans cette section, nous analysons et discutons les changements de structure de la couche limite marine en lien avec les changements de température de surface de la mer. Pour cela, nous utilisons des données LiDAR du Windcube embarqué à bord du N/R Antea et qui mesure les vents entre 100 et 1500 m au-dessus de la surface de la mer. Entre la surface et 100 m d'altitude la station météorologique du bateau a été utilisée pour acquérir des informations de certaines variables dans la couche limite de surface. Les températures de surface de la mer ont été mesurées à l'aide d'un thermosalinographe durant toute la période de la campagne. Durant cette campagne certaines radiales comme 14°N ont été privilégiées pour explorer le couplage océan-atmosphère en termes de vent et de dépôt de poussière..

La figure 5.10, montrant les températures de surface de la mer mesurées par le capteur MODIS le 28 février 2013, correspond à la zone explorée par le bateau durant la campagne. Elle met en évidence un gradient thermique bien visible entre la langue d'eau froide et les parties plus chaudes. À l'interface, se trouve la zone de front thermique matérialisée en traits blancs continus de part et d'autre de la langue d'eau froide.

## **5.8 Structure de la couche limite marine**

L'influence de la surface océanique sur la structure de l'atmosphère au niveau des moyennes latitudes reste objet à débat (Giordani, 2011). Même si la question de l'impact de l'un en vers l'autre reste à approfondir, il est clair que l'atmosphère et l'océan ont en commun une zone d'échanges appelée couche limite marine. Le sondage de cette couche durant la période de la campagne est donné en série temporelle sur la figure 5.11. La pression représentée en couleur cyan en haut du panneau montre une forte variabilité bimodale : un premier pic le jour et un deuxième la nuit (figure 5.11). Le maximum (1015 hPa) de pression de la série est obtenu dans les journées du 27 et 28 février 2013 et le minimum dans les soirées du 23 et 24 février 2013. Le pic de pression observé durant la journée lors de la campagne peut être expliqué par le phénomène de brise de mer. En effet, les masses d'air en ascendance au niveau de la cellule convective au-dessus de la terre sont refroidies (donc deviennent plus dense) en altitude en se dilatant (détente adiabatique) et sont dirigées vers l'océan pour remplacer les pertes au niveau de la couche de surface de l'océan. L'effet du refroidissement de la couche d'air au-dessus de l'océan par la brise de mer est aussi constaté sur la série temporelle de la température de l'air (courbe marron) mesurée par la station météorologique à bord du bateau. Cette variable thermique montre un cycle journalier très clair avec des maxima de températures de l'air dans la nuit et des minima dans la journée. Le cycle de températures avec des pics la nuit est en phase avec le phénomène physique locale de la région. Pendant la nuit la terre se refroidit alors que la

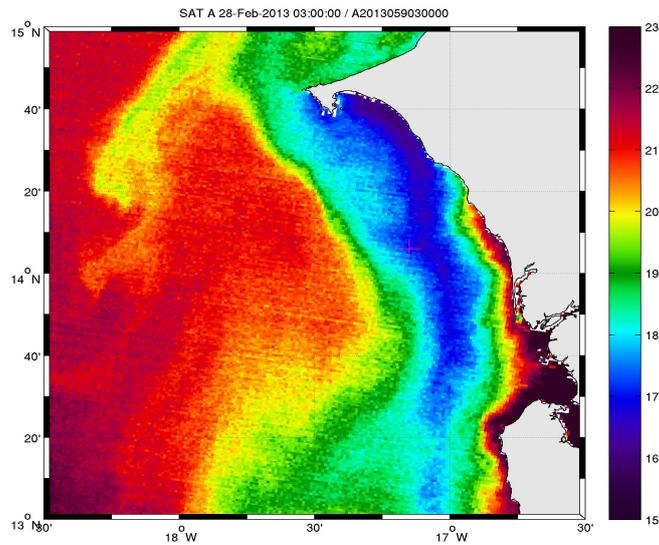


FIGURE 5.10. – Carte de température de surface de la mer mesurée par le capteur MODIS (28 février 2013) et qui met en évidence les fronts thermiques le long des côtes sud-sénégalaises.

surface océanique est chaude. Une brise de terre s’installe et explique alors la convection au-dessus de la mer durant la nuit selon les fortes vitesses verticales ascendantes et les vents de secteur nord-est provenant de la terre la nuit (figure 5.12 en haut du panneau). Le cycle de la variation de l’humidité relative (courbe en bleu) est beaucoup plus clair que celui de la température. Les maxima d’humidité relative sont obtenus dans la nuit et les minima dans la journée. Les valeurs records d’humidité relative ont été enregistrées vers la fin de la campagne entre le 27 février et le 02 mars 2013.

L’intensité du vent représentée par la couleur rose et la direction des vents par la couleur violette montrent que les vents forts ( $15 \text{ m.s}^{-1}$ ) étaient plus fréquents la nuit que le jour. Pendant le jour, des valeurs minimales de vents ont été notées pour les journées du 22 et du 25 février 2013 et du 01 mars 2013. Exceptées les journées du 28 février et du 02 au 03 mars 2013 où la direction du vent est presque constante et de secteur nord-nord-est, le vent est généralement de secteur nord-ouest dans la journée et de secteur nord à nord-est le soir. Les vents de secteur nord à nord-est en début de soirée et dans la nuit sont en phase avec les hautes températures enregistrées dans cette même intervalle temporelle.

L’analyse des données LiDAR dans les basses couches de la troposphère, à des altitudes plus élevées que celles des données obtenues au niveau de la station météorologique à bord du bateau, montre un accord entre le cycle des variables météorologiques et les connaissances théoriques connues sur le phénomène de brise de terre et de brise de mer (figure 5.12).

La courbe en bas du panneau représente les températures de surface de la mer mesurées

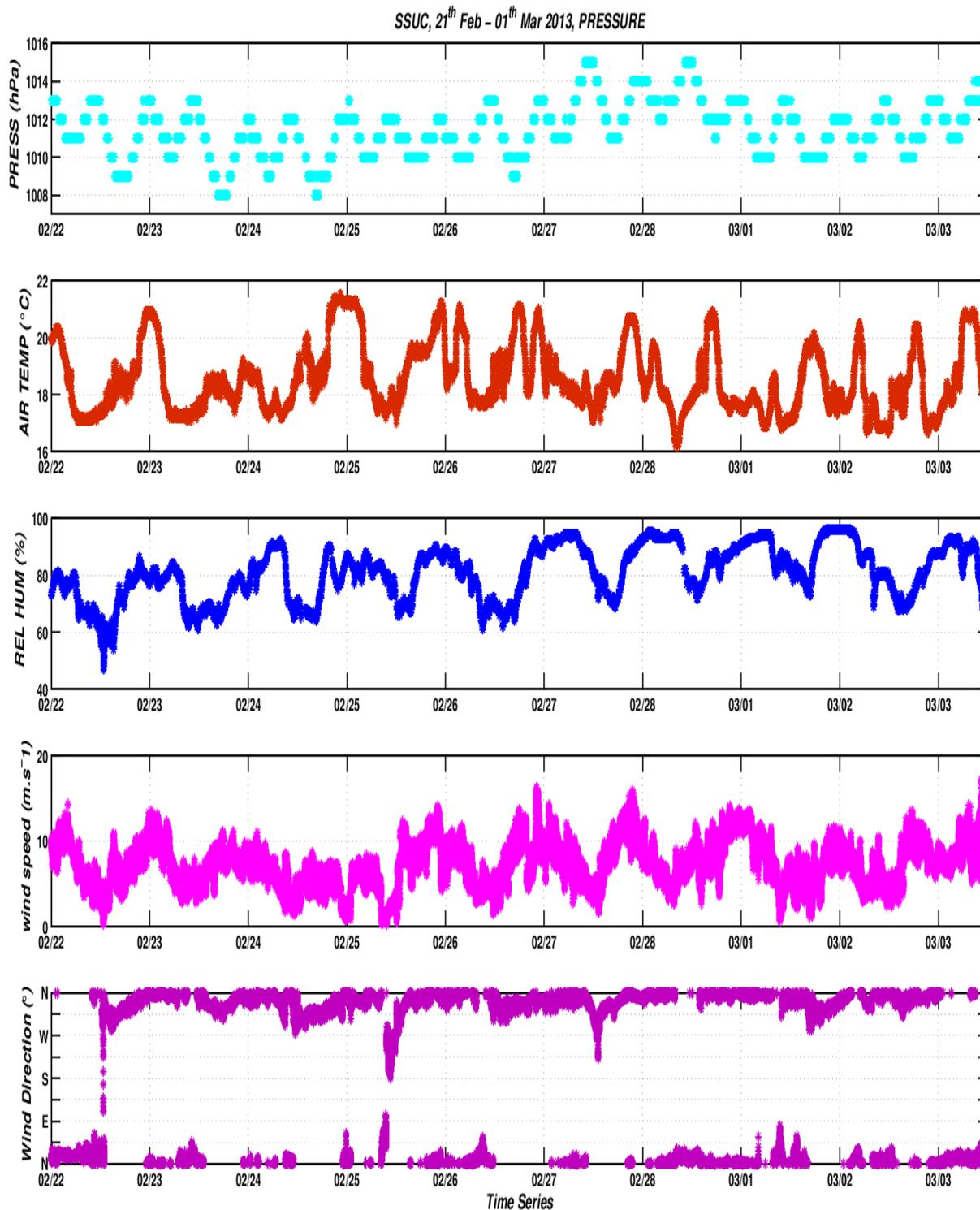


FIGURE 5.11. – variabilité diurne des variables météorologiques au niveau de la station à bord du bateau durant la campagne UPSEN-2 du 21 février au 1 er mars 2013.

---

par le thermosalinographe de bord au cours de cette campagne océanographique (figure 5.12). Ces températures indiquent également un cycle journalier net avec des valeurs maximales obtenues dans la nuit et des minima de températures dans la journée. Ces maxima de températures nocturnes sont en phases avec les maxima d'amplitudes du vent obtenus en début de soirée et dans la nuit et entre les altitudes 100 et 700 m. L'intensité du vent peut atteindre  $20 \text{ m.s}^{-1}$  entre 250 et 500 m. Haut delà de 1250 m d'altitude, le signal LiDAR se dégrade à cause du faible recouvrement des faisceaux émis par le laser et reçu par le télescope de l'appareil à diffusion élastique.

La direction du vent est préférentiellement de secteur nord-est en début de soirée et dans la nuit du 21 au 23 février 2013. Dans la journée, au-dessus de l'océan pour la période de la campagne, le vent est généralement nord-ouest. Pour les nuits du 24 et du 25 février, le vent est de secteur nord-ouest en début de soirée entre 100 et 500 m. Dans la nuit, le vent reste de secteur nord-ouest pour les nuits du 25, 26 et 27 février 2013. Cette provenance océanique du vent entre 500 et 1000 m induit une dilution des concentrations de l'air en aérosols et dans une couche fine. Le 28 février et 01 mars 2013, la direction du vent dans les très basses couches est particulièrement nord-est le jour et la nuit.

Tout à fait en haut de la figure 5.12, on montre la vitesse verticale pour des valeurs comprises entre  $-0.5 \text{ m.s}^{-1}$  et  $0.5 \text{ m.s}^{-1}$ . Les valeurs positives correspondes à une ascendance donc à un développement de la couche limite marine particulièrement observées durant la nuit et étant en phase avec les SST chaudes. Cette situation indique une présence de brise de terre la nuit. Durant le jour on observe également une alternance de vitesses verticales positive ( $w > 0$ ) et négative ( $w < 0$ ). Cette alternance indique une convection de couche limite marine expliquant l'apport d'air plus sec près de la surface, par entrainement d'air troposphérique (voir l'humidité relative figure 5.11). Les maxima de l'amplitude de la vitesse verticale étaient enregistrés les nuits du 22 et 23 février 2013 correspondant à un vent de secteur nord-est. Le maximum de SST obtenu la nuit du 25 février correspond à un vent de secteur nord-ouest (océanique).

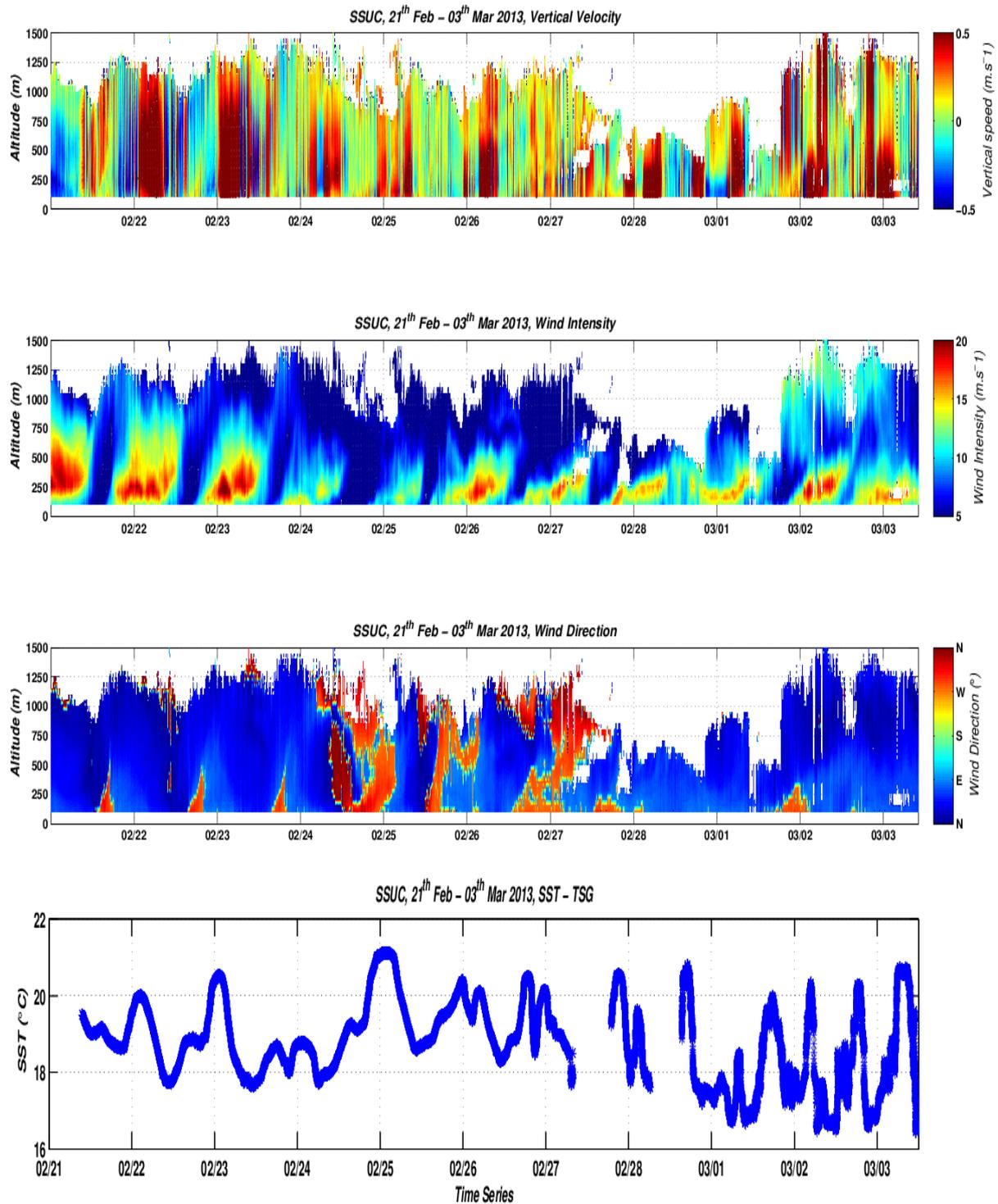


FIGURE 5.12. – variabilité diurne des paramètres météorologiques mesurées par LiDAR embarqué à bord du bateau durant la campagne UPSEN-2 du 21 février au 1 er mars 2013 .

La figure 5.13 montre les anomalies des températures de surface de la mer en couleur bleu et celle de la température de l'air durant la période de la campagne. Durant toute la période de la campagne, on note une cohérence entre l'évolution des températures de la mer et de l'air. Un cycle diurne semble se dessiner dans cette courte série de 10 jours, avec une alternance de températures chaudes (nuit) et froides (jours). L'atmosphère affiche un cycle diurne plus marquée avec plus de chaleur dans la nuit et plus de fraîcheur dans la journée que la surface océanique.

L'atmosphère répondrait plutôt à un forçage thermique océanique en cette période de l'année (février) durant laquelle l'océan perd de la chaleur entre novembre et février pour chauffer l'atmosphère au niveau de cette zone de moyennes latitudes et cela entraîne un refroidissement de la couche superficielle (Ndoye, 2016).

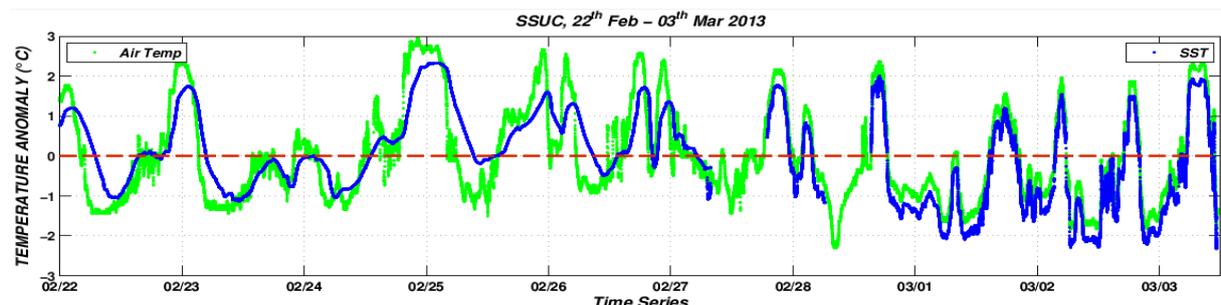


FIGURE 5.13. – Anomalie des températures de surface de la mer et de l'air durant la campagne UPSEN-2 du 21 février au 1 er mars 2013 .

## 5.9 Conclusion

Durant cette courte période de la campagne à l'échelle d'une dizaine de jours, la structure de la couche limite marine a bien été dissequé à l'aide de mesures in-situ des variables météorologiques tels que la température de surface de la mer et la température de l'air. Les résultats indiquent un fort lien entre la température de surface de la mer et celle de l'air avec une variabilité journalière bien phasée avec d'autres variables tels que la pression et l'humidité relative. Ce gradient thermique régit une dynamique de petite échelle qui influence beaucoup les concentrations des aérosols dans cette région. S'il n'est toujours pas très évident d'établir un lien cause à effet entre ces deux variables qui pourraient nous permettent de remonter jusqu'aux causes de la stratification des couches d'aérosols, il est cependant clair que ce phénomène de brise joue un rôle important sur les concentrations des aérosols dans cette région côtière. Cet impact que la température de surface de la mer aurait sur la structure de la couche limite marine et qui a bien été mise en évidence dans

des études antérieures au niveau du Golf de Guinée (Leduc-Leballeur *et al.*, 2011) et de la mer de sargasse (Friehe *et al.*, 1991) reste à être approfondie dans notre étude.

---

# Chapitre 6

---

---

## *Conclusion et Perspectives*

---

### Sommaire

---

<b>6.1</b>	<b>Conclusion . . . . .</b>	<b>152</b>
<b>6.2</b>	<b>Perspectives . . . . .</b>	<b>154</b>

---

## 6.1 Conclusion

Dans le cadre de ce travail de recherche, nous avons essayé de mieux comprendre la distribution spatio-temporelle des aérosols minéraux d'origine sahélo-saharienne à travers une étude de l'ensemble des processus connus et impliqués dans leur cycle de vie. Pour cela, des études scientifiques précédentes basées sur la distribution saisonnière des aérosols minéraux nous ont servi de levier pour mieux aborder la problématique de l'aérosol minéral en région Ouest-africaine.

Notre étude de la distribution spatiale et temporelle des aérosols en Afrique de l'Ouest est basée d'abord sur une utilisation combinée des observations spatiales et in-situ et de la modélisation avec LMDZ. Cette étude ne prend pas en compte l'interaction de l'aérosol minéral avec les autres types d'aérosols et/ou les nuages. Elle a mis en évidence la variabilité des aérosols sahélo-shariennes à différentes échelles de temps : de l'échelle inter-annuelle à l'échelle journalière en passant par l'échelle inter-saisonnière et intra-saisonnière.

Concernant la distribution spatiale des aérosols, nous avons essayé de caractériser l'aérosol minéral en Afrique du Nord à travers l'étude combinée de variables extensive (AOD) et intensive (SSA et AE). Cette caractérisation de l'aérosol minéral a été rendue possible grâce à un seuillage basé sur la littérature et appliqué dans le cadre de ce travail sur ces variables intensive et extensive. Ces propriétés des aérosols ont été étudiées à l'aide des observations satellitaires de SeaWiFS et d'OMI et aussi des mesures in-situ effectuées au niveau des stations du réseau mondial d'AERONET. Ce dernier nous a principalement servi de moyen d'évaluation des mesures satellitaires en région sahélienne. La région sahélo-saharienne abrite les principales zones sources d'émissions de poussières mais est également exposée au transport d'autres types de particules tels que les particules de feux de biomasse depuis les latitudes sud. Cette étape du travail qui consista essentiellement à évaluer d'abord la qualité des mesures satellitaires a été suivie par l'exploitation complémentaire des données de SeaWiFS et d'OMI pour l'étude de la distribution horizontale des poussières. Les résultats obtenus ont montré une forte contribution des sources de particules minérales en région côtière Ouest-africaine (Mauritanie) et une épaisse couche limite (6 km d'altitude) en été dans la région sahélo-saharienne. Le fort gradient obtenu sur l'albédo de simple diffusion au printemps boréal indique une importante contribution des particules de feux de biomasse au Sud du domaine (12-21°N et 20°E-35°W). Dans ce domaine, l'aérosol minéral domine largement le mélange atmosphérique avec plus d'aérosols en été boréal que durant n'importe quelle autre saison. L'automne coïncide avec le début du retrait de la ZCIT vers le sud et une diminution de l'activité des zones sources avec un minimum de contribution de la turbulence locale due à la présence de la végétation. Cette saison représente la saison avec un minimum d'aérosols dans l'atmosphère.

---

L'étude de la variabilité des aérosols minéraux montre que leur distribution verticale est homogène en hiver au niveau de la zone de transition entre continent et océan alors qu'en été on note une discontinuité de cette distribution. Cette hétérogénéité de la distribution verticale des aérosols sahariens en été boréal prend naissance à l'aube du printemps au niveau du littoral Ouest-africain et s'intensifie en été. Cette saisonnalité de la distribution verticale des poussières est due à différents processus physiques avec une importante contribution de la dynamique à échelle régionale dans les basses couches de la troposphère. Pendant l'été boréal, nous avons essayé de mettre en évidence l'importance de la convection et du lessivage sur la distribution verticale des poussières. Le diagnostic de cette partie, se basant sur les résultats du modèle de circulation général du LMD, montre une nette différence sur la distribution des différents bins de poussières au-dessus du continent et du bassin de l'Atlantique tropical-est. Cela montre l'effet des différents mécanismes sur les concentrations de poussières au-dessus du continent avec une forte contribution locale de la turbulence de couche limite à proximité des zones sources en région sahélienne. Au nord de l'Afrique, le déplacement exceptionnel de la géolocalisation de l'anticyclone de Libye en été 2006 a eu des conséquences sur les émissions d'aérosols dans cette région. Au-dessus de l'océan, l'étude comparative de l'effet des processus identifiés sur la distribution verticale des aérosols montre que la dynamique entraîne une forte dilution des concentrations dans les basses couches de la troposphère mais pas plus que le lessivage grande échelle en été. À toutes saisons, on note une couche limite relativement bien mélangée dans les premières kilomètres sur le continent. Cette couche est plus épaisse l'été que l'hiver, et les processus qui contrôlent cette épaisseur sont également très différents. Le blocage de l'extension verticale de la couche d'aérosol sur le continent et sur l'océan serait plutôt dû à l'effet du lessivage convectif qui nettoie l'atmosphère de ses aérosols en été. Alors qu'en hiver ce blocage de l'extension verticale des aérosols est plus dû à l'effet de la circulation régionale avec des vents d'origine océanique qui advectent les aérosols vers le continent. En été boréal entre 500 et 700 hPa, l'AEJ impacte négativement les concentrations de poussières en moyenne troposphère grâce à l'advection est/ouest de la SAL. Les importantes concentrations de poussières sahariennes confinées dans cette partie de l'atmosphère, à la fois au-dessus du continent et de l'océan, sont dues à l'effet des lessivage convectif et de grande échelle. Les deux types de lessivage restituent dans l'atmosphère et par évaporation les particules piégées dans les gouttelettes d'eau.

L'étude du cycle diurne des aérosols en région sahélienne a montré l'importance de la contribution de la couche limite locale à partir de l'épaisseur optique intégrée sur la colonne atmosphérique. Cela n'a malheureusement pas permis de bien disséquer les altitudes au niveau desquels sont localisées les couches d'aérosols. L'étude complémentaire de ce cycle diurne faite à l'aide des mesures LiDAR a permis de distinguer la forte occurrence

de l'activité du Jet Nocturne de secteur est au niveau des basses couches entre 500 et 900 m d'altitude au printemps boréal. Le position verticale de ce jet est haut en été et est localisée entre 500 et 1500 m d'altitudes.

L'étude de la couche limite marine à travers les observations effectuées durant la campagne en mer d'UPSEN-2 montre une bonne corrélation entre la variabilité journalière de la température de surface de la mer et de celle de l'atmosphère au niveau du bassin est de l'atlantique tropical. Cette étude montre également une couche limite marine plus chargée en aérosols la nuit que le jour en accord avec les champs de vents de secteur nord-est la nuit et de secteur nord-ouest le jour entre 100 et 750 m d'altitudes pour les trois premiers jours de la campagne. Pour les jours 25, 26 et 27 février 2013, les concentrations d'aérosols durant la nuit deviennent de plus en plus faibles. Ces concentrations ont été enregistrées en début de soirée et durant les premières heures de la nuit, entre 100 et 500 m d'altitudes. Ce résultat du LiDAR est en accord avec les champs de vents qui sont en début de soirée de secteur nord-ouest entre 100 et 500 m et dans la nuit toujours de même secteur mais entre 500 et 1500 m.

## **6.2 Perspectives**

L'étude de la distribution spatiale et temporelle des aérosols désertiques dans le modèle de circulation générale (LMDZ) donne une bonne représentation saisonnière et spatiale des poussières sahariennes en région Ouest-africaine pour l'année 2006. Les deux configurations avec lessivage et sans lessivage sur lesquelles nous avons fait notre étude ont fourni un cycle saisonnier clairement identifiable. Néanmoins, le modèle surestime l'épaisseur optique qui est légèrement plus large en été boréal au niveau de la zone côtière (Dakar) qu'au dessus de l'océan (Cap-Vert). L'évaluation des performances du modèle à travers le calcul de l'AOD montre également une sous-estimation du contenu intégré de l'atmosphère en aérosols pour la configuration avec le lessivage convectif.

Cependant, pour le modèle LMDZ comme dans tous les modèles visant à représenter les aérosols aux échelles globales ou régionales, les contenus en aérosols dépendent cruciallement de processus très incertains souvent mal observés. De fait, le modèle LMDZ surestime ou sous-estime l'AOD selon la configuration utilisée. Cette grande incertitude peut être due aux réglages des paramètres libres des paramétrisations. C'est en particulier le cas pour le lessivage qu'on pourrait penser re-tuner (réajuster). Cela pourrait être liée au choix du coefficient de lessivage du modèle des aérosols. Ce coefficient standard de 0.7 est peut être très fort et pourrait donc être ajuster à 0.5 ce qui améliorerait l'AOD calculé par le modèle. Ce qui pourrait permettre une meilleure quantification du cycle saisonnier de l'aérosol minéral.

---

Compte tenu de la qualité des sorties du modèle, qui est assez relativement bon, sur la simulation du cycle de vie des aérosols minéraux, un prochain exercice devrait permettre d'obtenir une longue série de données pour une étude interannuelle de l'AOD des poussières en Afrique du Nord.

La représentativité des couches d'aérosols dans le modèle des 39 niveaux verticaux que nous avons utilisé et qui est en phase avec les observations du satellite CALIPSO devrait être améliorée avec une nouvelle version à 79 niveaux verticaux. Cette nouvelle version est mise en place pour CMIP6 avec beaucoup d'amélioration tel que la résolution verticale dans les premiers kilomètres. Ce modèle devrait aussi pouvoir intégrer la question de l'interaction entre aérosols et aussi entre aérosols et nuages.

Concernant l'étude du cycle journalier sur la côte Ouest-africaine, une amélioration pourrait être faite compte tenu de la défaillance du système d'observation en continu dans cette région. Isoler des jours durant les quelles la brise de mer est effective et forte pourrait nous permettre d'avoir une analyse moins grossière de l'impact de la brise sur les concentrations d'aérosols.

Une étude de la variabilité de la composition des dépôts océaniques et l'identification des processus dirigeant cette variabilité devrait aussi permettre de mieux comprendre la contribution de l'aérosol minéral en matière d'apport de micro-nutriment surtout au large. Ce qui permettrait de mieux comprendre le devenir des aérosols dans la colonne d'eau.



---

---

## Références Bibliographiques

---

- Adams A. M., Prospero J. M. et Zhang C.** 2012. CALIPSO-derived three-dimensional structure of aerosol over the Atlantic Basin and adjacent continents. *Journal of Climate*, 25(19) : 6862–6879.
- Alizadeh-Choobari O., Sturman A. et Zawar-Reza P.** 2014. A global satellite view of the seasonal distribution of mineral dust and its correlation with atmospheric circulation. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 68 : 20–34.
- Andreae M. O. et al.** 1996. Raising dust in the greenhouse. *Nature*, 380(6573) : 389–390.
- Aristegui J., Barton E. D., Álvarez-Salgado X. A., Santos A. M. P., Figueiras F. G., Kifani S., Hernández-León S., Mason E., Machú E. et Demarcq H.** 2009. Sub-regional ecosystem variability in the Canary Current upwelling. *Progress in Oceanography*, 83(1) : 33–48.
- Aymoz G.** 2010. Aérosol et particule. *Environnement, Risques & Santé*, 9(2) : 165–166.
- Baker A., French M. et Linge K.** 2006. Trends in aerosol nutrient solubility along a west–east transect of the Saharan dust plume. *Geophysical Research Letters*, 33(7).
- Baker A., Weston K., Kelly S., Voss M., Streu P. et Cape J.** 2007. Dry and wet deposition of nutrients from the tropical Atlantic atmosphere : Links to primary productivity and nitrogen fixation. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 54(10) : 1704–1720.
- Bauer S., Balkanski Y., Schulz M., Hauglustaine D. et Dentener F.** 2004. Global modeling of heterogeneous chemistry on mineral aerosol surfaces : Influence on tropospheric ozone chemistry and comparison to observations. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 109(D2).

- Ben-Ami Y., Koren I. et Altaratz O.** 2009. Patterns of North African dust transport over the Atlantic : winter vs. summer, based on CALIPSO first year data. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(20) : 7867–7875.
- Ben-Ami Y., Koren I., Rudich Y., Artaxo P., Martin S. et Andreae M.** 2010. Transport of North African dust from the Bodélé depression to the Amazon Basin : a case study. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(16) : 7533–7544.
- Bertrand J., Cerf A. et Domergue J.** 1979. Repartition in space and time of dust haze south of the Sahara. *The Long-Range Transport of Pollutants and its Relation to Gen. Circulation Including Stratospheric/Tropospheric Exchange Processes p 409-415(SEE N 80-26888 17-45)*.
- Betzer P., Carder K., Duce R., Merrill J., Tindale N., Uematsu M., Costello D., Young R., Feely R., Breland J. et al.** 1988. Long-range transport of giant mineral aerosol particles. *Nature*, 336(6199) : 568–571.
- Beucher F.** 2010. *Manuel de météorologie tropicale : des alizés au cyclone tropical*. Météo-France.
- Bilan G.** 2007. des changements climatiques : Rapport de synthèse. *Contribution des groupes de travail I, II et III au quatrième rapport d'évaluation du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [équipe de rédaction principale, Pachaur, RK et Reisinger, A.(publie sous la direction de)] GIEC, Genève, Suisse*.
- Blackadar A. K.** 1957. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 8(38) : 283–290.
- Bou Karam D.** 2008. *Mécanismes de soulèvement d'aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest*. Th. de Doctorat, Paris 6.
- Bou Karam D., Flamant C., Knippertz P., Reitebuch O., Pelon J., Chong M. et Dabas A.** 2008. Dust emissions over the Sahel associated with the West African monsoon intertropical discontinuity region : A representative case-study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134(632) : 621–634.
- Boucher O.** 2012. *Aérosols atmosphériques : Propriétés et impacts climatiques*. Springer Science & Business Media.
- Boucher O.** 2015. *Atmospheric Aerosols : Properties and Climate Impacts*. Springer.
- Boyle E. A., Bergquist B. A., Kayser R. A. et Mahowald N.** 2005. Iron, manganese, and lead at Hawaii Ocean Time-series station ALOHA : Temporal variability and

- 
- an intermediate water hydrothermal plume. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(4) : 933–952.
- Brooks N. et Legrand M.** 2000. Dust variability over northern Africa and rainfall in the Sahel. In *Linking climate change to land surface change*, pages 1–25. Springer.
- Burpee R. W.** 1972. The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29(1) : 77–90.
- Cakmur R. V., Miller R. L. et I.** 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. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D16) : 18287–18303.
- Camara M., Jenkins G. et Konare A.** 2010. Impacts of dust on West African climate during 2005 and 2006. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 10(2) : 3053–3086.
- Cantrell B. et Whitby K.** 1978. Aerosol size distributions and aerosol volume formation for a coal-fired power plant plume. *Atmospheric Environment (1967)*, 12(1-3) : 323–333.
- Carlson T. N. et Prospero J. M.** 1972. The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the northern equatorial Atlantic. *Journal of applied meteorology*, 11(2) : 283–297.
- Chaboureau J.-P., Flamant C., Dauhut T., Kocha C., Lafore J.-P., Lavaysse C., Marnas F., Mokhtari M., Pelon J., Martínez I. R. et al.** 2016. Fenec dust forecast intercomparison over the Sahara in June 2011. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*.
- Chaboureau J.-P., Tulet P. et Mari C.** 2007. Diurnal cycle of dust and cirrus over West Africa as seen from Meteosat Second Generation satellite and a regional forecast model. *Geophysical research letters*, 34(2).
- Chiapello I., Bergametti G., Gomes L., Chatenet B., Dulac F., Pimenta J. et Santos Soares E.** 1995. An additional low layer transport of Sahelian and Saharan dust over the north-eastern tropical Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 22(23) : 3191–3194.
- Chiapello I. et Moulin C.** 2002. TOMS and METEOSAT satellite records of the variability of Saharan dust transport over the Atlantic during the last two decades (1979–1997). *Geophysical Research Letters*, 29(8).

- Chiapello I., Moulin C. et Prospero J. M.** 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. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 110(D18).
- Chiapello I., Prospero J., Herman J. et Hsu N.** 1999. Detection of mineral dust over the North Atlantic Ocean and Africa with the Nimbus 7 TOMS. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 104(D8) : 9277–9291.
- Chou C., Formenti P., Maille M., Ausset P., Helas G., Osborne S. et Harrison M.** 2008. 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.
- Claquin T., Schulz M. et Balkanski Y.** 1999. Modeling the mineralogy of atmospheric dust sources. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 104(D18) : 22243–22256.
- Cook K. H.** 1999. Generation of the African easterly jet and its role in determining West African precipitation. *Journal of climate*, 12(5) : 1165–1184.
- Cuesta J., Marsham J. H., Parker D. J. et Flamant C.** 2009. Dynamical mechanisms controlling the vertical redistribution of dust and the thermodynamic structure of the West Saharan atmospheric boundary layer during summer. *Atmospheric Science Letters*, 10(1) : 34–42.
- d’Almeida G. A.** 1986. A model for Saharan dust transport. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25(7) : 903–916.
- Dasch E. J.** 1969. Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments, and sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33(12) : 1521–1552.
- Desboeufs K., Losno R. et Colin J.-L.** 2001. Factors influencing aerosol solubility during cloud processes. *Atmospheric environment*, 35(20) : 3529–3537.
- Diokhane A. M., Jenkins G. S., Manga N., Drame M. S. et Mbodji B.** 2016. Linkages between observed, modeled Saharan dust loading and meningitis in Senegal during 2012 and 2013. *International journal of biometeorology*, 60(4) : 557–575.
- Doumbia E. H. T.** 2012. *Caractérisation physico-chimique de la pollution atmosphérique en Afrique de l’Ouest et étude d’impact sur la santé*. Th. de Doctorat, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.

- 
- Drobinski P., Bastin S., Janicot S., Bock O., Dabas A., Delville P., Reitebuch O. et Sultan B.** 2009. On the late northward propagation of the West African monsoon in summer 2006 in the region of Niger/Mali. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114(D9).
- Dubovik O., Smirnov A., Holben B., King M., Kaufman Y., Eck T. et Slutsker I.** 2000. Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and sky radiance measurements. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 105(D8) : 9791–9806.
- Duce R. A. et Tindale N. W.** 1991. Atmospheric transport of iron and its deposition in the ocean. *Limnology and Oceanography*, 36(8) : 1715–1726.
- Dunion J. P. et Marron C. S.** 2008. A reexamination of the Jordan mean tropical sounding based on awareness of the Saharan air layer : Results from 2002. *Journal of Climate*, 21(20) : 5242–5253.
- Eck T., Holben B., Reid J., Mukelabai M., Piketh S., Torres O., Jethva H., Hyer E., Ward D., Dubovik O. et al.** 2013. A seasonal trend of single scattering albedo in southern African biomass-burning particles : Implications for satellite products and estimates of emissions for the world’s largest biomass-burning source. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(12) : 6414–6432.
- Emanuel K. A.** 1991. A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48(21) : 2313–2329.
- Emeis S., Schäfer K. et Münkler C.** 2008. Surface-based remote sensing of the mixing-layer height—a review. *Meteorologische Zeitschrift*, 17(5) : 621–630.
- Engelstaedter S., I. et Washington R.** 2006. North African dust emissions and transport. *Earth-Science Reviews*, 79(1) : 73–100.
- Eplee R. E., Patt F. S., Barnes R. A. et McClain C. R.** 2007. SeaWiFS long-term solar diffuser reflectance and sensor noise analyses. *Applied optics*, 46(5) : 762–773.
- Eplee Jr R. E., Sun J.-Q., Meister G., Patt F. S., Xiong X. et McClain C. R.** 2011. Cross calibration of SeaWiFS and MODIS using on-orbit observations of the Moon. *Applied Optics*, 50(2) : 120–133.
- Escribano J., Boucher O., Chevallier F. et Huneeus N.** 2016. Subregional inversion of North African dust sources. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 121(14) : 8549–8566.

- Evan A. T., Flamant C., Gaetani M. et Guichard F.** 2016. The past, present and future of African dust. *Nature*, 531(7595) : 493–495.
- Formenti P., Rajot J. L., Desboeufs K., Caquineau S., Chevaillier S., Nava S., Gaudichet A., Journet E., Triquet S., Alfaro S. et al.** 2008. Regional variability of the composition of mineral dust from western Africa : Results from the AMMA SOP0/DABEX and DODO field campaigns. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D23).
- Franz B. A., Bailey S. W., Werdell P. J. et McClain C. R.** 2007. Sensor-independent approach to the vicarious calibration of satellite ocean color radiometry. *Applied optics*, 46(22) : 5068–5082.
- Friehe C., Shaw W., Rogers D., Davidson K., Large W., Stage S., Crescenti G., Khalsa S., Greenhut G. et Li F.** 1991. Air-sea fluxes and surface layer turbulence around a sea surface temperature front. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 96(C5) : 8593–8609.
- Friese C. A., van der Does M., Merkel U., Iversen M. H., Fischer G. et Stuut J.-B. W.** 2016. Environmental factors controlling the seasonal variability in particle size distribution of modern Saharan dust deposited off Cape Blanc. *Aeolian Research*, 22 : 165–179.
- Gamo M.** 1996. Thickness of the dry convection and large-scale subsidence above deserts. *Boundary-Layer Meteorology*, 79(3) : 265–278.
- Gillette D. A.** 1999. A qualitative geophysical explanation for hot spot dust emitting source regions. *Contributions to Atmospheric Physics*, 72(1) : 67–77.
- Giordani H.** 2011. Dynamique des couches limites océanique et atmosphérique marine. *Habilitation à diriger des recherches, Université Toulouse III-Paul Sabatier*.
- Glaccum R. A. et Prospero J. M.** 1980. Saharan aerosols over the tropical North Atlantic—Mineralogy. *Marine geology*, 37(3) : 295–321.
- Goudie A. et Middleton N.** 2001. Saharan dust storms : nature and consequences. *Earth-Science Reviews*, 56(1) : 179–204.
- Guerrero-Rascado J. L., Costa M. J., Bortoli D., Silva A. M., Lyamani H. et Alados-Arboledas L.** 2010. Infrared lidar overlap function : an experimental determination. *Optics express*, 18(19) : 20350–20369.

- 
- Gueye M.** 2015. *Modélisation des couplages entre les aérosols désertiques et le climat ouest-africain*. Th. de Doctorat, Paris 6.
- Hamilton R., Archbold J. et Douglas C.** 1945. Meteorology of Nigeria and adjacent territory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 71(309-310) : 231–264.
- Hastenrath S.** 1988. *Climate and circulation of the tropics*. Publishing Company, Kluwer, Dordrecht.
- Heese B. et Wiegner M.** 2008. Vertical aerosol profiles from Raman polarization lidar observations during the dry season AMMA field campaign. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D23).
- Heinold B., Knippertz P., Marsham J., Fiedler S., Dixon N., Schepanski K., Laurent B. et Tegen I.** 2013. The role of deep convection and nocturnal low-level jets for dust emission in summertime West Africa : Estimates from convection-permitting simulations. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(10) : 4385–4400.
- Helmerts E. et Schrems O.** 1995. Wet deposition of metals to the tropical North and the South Atlantic Ocean. *Atmospheric Environment*, 29(18) : 2475–2484.
- Herrmann L., Stahr K. et Jahn R.** 1999. The importance of source region identification and their properties for soil-derived dust : the case of Harmattan dust sources for eastern West Africa. *Contributions to atmospheric physics*, 72(2) : 141–150.
- Holben B., Setzer A., Eck T., Pereira A. et Slutsker I.** 1996. Effect of dry-season biomass burning on Amazon basin aerosol concentrations and optical properties, 1992–1994. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 101(D14) : 19465–19481.
- Holben B., Tanre D., Smirnov A., Eck T., Slutsker I., Abuhassan N., Newcomb W., Schafer J., Chatenet B., Lavenu F. et al.** 2001. An emerging ground-based aerosol climatology : Aerosol optical depth from AERONET. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D11) : 12067–12097.
- Holben B. N., Eck T., Slutsker I., Tanre D., Buis J., Setzer A., Vermote E., Reagan J. A., Kaufman Y., Nakajima T. et al.** 1998. AERONET—A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote sensing of environment*, 66(1) : 1–16.
- Hosseinpour F. et Wilcox E.** 2014. Aerosol interactions with African/Atlantic climate dynamics. *Environmental Research Letters*, 9(7) : 075004.

- Hourdin F.** 2005. *Représentation du transport direct et inverse dans les modèles globaux de climat et étude des couplages entre composition et dynamique atmosphérique sur Titan*. Th. de Doctorat, Institut Pierre Simon Laplace.
- Hourdin F., Grandpeix J.-Y., Rio C., Bony S., Jam A., Cheruy F., Rochetin N., Fairhead L., Idelkadi A., Musat I. et al.** 2013. LMDZ5B : the atmospheric component of the IPSL climate model with revisited parameterizations for clouds and convection. *Climate Dynamics*, 40(9-10) : 2193–2222.
- Hourdin F., Gueye M., Diallo B., Dufresne J.-L., Escribano J., Menut L., Marticoréna B., Siour G. et Guichard F.** 2015. Parameterization of convective transport in the boundary layer and its impact on the representation of the diurnal cycle of wind and dust emissions. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(12) : 6775–6788.
- Hsu N., Gautam R., Sayer A., Bettenhausen C., Li C., Jeong M., Tsay S. et Holben B.** 2012. Global and regional trends of aerosol optical depth over land and ocean using SeaWiFS measurements from 1997 to 2010.
- Hsu N., Jeong M.-J., Bettenhausen C., Sayer A., Hansell R., Seftor C., Huang J. et Tsay S.-C.** 2013. Enhanced Deep Blue aerosol retrieval algorithm : The second generation. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(16) : 9296–9315.
- Hsu N. C., Tsay S.-C., King M. D. et Herman J. R.** 2004. Aerosol properties over bright-reflecting source regions. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(3) : 557–569.
- Huneus N., Boucher O. et Chevallier F.** 2009. Simplified aerosol modeling for variational data assimilation. *Geoscientific Model Development*, 2(2) : 213–229.
- Huneus N., Schulz M., Balkanski Y., Griesfeller J., Prospero J., Kinne S., Bauer S., Boucher O., Chin M., Dentener F. et al.** 2011. Global dust model intercomparison in AeroCom phase I. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(15).
- Hunt W. H., Winker D. M., Vaughan M. A., Powell K. A., Lucker P. L. et Weimer C.** 2009. CALIPSO lidar description and performance assessment. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(7) : 1214–1228.
- Husar R. B., Prospero J. M. et Stowe L. L.** 1997. Characterization of tropospheric aerosols over the oceans with the NOAA advanced very high resolution radiometer optical thickness operational product. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 102(D14) : 16889–16909.

- 
- Ialongo I., Buchard V., Brogniez C., Casale G. et Siani A.** 2010. Aerosol Single Scattering Albedo retrieval in the UV range : an application to OMI satellite validation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(2) : 331–340.
- 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.
- Jamet C., Moulin C. et Thiria S.** 2004. Monitoring aerosol optical properties over the Mediterranean from SeaWiFS images using a neural network inversion. *Geophysical Research Letters*, 31(13).
- Jankowiak I. et Tanré D.** 1992. Satellite climatology of Saharan dust outbreaks : Method and preliminary results. *Journal of Climate*, 5(6) : 646–656.
- Jethva H., Torres O. et Ahn C.** 2014. Global assessment of OMI aerosol single-scattering albedo using ground-based AERONET inversion. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 119(14) : 9020–9040.
- Jickells T., An Z., Andersen K. K., Baker A., Bergametti G., Brooks N., Cao J., Boyd P., Duce R., Hunter K. et al.** 2005. Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate. *science*, 308(5718) : 67–71.
- Jickells T. D. et Spokes L. J.** 2001. Atmospheric iron inputs to the oceans. *IUPAC series on analytical and physical chemistry of environmental systems*, 7 : 85–122.
- Johnson B., Osborne S., Haywood J. et Harrison M.** 2008. Aircraft measurements of biomass burning aerosol over West Africa during DABEX. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D23).
- Jones C., Mahowald N. et Luo C.** 2003. The role of easterly waves on African desert dust transport. *Journal of Climate*, 16(22) : 3617–3628.
- Junge C.** 1979. The importance of mineral dust as an atmospheric constituent. *Saharan dust*, pages 49–60.
- Junge C. E.** 1958. Atmospheric chemistry. *Advances in geophysics*, 4 : 1–108.
- Jury M. R. et Santiago M. J.** 2010. Composite analysis of dust impacts on African easterly waves in the Moderate Resolution Imaging Spectrometer era. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 115(D16).
- Kalu A.** 1979. The African dust plume : Its characteristics and propagation across West Africa in winter, Saharan Dust : Mobilization, Transport, Deposition C. Morales, 95–118.

- Karyampudi V. M., Palm S. P., Reagen J. A., Fang H. et al.** 1999. Validation of the Saharan dust plume conceptual model using lidar, Meteosat, and ECMWF data. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(6) : 1045.
- Kaufman Y., Koren I., Remer L., Tanré D., Ginoux P. et Fan S.** 2005. Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 110(D10).
- Kiladis G. N., Thorncroft C. D. et Hall N. M.** 2006. Three-dimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part I : Observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63(9) : 2212–2230.
- Knaapen A. M., Shi T., Borm P. J. et Schins R. P.** 2002. Soluble metals as well as the insoluble particle fraction are involved in cellular DNA damage induced by particulate matter. In *Oxygen/Nitrogen Radicals : Cell Injury and Disease*, pages 317–326. Springer.
- Knippertz P. et Fink A. H.** 2008. Dry-season precipitation in tropical West Africa and its relation to forcing from the extratropics. *Monthly Weather Review*, 136(9) : 3579–3596.
- Knippertz P. et Todd M. C.** 2010. The central west Saharan dust hot spot and its relation to African easterly waves and extratropical disturbances. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 115(D12).
- Kocha C.** 2011. *Interactions entre poussières désertiques et convection profonde en Afrique de l'Ouest : observation et modélisation à échelle convective*. Th. de Doctorat, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.
- Konare A., Zakey A., Solmon F., Giorgi F., Rauscher S., Ibrah S. et Bi X.** 2008. A regional climate modeling study of the effect of desert dust on the West African monsoon. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D12).
- Koren I., Kaufman Y. J., Washington R., Todd M. C., Rudich Y., Martins J. V. et Rosenfeld D.** 2006. The Bodélé depression : a single spot in the Sahara that provides most of the mineral dust to the Amazon forest. *Environmental Research Letters*, 1(1) : 014005.
- Lafore J., Chapelet P., Mumba Z., Chapelon N., Dufresne M., Agbabu R., Abdoul-Aziz A., Hamidou H., Asencio N., Couvreur F. et al.** 2007. Forecaster's

---

guide for west african synthetic analysis. Technical report, forecast. Technical report, Deliverable for AMMA available from <https://www.ammaeu.org>.

**Laurent B., Marticorena B., Bergametti G., Léon J. et Mahowald N.** 2008. Modeling mineral dust emissions from the Sahara desert using new surface properties and soil database. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D14).

**Lavaysse C., Flamant C., Janicot S., Parker D., Lafore J.-P., Sultan B. et Pelon J.** 2009. Seasonal evolution of the West African heat low : a climatological perspective. *Climate Dynamics*, 33(2-3) : 313–330.

**Leduc-Leballeur M., Eymard L. et De Coëtlogon G.** 2011. Observation of the marine atmospheric boundary layer in the Gulf of Guinea during the 2006 boreal spring. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(657) : 992–1003.

**Legrand M., Plana-Fattori A., N’doumé C. et al.** 2001. Satellite detection of dust using the IR imagery of Meteosat. I- Infrared difference dust index. *Journal of Geophysical Research*, 106(D16) : 18251–18274.

**Léon J.-F., Derimian Y., Chiapello I., Tanré D., Podvin T., Chatenet B., Diallo A. et Deroo C.** 2009. Aerosol vertical distribution and optical properties over M’Bour (16.96 W ; 14.39 N), Senegal from 2006 to 2008. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(23) : 9249–9261.

**Levelt P. F., van den Oord G. H., Dobber M. R., Malkki A., Visser H., de Vries J., Stammes P., Lundell J. O. et Saari H.** 2006. The ozone monitoring instrument. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 44(5) : 1093–1101.

**Liu D., Wang Y., Wang Z. et Zhou J.** 2012. The three-dimensional structure of transatlantic African dust transport : a new perspective from CALIPSO LIDAR measurements. *Advances in Meteorology*, 2012.

**Liu H., Jacob D. J., Bey I. et Yantosca R. M.** 2001. Constraints from <sup>210</sup>Pb and <sup>7</sup>Be on wet deposition and transport in a global three-dimensional chemical tracer model driven by assimilated meteorological fields. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D11) : 12109–12128.

**Liu Z., Omar A., Hu Y., Vaughan M., Winker D., Poole L. et Kovacs T.** 2005. CALIOP algorithm theoretical basis document. Part 3 : Scene classification algorithms. *NASA-CNES document PC-SCI-203*.

- Ma P.-L., Zhang K., Shi J. J., Matsui T. et Arking A.** 2012. Direct radiative effect of mineral dust on the development of African Easterly waves in late summer, 2003–07. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(12) : 2090–2104.
- Malavelle F.** 2011. *Effets direct et semi-direct des aérosols en Afrique de l'ouest pendant la saison sèche*. Th. de Doctorat, Université Paul Sabatier-Toulouse III.
- Maring H., Savoie D., Izaguirre M., Custals L. et Reid J.** 2003. Mineral dust aerosol size distribution change during atmospheric transport. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 108(D19).
- Marsham J. H., Parker D. J., Grams C. M., Taylor C. M. et Haywood J. M.** 2008. Uplift of Saharan dust south of the intertropical discontinuity. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D21).
- Martcorena B. et Bergametti G.** 1996. Two-year simulations of seasonal and inter-annual changes of the Saharan dust emissions. *Geophysical Research Letters*, 23(15) : 1921–1924.
- Martcorena B., Chatenet B., Rajot J.-L., Traoré S., Coulibaly M., Diallo A., Koné I., Maman A., NDiaye T. et Zakou A.** 2010. Temporal variability of mineral dust concentrations over West Africa : analyses of a pluriannual monitoring from the AMMA Sahelian Dust Transect. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(18) : 8899–8915.
- Martin J. H.** 1992. Iron as a limiting factor in oceanic productivity. In *Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea*, pages 123–137. Springer.
- Martiny N. et Chiapello I.** 2013. Assessments for the impact of mineral dust on the meningitis incidence in West Africa. *Atmospheric Environment*, 70 : 245–253.
- McKendry I., Strawbridge K. et Jones A.** 2011. Continuous 1064/532 nm lidar measurements (CORALNet-UBC) in Vancouver, British Columbia : Selected results from a year of operation. *Atmosphere-Ocean*, 49(1) : 32–40.
- Mellor G. L. et Yamada T.** 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics*, 20(4) : 851–875.
- Middleton N. et Goudie A.** 2001. Saharan dust : sources and trajectories. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 26(2) : 165–181.

- 
- Mielonen T., Arola A., Komppula M., Kukkonen J., Koskinen J., de Leeuw G. et Lehtinen K.** 2009. Comparison of CALIOP level 2 aerosol subtypes to aerosol types derived from AERONET inversion data. *Geophysical Research Letters*, 36(18).
- Migon C., Copinmontegut G., Elégant L. et Morelli J.** 1989. Etude de l'apport atmosphérique en sels nutritifs au milieu côtier méditerranéen et implications biogéochimiques. *Oceanologica acta*, 12(2) : 187–191.
- Mokhtari M.** 2012. *Amélioration de la prise en compte des aérosols terrigènes dans les modèles atmosphériques à moyenne échelle*. Th. de Doctorat, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.
- Mortier A.** 2013. *Tendances et variabilités de l'aérosol atmosphérique à l'aide du couplage Lidar/Photomètre sur les sites de Lille et Dakar*. Th. de Doctorat, Lille 1.
- Mortier A., Goloub P., Derimian Y., Tanré D., Podvin T., Blarel L., Deroo C., Marticorena B., Diallo A. et Ndiaye T.** 2016. Climatology of aerosol properties and clear-sky shortwave radiative effects using Lidar and Sun photometer observations in the Dakar site. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*.
- Moulin C.** 1997. *Transport atmosphérique des poussières africaines sur la Méditerranée et l'Atlantique : climatologie satellitale à partir des images Météosat VIS(1983-1994) et relations avec le climat*. Th. de Doctorat.
- Moulin C. et Chiapello I.** 2004. Evidence of the control of summer atmospheric transport of African dust over the Atlantic by Sahel sources from TOMS satellites (1979–2000). *Geophysical research letters*, 31(2).
- Mulitza S., Heslop D., Pittauerova D., Fischer H. W., Meyer I., Stuut J.-B., Zabel M., Mollenhauer G., Collins J. A., Kuhnert H. et al.** 2010. Increase in African dust flux at the onset of commercial agriculture in the Sahel region. *Nature*, 466(7303) : 226–228.
- Münkel C., Eresmaa N., Räsänen J. et Karppinen A.** 2007. Retrieval of mixing height and dust concentration with lidar ceilometer. *Boundary-layer meteorology*, 124(1) : 117–128.
- Munkel C. et Rasanen J.** 2004. New optical concept for commercial lidar ceilometers scanning the boundary layer. In *Remote Sensing*, pages 364–374. International Society for Optics and Photonics.

- Ndoye S.** 2016. *Fonctionnement dynamique du centre d'upwelling sud-sénégalais : approche par la modélisation réaliste et l'analyse d'observations satellite de température de surface de la mer.* Th. de Doctorat, UCAD 1.
- Omar A. H., Winker D. M., Vaughan M. A., Hu Y., Trepte C. R., Ferrare R. A., Lee K.-P., Hostetler C. A., Kittaka C., Rogers R. R. et al.** 2009. The CALIPSO automated aerosol classification and lidar ratio selection algorithm. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(10) : 1994–2014.
- Osborne S., Johnson B., Haywood J., Baran A., Harrison M. et McConnell C.** 2008. Physical and optical properties of mineral dust aerosol during the Dust and Biomass-burning Experiment. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D23).
- Ozer P.** 2000. *Les lithométéores en région sahélienne : un indicateur climatique de la désertification.* Th. de Doctorat, Université de Liège Faculté des sciences Liège Belgique, Liège, Belgique.
- Pehkonen S. O., Siefert R., Erel Y., Webb S. et Hoffmann M. R.** 1993. Photoreduction of iron oxyhydroxides in the presence of important atmospheric organic compounds. *Environmental science & technology*, 27(10) : 2056–2062.
- Petzold A., Veira A., Mund S., Esselborn M., Kiemle C., Weinzierl B., Hamburger T., Ehret G., Lieke K. et Kandler K.** 2011. Mixing of mineral dust with urban pollution aerosol over Dakar (Senegal) : impact on dust physico-chemical and radiative properties. *Tellus B*, 63(4) : 619–634.
- Peyrille P.** 2006. *Etude idéalisée de la mousson ouest-africain à partir d'un modèle numérique bi-dimensionnel.* Th. de Doctorat, Toulouse 3.
- Pilon R.** 2013. *Transport et élimination des radionucléides naturels par les processus nuageux : Mécanismes et représentation dans un modèle de climat.* Th. de Doctorat.
- Pilon R., Grandpeix J.-Y. et Heinrich P.** 2015. Representation of transport and scavenging of trace particles in the Emanuel moist convection scheme. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(689) : 1244–1258.
- Plumb R. A. et Hou A. Y.** 1992. The response of a zonally symmetric atmosphere to subtropical thermal forcing : Threshold behavior. *Journal of the atmospheric sciences*, 49(19) : 1790–1799.

- 
- Prospero J.** 1996. Saharan dust transport over the North Atlantic Ocean and Mediterranean : an overview. In *The impact of desert dust across the Mediterranean*, pages 133–151. Springer.
- Prospero J. M.** 2006. Saharan dust impacts and climate change. *Oceanography*, 19(2) : 60.
- Prospero J. M. et Carlson T. N.** 1970. Radon-222 in the North Atlantic trade winds : Its relationship to dust transport from Africa. *Science*, 167(3920) : 974–977.
- Prospero J. M. et Carlson T. N.** 1972. Vertical and areal distribution of Saharan dust over the western equatorial North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 77(27) : 5255–5265.
- Prospero J. M. et Lamb P. J.** 2003. African droughts and dust transport to the Caribbean : Climate change implications. *Science*, 302(5647) : 1024–1027.
- Prospero J. M. et Mayol-Bracero O. L.** 2013. Understanding the transport and impact of African dust on the Caribbean basin. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(9) : 1329–1337.
- Pu B. et Cook K. H.** 2010. Dynamics of the West African westerly jet. *Journal of Climate*, 23(23) : 6263–6276.
- Rajot J.-L., Touré A. A., Desboeufs K., Formenti P., Marticorena B. et Sow M.** 2012. Le cycle des aérosols terrigènes au Sahel : ce qu’AMMA nous a appris.
- Ramade F.** 2011. *Introduction à l'écochimie : les substances chimiques de l'écosphère à l'homme*. Lavoisier.
- Ramage C. S.** 1971. Monsoon meteorology. Technical report.
- Rio C. et Hourdin F.** 2015. A thermal plume model for the convective boundary layer : Representation of cumulus clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72(9).
- Risom L., Møller P. et Loft S.** 2005. Oxidative stress-induced DNA damage by particulate air pollution. *Mutation Research/Fundamental and Molecular Mechanisms of Mutagenesis*, 592(1) : 119–137.
- Roberts A. et Knippertz P.** 2012. Haboobs : convectively generated dust storms in West Africa. *Weather*, 67(12) : 311–316.
- Ruddiman W. F.** 2001. *Earth's Climate : past and future*. Macmillan.

- Ryder C., Highwood E., Lai T., Sodemann H. et Marsham J. 2013. Impact of atmospheric transport on the evolution of microphysical and optical properties of Saharan dust. *Geophysical Research Letters*, 40(10) : 2433–2438.
- Sadourny R. et Laval K. 1984. January and July performance of the LMD general circulation model. *New Perspectives in Climate Modeling*, 1 : 173–197.
- Sarthou G., Baker A. R., Blain S., Achterberg E. P., Boye M., Bowie A. R., Croot P., Laan P., de Baar H. J., Jickells T. D. et al. 2003. Atmospheric iron deposition and sea-surface dissolved iron concentrations in the eastern Atlantic Ocean. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 50(10) : 1339–1352.
- Sayer A., Hsu N., Bettenhausen C., Ahmad Z., Holben B., Smirnov A., Thomas G. et Zhang J. 2012. SeaWiFS Ocean Aerosol Retrieval (SOAR) : Algorithm, validation, and comparison with other data sets. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 117(D3).
- Schepanski K., I., Laurent B., Heinold B. et Macke A. 2007. A new Saharan dust source activation frequency map derived from MSG-SEVIRI IR-channels. *Geophysical Research Letters*, 34(18).
- Schepanski K., I., Todd M., Heinold B., Bönisch G., Laurent B. et Macke A. 2009a. Meteorological processes forcing Saharan dust emission inferred from MSG-SEVIRI observations of subdaily dust source activation and numerical models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114(D10).
- Schepanski K., Tegen I. et Macke A. 2009b. Saharan dust transport and deposition towards the tropical northern Atlantic. *Atmos. Chem. Phys*, 9(4) : 1173–1189.
- Schmechtig C., Marticorena B., Chatenet B., Bergametti G., Rajot J.-L. et Coman A. 2011. Simulation of the mineral dust content over Western Africa from the event to the annual scale with the CHIMERE-DUST model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(14) : 7185–7207.
- Schuetz L. 1989. Atmospheric mineral dust-properties and source markers. In *Paleoclimatology and Paleometeorology : Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*, pages 359–383. Springer.
- Schütz L. 1980. Long range transport of desert dust with special emphasis on the Sahara. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 338(1) : 515–532.
- Schütz L. et Seibert M. 1987. Mineral aerosols and source identification. *Journal of aerosol science*, 18(1) : 1–10.

- 
- Senghor H., Machu É., Hourdin F. et Gaye A. T.** 2017. Seasonal cycle of desert aerosols in western Africa : analysis of the coastal transition with passive and active sensors. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(13) : 8395–8410.
- Skonieczny C., Bory A., Bout-Roumazelles V., Abouchami W., Galer S., Crosta X., Diallo A. et Ndiaye T.** 2013. A three-year time series of mineral dust deposits on the West African margin : sedimentological and geochemical signatures and implications for interpretation of marine paleo-dust records. *Earth and Planetary Science Letters*, 364 : 145–156.
- Skonieczny C., Bory A., Bout-Roumazelles V., Abouchami W., Galer S., Crosta X., Stuut J.-B., Meyer I., Chiapello I., Podvin T. et al.** 2011. The 7–13 March 2006 major Saharan outbreak : Multiproxy characterization of mineral dust deposited on the West African margin. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 116(D18).
- Slutsker I. et Kinne S.** 1999. Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols. *J Geophys Res*, 104(3133331349) : 00093–5.
- Sokolik I., Winker D., Bergametti G., Gillette D., Carmichael G., Kaufman Y., Gomes L., Schuetz L. et Penner J.** 2001. Introduction to special section : Outstanding problems in quantifying the radiative impacts of mineral dust. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D16) : 18015–18027.
- Solmon F., Chuang P., Meskhidze N. et Chen Y.** 2009. Acidic processing of mineral dust iron by anthropogenic compounds over the north Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114(D2).
- Sportisse B.** 2007. A review of parameterizations for modelling dry deposition and scavenging of radionuclides. *Atmospheric Environment*, 41(13) : 2683–2698.
- Stull R. B.** 2012. *An introduction to boundary layer meteorology*, volume 13. Springer Science & Business Media.
- Stuut J.-B., Zabel M., Ratmeyer V., Helmke P., Schefuß E., Lavik G. et Schneider R.** 2005. Provenance of present-day eolian dust collected off NW Africa. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 110(D4).
- Sultan B., Janicot S. et Drobinski P.** 2007. Characterization of the diurnal cycle of the West African monsoon around the monsoon onset. *Journal of climate*, 20(15) : 4014–4032.

- Sutton L.** 1925. Haboobs. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 51(213) : 25–30.
- Tegen I.** 2003. Modeling the mineral dust aerosol cycle in the climate system. *Quaternary Science Reviews*, 22(18) : 1821–1834.
- Tegen I., Harrison S. P., Kohfeld K., Prentice I. C., Coe M. et Heimann M.** 2002. Impact of vegetation and preferential source areas on global dust aerosol : Results from a model study. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 107(D21).
- Tegen I., Schepanski K. et Heinold B.** 2013. Comparing two years of Saharan dust source activation obtained by regional modelling and satellite observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(5) : 2381–2390.
- Thorncroft C. et Blackburn M.** 1999. Maintenance of the African easterly jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125(555) : 763–786.
- Thorncroft, Chris D H. N. M. J. K. G. N.** 2008. Three-Dimensional Structure and Dynamics of African Easterly Waves. Part III : Genesis. *Journal of Atmospheric sciences*, 65 : 3596–3607.
- Thorpe A. J. et Guymer T. H.** 1977. The nocturnal jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 103(438) : 633–653.
- Tsaknakis G., Papayannis A., Kokkalis P., Amiridis V., Kambezidis H., Mammouri R., Georgoussis G. et Avdikos G.** 2011. Inter-comparison of lidar and ceilometer retrievals for aerosol and Planetary Boundary Layer profiling over Athens, Greece. *Atmospheric Measurement Techniques*, 4(6) : 1261–1273.
- Tsamalis C., Chédin A., Pelon J. et Capelle V.** 2013. The seasonal vertical distribution of the Saharan Air Layer and its modulation by the wind. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(22) : 11235–11257.
- Tulet P., Mallet M., Pont V., Pelon J. et Boone A.** 2008. The 7–13 March 2006 dust storm over West Africa : Generation, transport, and vertical stratification. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D23).
- Vaisala** 2010. Vaisala Boundary Layer View Software BL-VIEW. [www.vaisala.com](http://www.vaisala.com).
- Veselovskii I., Goloub P., Podvin T., Bovchaliuk V., Derimian Y., Augustin P., Fourmentin M., Tanre D., Korenskiy M., Whiteman D. et al.** 2016. Retrieval of optical and physical properties of African dust from multiwavelength Raman lidar

- 
- measurements during the SHADOW campaign in Senegal. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(11) : 7013.
- Vuolo M. R., Chepfer H., Menut L. et Cesana G.** 2009. Comparison of mineral dust layers vertical structures modeled with CHIMERE-DUST and observed with the CALIOP lidar. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114(D9).
- Wagener T.** 2008. *Le fer à l'interface océan-atmosphère : Flux et processus de dissolution dans l'eau de mer*. Th. de Doctorat, Université de la Méditerranée-Aix-Marseille II.
- Wang M., Bailey S., Pietras C., McClain C. et Riley T.** 2000. SeaWiFS aerosol optical thickness matchup analyses. *The Sea-WiFS Postlaunch Technical Report Series*, 10 : 39–44.
- Weinzierl B., Ansmann A., Prospero J., Althausen D., Benker N., Chouza F., Dollner M., Farrell D., Fomba W., Freudenthaler V. et al.** 2016. The Saharan Aerosol Long-range Transport and Aerosol-Cloud-Interaction Experiment (SALTRACE) : overview and selected highlights. *Bulletin of the American Meteorological Society*, (2016).
- Westphal D. L., Toon O. B. et Carlson T. N.** 1987. A two-dimensional numerical investigation of the dynamics and microphysics of Saharan dust storms. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 92(D3) : 3027–3049.
- Whitby K.** 1977. Physical characterization of aerosols. *Methods and standards for environmental measurement*, 464 : 165–172.
- Winker D.** 2003. Accounting for multiple scattering in retrievals from space lidar. In *Proc. of SPIE Vol*, volume 5059, page 129.
- Winker D. M., Hostetler C., Vaughan M. et Omar A.** 2006. CALIOP Algorithm Theoretical Basis Document, Part 1 : CALIOP Instrument, and Algorithms Overview. *Release*, 2 : 29.
- Winker D. M., Hunt W. H. et McGill M. J.** 2007. Initial performance assessment of CALIOP. *Geophysical Research Letters*, 34(19).
- Yahi H.** 2010. *Méthodologie de prévision de la pollution atmosphérique particulaire : vers une télédétection satellitaire*. Littoral.
- Yu H., Chin M., Bian H., Yuan T., Prospero J. M., Omar A. H., Remer L. A., Winker D. M., Yang Y., Zhang Y. et al.** 2015. Quantification of trans-Atlantic

dust transport from seven-year (2007–2013) record of CALIPSO lidar measurements. *Remote Sensing of Environment*, 159 : 232–249.

**Zender C. S., Bian H. et Newman D.** 2003. Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model : Description and 1990s dust climatology. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 108(D14).