UNIVERSITE PIERRE ET MARIE-CURIE - PARIS VI

Ecole doctorale

Sciences de l'environnement en Ile de France

THÈSE

Préparée pour l'obtention du grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ PARIS VI

Par

Diana BOU KARAM

Présentée et soutenue publiquement

Le 18 Décembre 2008

Mécanismes de soulèvement d'aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest

Sous la direction de

Cyrille FLAMANT et Pierre FLAMANT

M. Michel CABANE	Président
M. Didier TANRÉ	Rapporteur
M. Jean-Pierre CHABOUREAU	Rapporteur
Mme. Béatrice MARTICORENA	Examinatrice
M. Pierre TULET	Examinateur
M. Peter KNIPPERTZ	Examinateur
M. Martin TODD	Invité
M. Didier RENAUT	Invité
M. Cyrille FLAMANT	Directeur de thèse
M. Pierre FLAMANT	Co-directeur de thèse

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION 9

CHAPITRE 1: LE CLIMAT EN AFRIQUE DE L'OUEST 15

1.1 Introduction 17
1.2 Géomorphologie du continent Africain au nord de l'Equateur 17
1.3 La saison sèche 20
1.3.1 Les jets de basses couches 21
1.4 La saison de Mousson 23
1.4.1 La circulation de Mousson 23
1.4.1.1 Dans les basses couches 24
- Le Flux de mousson 24
- Le Flux d'Harmattan 24
- Le Front Intertropical 25
1.4.1.2 En moyenne et haute troposphère 26
1.4.2 Les zones de convection humide et sèche 27
1.4.2.1 La Zone de Convergence Intertropicale 27
1.4.2.1 La dépression thermique 27
1.5 La saison de transition 28

CHAPITRE 2: LES AÉROSOLS DÉSERTIQUES EN AFRIQUE AU NORD DE L'EQUATEUR 31

2.1 Introduction 35
2.2 Les aérosols minéraux 35
2.2.1 Les estimations globales des émissions 35
2.2.2 Le cycle des aérosols minéraux 37
2.3 Les zones sources 39
2.3.1 La formation des sols érodables en région source 39
2.3.2 Principales zones sources à l'échelle globale 40
2.3.3 Les zones sources en Afrique au Nord de l'Equateur 42
2.4 Variabilités temporelles des émissions en Afrique au nord de l'Equateur 45
2.4.1 Cycle diurne 45
2.4.2 Variabilité intrasaisonnière 46
2.4.3 Cycle annuel 47
2.4.4 Variabilité interannuelle 50
2.4.5 Variabilité multiannuelle 52
2.5 Variabilités temporelles du transport des aérosols désertiques depuis l'Afrique au Nord de l'Equateur 54

2.6 Mécanismes de soulèvements d'aérosols minéraux en Afrique 56

au nord de l'Equateur
2.6.1 Les jets de basses couches 56
2.6.2 Les courants de densité associés à la convection humide 57
- Liés au forçage orographique 57
- Liés aux Haboobs 57
2.6.3 Activité cyclonique 58
- Cyclones Méditerranéens 58
- Cyclones Sahéliens 59
2.6.4 Dynamique du Front Intertropical 59
2.7 Impacts des aérosols désertiques sur le climat 60
2.7.1 Propriétés optiques des aérosols désertiques et leur impact radiatif 61
- Direct 61
- Indirect 63
2.8 Conclusions 64

CHAPITRE 3: MOYENS D'OBSERVATION ET DE MODÉLISATION DU CYCLE DES AÉROSOLS DÉSERTIQUES DANS LE CADRE DE LA THÈSE 65

3.1 Introduction 69
3.2 Les Observations spatiales 70
3.2.1 OMI 70
3.2.2 SEVIRI 71
3.2.3 MODIS 71
3.2.4 CALIPSO 72
3.3 Les Observations Lidar aéroportées 73
3.3.1 Présentation du lidar à absorption différentielle aéroporté LEANDRE 2 74
3.3.2 Déploiement de LEANDRE 2 durant AMMA 75
3.4 Modélisations du cycle des aérosols minéraux par le modèle MesoNH 76
3.4.1 Présentation de l'outil numérique MesoNH 76
3.4.2 Modélisation des émissions d'aérosols minéraux 79
3.4.2.1 Mode de production de l'aérosol minéral 79
3.4.2.1.1 Action du vent sur le sol 79
3.4.2.1.2 Mise en mouvement des agrégats constitutifs du sol 80
A- Bilan des forces exercées sur un agrégat 80
B- Facteurs dont dépend la vitesse de friction seuil U_t^* 81
3.4.2.1.3 Les différents mouvements des particules mobilisées 82

3.4.2.2 Présentation de l'outil numérique DEAD 85
3.4.2.2.1 Paramétrisation de la vitesse de friction seuil 85
3.4.2.2.2 Le flux horizontal de saltation 87
3.4.2.2.3 Le flux vertical de particules 87
3.4.2.2.4 Le couplage avec MesoNH 88
3.4.3 Modélisation du transport et du dépôt sec et humide. 88
3.4.4 Le couplage avec un code de transfert radiatif 89
3.4.5 Conclusions 91
3.5 Conclusions 92

CHAPITRE 4: SOULÈVEMENTS D'AÉROSOLS LIÉS AUX JETS DE BASSES COUCHES DANS LA RÉGION DE BODÉLÉ 93

4.1 Introduction 97
4.2 Les caractéristiques de la région de Bodélé 97
4.3 La campagne BoDEx 2005 100
4.3.1 Description de la campagne 100
4.3.2 Principaux résultats 102
4.4 Modélisations des soulèvements liés aux jets de basses couches dans la région de Bodélé 103
4.4.1 Période simulée 104
4.4.2 Zone simulée 104
4.4.3 Résultats 105
4.4.3.1 Champs de vents 105
4.4.3.2 Champs de concentration en aérosols minéraux 108
4.4.3.3 Champs d'épaisseur optique en aérosols minéraux 108
4.4.4 Conclusions 109
4.5 Étude comparative inter-modèles de la modélisation des soulèvements liés aux LLJ dans la région de Bodélé 110
4.5.1 Les principaux résultats 110
4.5.2 Détails de l'étude 111
4.5.3 Conclusions 151

CHAPITRE 5: SOULÈVEMENTS D'AÉROSOLS LIÉS AU FRONT DE MOUSSON 153

5.1 Introduction 155
5.2 Principaux résultats 155
5.3 Mise en évidence d'un nouveau mécanisme de soulèvements d'aérosols en Afrique de l'Ouest 161
5.4 Simulation du mécanisme identifié et estimation des émissions 177

d'aérosols qui lui sont associées
5.5 conclusions 201

CHAPITRE 6:LA FORMATION DE CYCLONES DANS LA RÉGION DU FIT ET LEURS IMPLICATIONS SUR L'ÉMISSION ET LE TRANSPORT D'AÉROSOLS MINÉRAUX AU-DESSUS DU SAHEL-SAHARA 203

6.1 Introduction 205
6.2 Description du mécanisme 206
6.3 Conclusions 234

CHAPITRE 7: CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES 235

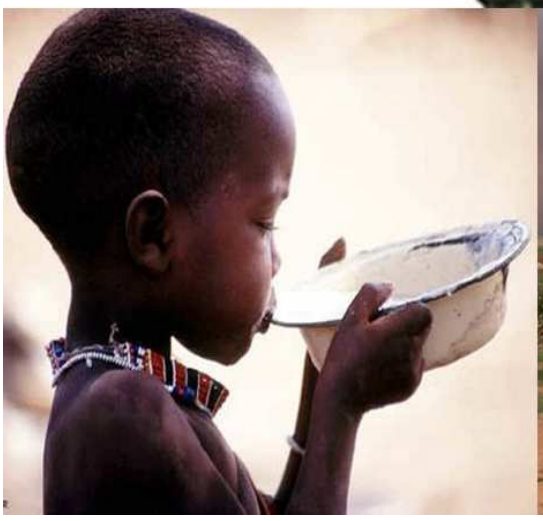
ANNEXE 241

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 271

REMERCIEMENTS

INTRODUCTION







L'Afrique de l'Ouest compte parmi les régions les plus pauvres au regard de l'économie mondiale. Pour subvenir à ses besoins, elle reste actuellement extrêmement dépendante de son agriculture, laquelle dépend largement des ressources en eau, approvisionnées une fois par an durant la saison de Mousson.

Après avoir connu une période d'une vingtaine d'années excédentaires en précipitations, l'Afrique de l'Ouest, plus particulièrement la région sahélienne, connaît depuis la fin des années 1960 un déficit pluviométrique, ponctué de périodes de sécheresse intense, survenues au cours des années 70 et 80, marquées par un manque de près de 180 mm de pluie par rapport aux deux décennies précédentes (*Lebel et al.,* 2000*; Le Barbé et al.,* 2002).

Les conséquences de cette sécheresse ont été dramatiques pour les populations locales, pour qui sècheresse est synonyme de famine et d'effondrement de l'économie locale (*Wang et Eltahir,* 2000). Au-delà des impacts locaux de la variabilité des précipitations en Afrique de l'Ouest, ceci impacte également le climat à l'échelle du globe étant donné que l'Afrique tropicale est l'une de ses principales sources de chaleur d'origine continentale.

Vu l'importance des impacts de la variabilité du climat en Afrique de l'Ouest sur les activités humaines a l'échelle régionale et globale, il est devenu fondamental de mieux comprendre les mécanismes physiques à l'origine de cette variabilité de manière a en améliorer la prévision. Ainsi, de nombreuses études ont été menées à travers des campagnes internationales, comme GATE (GARP *Atlantic Tropical Experiment,* 1974), WAMEX (*West African Monsoon EXperiment,* 1979), (HAPEX-Sahel *Hydrologic and Atmospheric Pilot Experiment in the Sahel* , 1992) et aujourd'hui AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine), dans l'objectif de comprendre les modes de variabilités des pluies en Afrique de l'Ouest ceci en analysant le facteur climatique majeur dans cette région: la mousson Africaine.

Aujourd'hui, les scientifiques soupçonnent le réchauffement des eaux du proche Atlantique (*Folland et al.,* 1986*; Janicot et al.,* 1996 *; Semazzi et al.,* 1996) et le changement d'état des surfaces continentales (déforestation et utilisation des sols, *Charney, 1975; Eltahir, 1998; Xue et al., 2004*) d'être à l'origine de la variabilité de la mousson Ouest Africaine.

Cependant, le rôle de plusieurs paramètres clés dans la variabilité des pluies en Afrique de l'Ouest demeure mal cerné ; en particulier l'impact des aérosols désertiques sur le bilan radiatif en Afrique de l'Ouest et par conséquence sur la dynamique de la mousson Ouest Africaine. D'autant plus que, cette région représente la principale zone source d'aérosols

minéraux à l'échelle du globe (avec une contribution de 50% à la production globale, *Zender et al.,* 2003a) et que la corrélation entre la sécheresse au Sahel et l'augmentation de la teneur en poussières minérales dans l'atmosphère est dors et déjà établie (*N'Tchayi et al.,* 1994, 1997), même si la cause de ce phénomène reste inconnue. S'agit-il d'un changement des facteurs météorologiques impliqués dans les émissions d'aérosols (i.e augmentation de l'intensité des vents en période de sécheresse)? D'une diminution de la végétation? Ou d'une combinaison de ces deux facteurs?

De plus, de nombreuses études ont montré que l'activité annuelle en aérosols désertiques en Afrique au nord de l'Equateur, est maximale durant la saison de mousson, particulièrement durant les mois de Juin-Juillet (*Engelstaedter et Washington,* 2007a; *Schepanski et al.,* 2007). Ceci en coïncidence avec la progression vers le nord de la mousson et du passage du front intertropical au-dessus des zones sources d'aérosols désertiques en Afrique au nord de l'Equateur.

Etant donné ces éléments, il est devenu indispensable d'évaluer l'effet radiatif des aérosols désertiques sur le bilan énergétique en Afrique de l'Ouest; notamment leurs impacts radiatifs sur la dynamique de la dépression thermique (Heat Low) qui pilote en partie, l'intensité et la progression vers le nord de la mousson Africaine (par exemple, le renforcement de la dépression thermique favorise une aspiration vers le nord du flux de mousson). Ceci requiert une connaissance des mécanismes à méso échelle impliqués dans les soulèvements ainsi qu'une bonne représentation dans les modèles atmosphériques de ces mécanismes. En conséquence, l'identification des facteurs météorologiques qui contrôlent les soulèvements d'aérosols minéraux durant la saison de mousson, s'impose comme première étape dans l'évaluation du forçage radiatif des aérosols désertiques et son impact sur la dynamique atmosphérique en Afrique de l'Ouest. La modélisation des émissions d'aérosols désertiques relatives à chaque mécanisme présente, quant à elle, est un pré requis indispensable à toute évaluation rigoureuse de cet impact.

Ce travail s'inscrit dans le cadre de l'étude de l'impact radiatif des aérosols désertiques sur la dynamique de la mousson Africaine et a pour objectifs:

- **Identifier les mécanismes à méso échelle** impliqués dans les soulèvements de poussières désertique en Afrique de l'Ouest et plus particulièrement ceux liés à la dynamique du front inter tropical (FIT, zone de convergence entre la mousson et l'harmattan).

- **Simuler les mécanismes identifiés et les mécanismes connus** afin d'être capable de représenter les émissions d'aérosols relatives à chaque mécanisme ainsi que leur variabilité spatio-temporelle, en intensité et en fréquence.

Dans ce travail de thèse nous chercherons donc prioritairement à compléter nos connaissances sur le cycle des aérosols désertiques en Afrique au nord de l'Equateur. Ainsi, nous déploierons une stratégie visant à combiner observations au sol, aéroportées et spatiales en synergie avec la modélisation à méso échelle.

Une grande partie de ce travail repose sur le projet AMMA (**A**nalyse **M**ultidisciplinaire de la **M**ousson **A**fricaine); projet dont la particularité est de couvrir un large spectre de disciplines scientifiques et de multiples échelles spatiales et temporelles. Ceci permet, en particulier, de traiter les interactions aérosols/dynamique de la mousson Africaine avec un angle d'approche multidisciplinaire.

Les données que nous utiliserons dans cette étude ont été collectées durant deux campagnes de terrain; la campagne BoDEx (**Bo**délé **D**ust **Ex**periment, 2005) et les périodes d'observations spécifiques du projet AMMA, réalisées au Tchad et en Afrique de l'Ouest, respectivement. Ces données seront accompagnées d'un travail de modélisation en trois dimensions avec le modèle MesoNH permettant de compléter les observations dans l'espace et dans le temps.

Par la suite, nous décrirons dans le **chapitre 1,** les principales caractéristiques du climat en Afrique de l'Ouest en soulignant ses éléments clés indispensables pour notre étude.

Le chapitre 2, détaillera le cycle des aérosols désertiques, à travers la formation du matériel érodable des sols, les processus d'émission des aérosols désertiques, les principales zones sources d'émissions et la variabilité temporelles des émissions et du transport des aérosols depuis le continent africain.

Le **chapitre 3** contiendra une description des instruments dont les données seront investiguées dans notre étude et exposera le modèle numérique utilisé à travers une description des paramétrisations des processus impliqués.

Dans le **chapitre 4**, après une brève présentation de la campagne BoDEx 2005, nous étudierons numériquement les soulèvements liés aux jets de basses couches dans une région source à topographie complexe i.e. la région de la dépression de Bodélé au Tchad.

Le **chapitre 5** sera dédié à l'illustration du premier mécanisme de soulèvements d'aérosols, identifié dans le cadre de ce travail de recherche et qui met en évidence le rôle du flux de mousson nocturne dans les émissions d'aérosols au-dessus du Sahel; les forts vents turbulents présents au niveau du front de mousson provoquent des soulèvements intenses d'aérosols et la dynamique spécifique à la région du front Intertropical leur donne le potentiel d'atteindre des altitudes élevées et de pouvoir contribuer au transport à grande échelle. Nous décrirons également dans ce chapitre, à partir des observations aéroportées, la structure de l'atmosphère dans la région du front intertropical y compris les caractéristiques thermodynamiques du flux de mousson, du flux d'Harmattan et du Jet d'Est africain. Enfin, nous nous attacherons dans ce même chapitre à simuler le mécanisme identifié et à quantifier les émissions qui lui sont associées.

Le chapitre 6 sera consacré à la présentation du phénomène de formation de cyclones dans la région de l'ITD mis en évidence dans le cadre de cette thèse. Nous éluciderons, également dans ce chapitre, les implications que pourraient avoir la dynamique des cyclones Sahéliens sur les soulèvements et le transport d'aérosols désertiques.

Enfin, nous conclurons en rappelant les principaux résultats obtenus et nous aborderons les perspectives inspirées par cette étude dans **le chapitre 7**.

I. LE CLIMAT EN AFRIQUE DE L'OUEST



1.1 Introduction 17

1.2 Géomorphologie du continent Africain au nord de l'Equateur 17

1.3 La saison sèche 20

1.3.1 Les jets de basses couches 21

1.4 La saison de Mousson 23

1.4.1 La circulation de Mousson 23

1.4.1.1 Dans les basses couches 24

- Le flux de mousson 24

- Le Flux d'Harmattan 24

- Le Front Intertropical 25

1.4.1.2 En moyenne et haute troposphère 26

1.4.2 Les zones de convection humide et sèche 27

1.4.2.1 La Zone de Convergence Intertropicale 27

1.4.2.1 La dépression thermique 27

1.5 La saison de transition 28

1.1 Introduction

L'Afrique de l'Ouest compte parmi les régions que l'on désigne par zones de mousson (i.e. l'Asie du Sud et l'Australie). Au cours de l'année, elle connait une saison sèche durant les mois de Janvier-Février-Mars, une saison de pluies durant les mois de Juillet-Aout-Septembre et une saison de transition entre les deux durant les mois d'Avril-Mai-Juin. Ce système de saison sèche/saison humide est ponctue de phases plus ou moins intenses de la mousson variant d'année en année.

La circulation atmosphérique dans les basses couches en Afrique de l'Ouest est contrôlée par deux flux principaux: Le flux de mousson et le flux d'Harmattan. En hiver, l'Harmattan, un air sec et chaud en provenance du désert du Sahara, souffle du nord-est vers le sud-ouest, i.e. du continent vers l'océan. Aux environs de la mi-juin, la Zone de Convergence Inter Tropicale (ZCIT), jusque-là située en dessous de 10°N, remonte annonçant le début de la saison humide. Les vents changent et soufflent alors de l'océan vers le continent, apportant un air chargé d'humidité au-dessus des terres. Ce chapitre présente un rappel des caractéristiques générales de chaque saison en détaillant celles nécessaires à la compréhension du travail présenté dans ce document, après avoir donné un aperçu géomorphologique de l'Afrique du Nord.

1.2 Géomorphologie du continent Africain au nord de l'Equateur

La surface continentale en Afrique occidentale est organisée autour de trois bandes zonales, reflétant celle des pluies avec des gradients principalement méridiens (Fig. 1.1): la zone saharienne très sèche occupant la partie la plus au nord (au-delà de 17°N) avec un couvert végétal quasi inexistant et un taux de précipitations moyen annuel à moins de 200 mm; la région guinéenne la plus au sud (en dessous de 12°N) possède une partie de forêt équatoriale et reçoit en moyenne 1500 mm de pluies par an ; et le Sahel qui est la zone de transition entre ces deux régions très contrastées avec des précipitations moyennes annuelles qui varient entre 200 et 1200mm. Ainsi, la frontière climatique entre la région aride du Sahara et la région semi-aride du Sahel, définie par l'isohyète de précipitations 200 $mm.an^{-1}$, est située aux alentours de 17°N (*Dubief*, 1963).

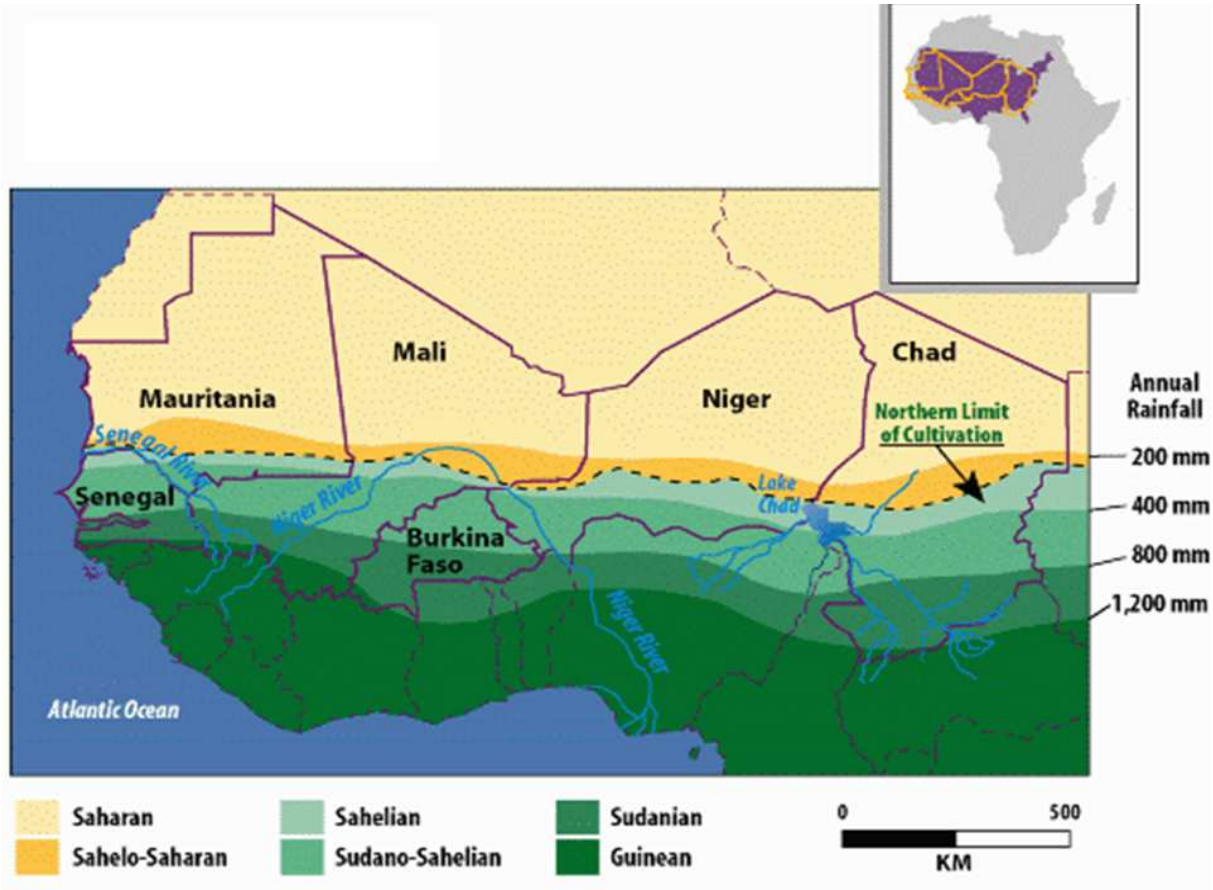


***Figure 1.1**: Distribution des précipitations moyennes annuelles sur l'Afrique de l'Ouest (source:* Famine Early Warning System, *United States Agency for International Development).*

Par ailleurs, cette surface continentale est modulée par la présence de reliefs ayant un rôle sur la circulation atmosphérique. Le relief est principalement composé d'une succession de cuvettes et de massifs peu élevés séparés par des lignes de crêtes discontinues. Les lignes de crêtes étant du nord au sud composées par des massifs (Fig. 1.2): Atlas (4000m), Hoggar-Aïr (3000m), Tibesti (3414m), l'Ennedi (3415m), le Fouta-Djalon (1000m) et le Mont Cameroun (4070m).

En plus des massifs montagneux, quatre autres types de paysages peuvent être rencontré au Sahara associés à différents états de surface (Fig. 1.3, *Callot et al.*, 2000; *Laurent*, 2005):

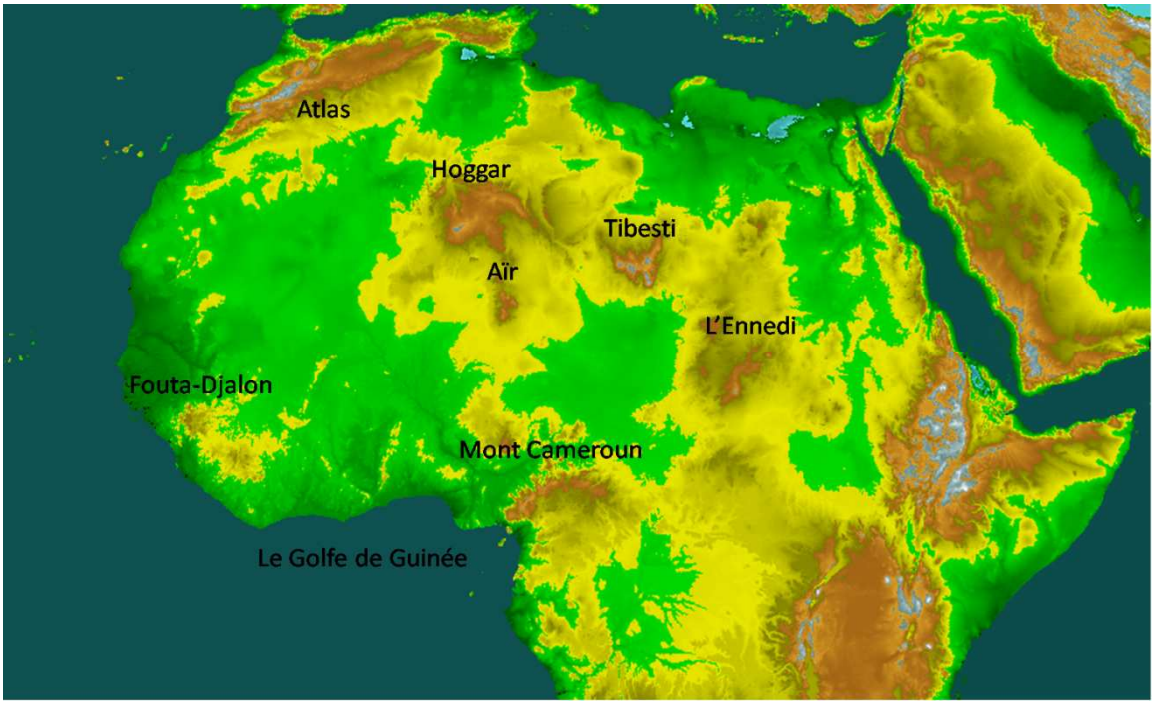


***Figure 1.2**: La carte des reliefs en Afrique de l'Ouest.*

• **Les ergs** sont des étendues de dunes sableuses dans lesquelles on peut observer différents types de dunes, vives ou fixées, et de formes variables. Les principaux ergs du Sahara se situent: en Algérie, en Mauritanie, au Mali, au Niger et en Libye. Le désert de Libye, qui s'étend depuis la Libye jusqu'en Egypte et au Soudan, est plutôt caractérisé par de grandes étendues de sable ondulant (*Marticorena et al.*, 2004).

• **Les regs** sont des surfaces couvertes de petits rochers et de cailloux qui occupent la majeure partie du désert du Sahara. Ces surfaces présentent des seuils d'érosion élevés qui les rendent peu favorables à l'émission de poussières.

• **Les plaines et les dépressions** sont caractérisées par la présence de dépôts argileux ou salées. Ces dépôts proviennent d'anciens lacs ou de cours d'eau qui se sont asséchés suite à des modifications du climat en Afrique et ont alors laissé place à des dépressions. Par exemple, de nombreux lacs sont apparus au cours de périodes humides, notamment dans le nord du Sahara (*Callot,* 1987; *Callot et Fontugne,* 1992; *Petit-Maire,* 1979; *Petit-Maire et Risler,* 1983). L'évaporation de ces lacs, lorsque le climat est devenu aride, a conduit à la formation de plaines riches en sédiments. Ces zones de dépression occupent généralement des surfaces limitées.

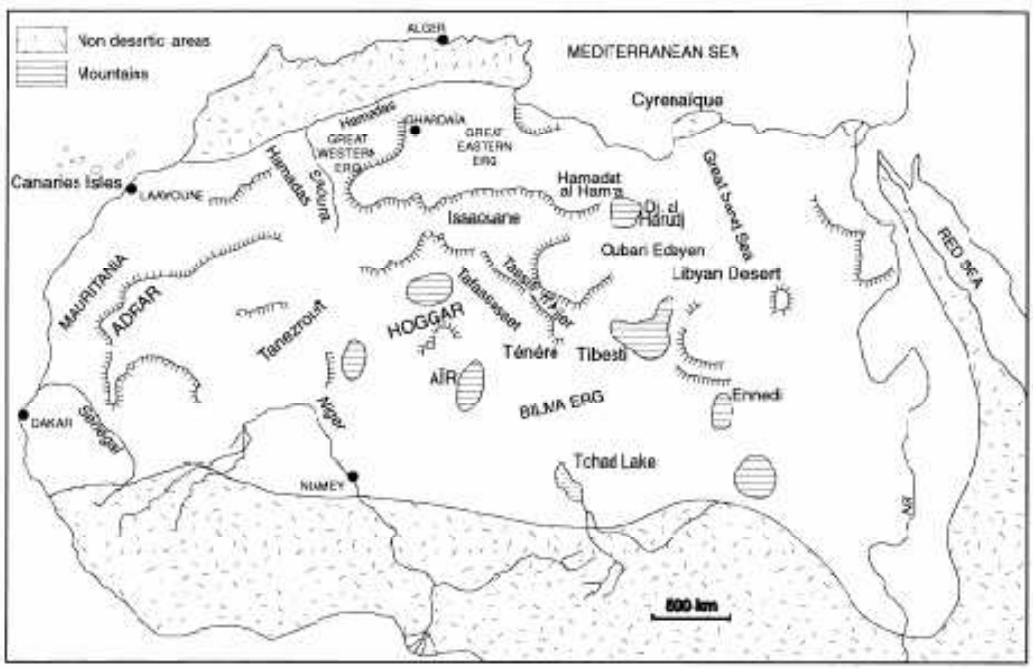


***Figure 1.3**: Les principaux paysages présents en Afrique au nord de l'Equateur selon Callot et al., [2000].*

1.3 La saison sèche

Le climat hivernal en Afrique du Nord et de l'Ouest représente une caractéristique principale; la circulation atmosphérique est dominée par des vents de basses couches appelés Harmattan (*Hastenrath*, 1988). Ces vents sont la réponse au fort gradient de pression méridien résultant de la présence de l'anticyclone de Libye et de la zone de basses pressions au niveau de l'équateur (Fig. 1.3). L'Harmattan de l'Afrique du Nord a donc une origine continentale et parcourt une longue surface désertique où les températures sont élevées et la quantité de vapeur d'eau est extrêmement faible. Ainsi, l'Harmattan est un vent extrêmement sec, chaud la journée, froid durant la nuit et souvent chargé de poussières *(Hamilton et Archibald*, 1945). La saison hivernale, en Afrique au nord de l'Equateur, est également marquée par la formation, durant la nuit, de jets de basses couches (Low Level Jets, LLJs) dans la circulation d'Harmattan. Les LLJs se forment au-dessus du continent Africain tout le long de l'année mais leur fréquence d'occurrence est plus importante en hiver qu'en été. Ainsi, 50% des nuits hivernales connaissent la formation de LLJs contre 30% en été. De plus, la fréquence d'occurrence et l'intensité des LLJs sont accentuées par la présence d'orographie qui influence le flux général d'Harmattan. C'est typiquement le cas au-dessus, de la dépression de Bodélé au Tchad, du centre du Niger et de l'Est du Soudan.

1.3.1 Les jets de basses couches: Formation et cycle diurne

Les jets de basses couches ou LLJs sont communément observés durant la nuit et peuvent s'étendre au dessus des plaines et des terrains complexes sur plusieurs dizaines à plusieurs centaines de kilomètres (*May,* 1995; *Davis,* 2000). Au-dessus du Sahara, la formation des LLJs se produit au cours des nuits calmes avec ciel clair et de faibles vitesses de vents près de la surface où les couches d'air sont bien stratifiées et la turbulence est supprimée (e.g. *Thorpe et Guymer,* 1977). Les LLJs sont caractérisés par des maximums de vitesses de vents horizontaux dans les basses couches de la troposphère de l'ordre de 20 m/s (e.g. *Blackadar,* 1957, *Holton,* 1967, *Banta et al.,* 2006).

Le développement des LLJs s'explique par le mécanisme d'oscillation d'inertie (*Blackadar,* 1957). En effet, le développement d'une couche d'inversion nocturne par le refroidissement de la surface continentale après le coucher du soleil conduit à un découplage entre cette surface et les masses d'air qui se trouvent au-dessus de la couche d'inversion. Ces masses d'air ne subissant plus la force de friction exercée habituellement par la surface, ne sont désormais soumises qu'au gradient de pression et à la force de Coriolis. Un déséquilibre se crée ainsi dans cette couche entre le gradient de pression et la force de Coriolis. Cette instabilité des masses d'air initialise des oscillations autour du vent géostrophique et donne lieu aux LLJs au sommet de la couche d'inversion (*Blackadar,* 1957; *Hoxit,* 1975; *Banta et al.,* 2003). Dans de telles conditions, l'air au-dessus de la couche d'inversion est découplé de la friction de la surface et la vitesse du vent dans cette couche d'air découplée n'est pas influencée par le frottement (e.g *Hoxit,* 1975; *Garratt,* 1992; *Mahrt,* 1999; *Mauritsen et Svensson,* 2007). L'intensité des LLJs est d'autant plus élevée que l'inversion de température est importante, ce qui a pour effet de réduire d'avantage les effets de friction.

Souvent, les LLJs au-dessus de l'Afrique du nord se forment après le coucher du soleil et durant la nuit quand la turbulence dans la couche limite cesse. Dans la plupart des cas, ils persistent, jusqu'à ce que le mélange turbulent dans la couche limite reprenne après le lever du soleil et le début du chauffage au sol qui supprime l'inversion de température et déclenche la convection dans la couche limite. Ceci a un double effet: le LLJ s'affaiblie vu qu'il a été mélangé sur la couche limite en revanche les vents près de la surface s'intensifient étant donné que le mélange turbulent ramène des forts vents, initialement en altitude, au près de la surface.

De ce fait, les LLJs sont marqués par un cycle diurne synchronisé au cycle jour/nuit et peut être influencé par la présence d'orographie par le biais du réchauffement /refroidissement associé aux régions surélevées (*Todd et al.,* 2007). Par ailleurs, le cycle diurne des LLJs est en décalage de phase avec celui des vents de surface; les maximums de vents associés aux LLJs sont présents la nuit tandis que les maximums de vents de surface se produisent à la mi-matinée (*Washington et al.,* 2006, *Todd et al.,* 2008).

En plus, les LLJs étant dépendant du climat Africain, leur fréquence d'occurrence ainsi que leur distribution spatiale varient avec les saisons. En hiver, les LLJs se forment généralement au-dessus d'une bande zonale allant de 10°N à 20°N alors qu'en été cette bande est plus au nord entre 15°N et 30°N. Par ailleurs, en hiver et au printemps la fréquence d'occurrence des LLJs est maximale (50%) et est plus marquée au-dessus de la dépression de Bodélé au Tchad (jusqu'à 80%) alors qu'en été la fréquence d'occurrence des LLJs est moins importante (30-40%) et les LLJs se forment plutôt au-dessus du sud-ouest du Sahara (*Schepanski et al.,* 2009).

Les LLJs présents au-dessus de l'Afrique ainsi que les forts vents de surface qui y sont associés, pilotent en grande partie les soulèvements d'aérosols désertiques au-dessus du Sahara (e.g *Todd et al.,* 2007; *Knippertz,* 2008; *Schepanski et al.,* 2009). Ce mécanisme de soulèvement d'aérosols (cf. Chapitre 2) fera l'objet d'une étude numérique détaillée dans le chapitre 4.

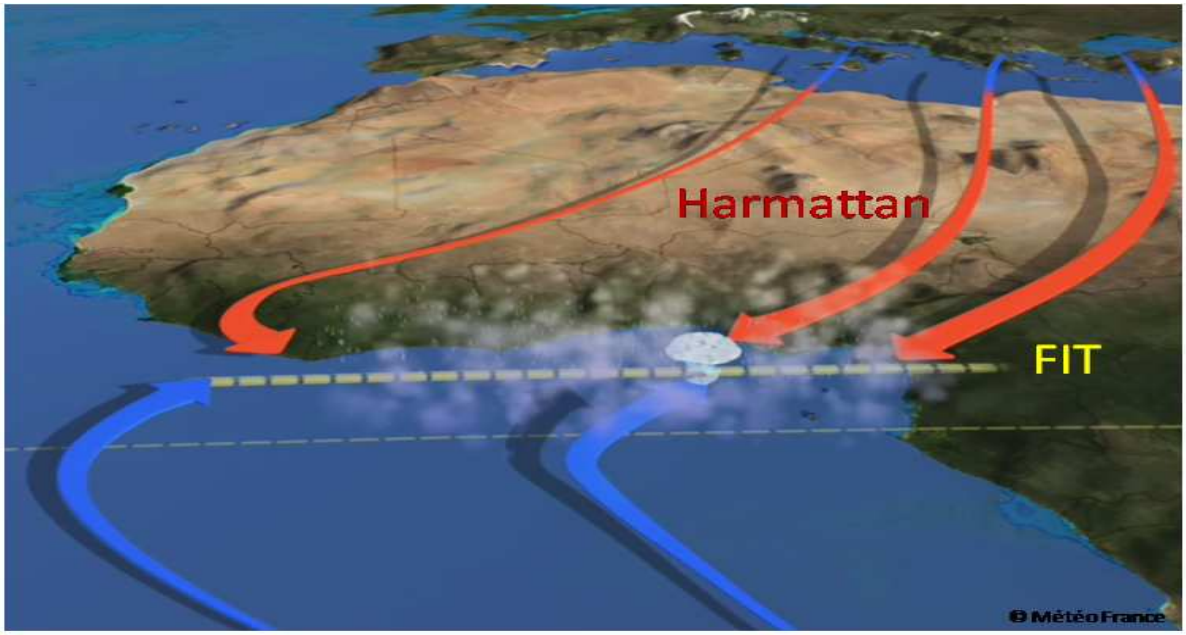


Figure 1.4*: La circulation atmosphérique hivernale en Afrique de l'Ouest.*

1.4 La saison de Mousson

La mousson africaine est le résultat d'un fort couplage entre l'océan, l'atmosphère et le continent. Elle constitue une réponse directe aux gradients méridionaux de l'énergie statique humide et sèche. Au printemps, l'élévation du soleil entraine une augmentation des températures de surface de l'océan Atlantique et du continent africain. L'océan ayant une plus grande inertie thermique que le continent, la température de surface du continent, est plus élevée que celle de l'océan. Cette différence crée un gradient thermique méridien très marqué surtout dans la couche limite entre le golfe de Guinée et les régions continentales de l'Afrique de l'Ouest pendant l'été boréal (*Eltahir et Gong,* 1996). Ce gradient de température est essentiel dans la dynamique de la mousson africaine; il renforce les alizés de l'hémisphère sud (vents de sud-est) qui peuvent alors traverser l'équateur. Une fois dans l'hémisphère nord, ces vents charges d'humidité sont déviés vers l'Est sous l'effet de la force de Coriolis (conservation du moment angulaire) et amènent sur le continent l'humidité nécessaire à la formation de zones de convection nuageuse. De la même manière, les alizés de l'hémisphère nord sont renforcés.

La saison de mousson est surtout marquée par la formation de nombreux systèmes convectifs à méso échelle (Mesoscale Convective System, MCS), qui sont à l'origine de la majorité des précipitations observées sur la région sahélienne pendant la saison de mousson (*Hodges et Thorncroft,* 1997; *Mathon et Laurent,* 2001). Plus intéressant, cette saison de l'année est distinguée par une activité en aérosols minéraux très élevée (*Engelestadeter et Washington,* 2007a).

1.4.1 La circulation de mousson

La circulation de mousson s'organise autour d'éléments clés du mouvement zonal comme le Jet d'Est Africain (African Easterly Jet, AEJ), le Jet d'Est Tropical (Tropical Easterly Jet, TEJ) et le Jet d'Ouest Subtropical (Subtropical Jet, STJ) et en basses couches avec des flux opposés de mousson et d'Harmattan. Les deux principales structures convectives sont la ZCIT, caractérisée par un maximum de température potentielle équivalente et la dépression thermique (Heat Low, HL) associé à un maximum de température de surface. On présente ici l'organisation d'un régime de mousson typique des mois de Juin-Juillet-Aout-Septembre.

1.4.2.1 Dans les basses couches

Dans les basses couches, la circulation de mousson est organisée autour de deux flux clés qui sont le **flux de mousson**, flux de sud-ouest venant du golfe de Guinée, et l'**Harmattan**, flux de nord-est venant des zones désertiques (Fig. 1.5). Ces deux flux varient en fonction des conditions de surface (SST, température au sol, surface végétée…). La rencontre du flux de mousson (air humide) et de l'Harmattan (air sec) forme près de la surface une zone de convergence appelée **Front Inter Tropical** (FIT, *Hastenrath*, 1988), positionné autour de 20°N en Juillet (Sultan et al., 2007).

- Le flux de mousson

Le flux de mousson est un vent de sud-ouest dans les basses couches, dirigé de l'océan Atlantique vers le continent (en bleu sur la Fig. 1.5). Il doit son origine au gradient thermique entre les deux hémisphères, orienté du sud vers le nord à partir du printemps du fait de la migration vers le nord du forçage radiatif et de la baisse des températures de surface (SSTs) dans l'Atlantique équatorial.

L'intensité du flux de mousson et son contenu énergétique sont déterminants pour le positionnement de la convection nuageuse sur le continent Africain du fait qu'il constitue le principal moyen de transport de l'humidité depuis l'océan vers les terres.

Le flux de mousson est bien marqué durant la nuit du fait de l'absence du mélange turbulent (e.g. *Blackadar*, 1957). Son intensité atteint un maximum durant les premières heures de la matinée avec des vents de l'ordre de 20m/s aux alentours de 500m d'altitude (*Lothon et al.*, 2008). Sur la verticale et au nord de 14°N, la couche d'air humide et relativement froid associée au flux de mousson durant la nuit, s'étend sur 1500 à 2000 m d'altitude depuis la surface (*Bou Karam et al.*, 2008).

- Le Flux d'Harmattan

L'Harmattan est un vent de nord-est, chaud et sec en provenance du Sahara et est présent toute l'année sur l'Afrique du Nord (en rouge sur la Fig. 1.5). Il est associé à une circulation cyclonique au niveau du Sahara à partir du printemps et correspond en fait aux alizés de l'hémisphère nord d'origine continentale (cf. paragraphe 1.3).

- Le Front Inter Tropical

Le FIT est une région zonale de basses pressions qui s'étend sur toute l'Afrique de l'Ouest (en jaune sur la Fig.1.5). Sa position est marquée par un déplacement latitudinal annuel très large; en Février elle est située un peu plus au nord de la cote Guinéenne alors qu'en Juillet-Aout elle atteint sa position la plus au nord autour de 20°N. A cette variation annuelle, s'ajoute un cycle diurne très marqué avec une variation latidunale journalière de l'ordre de 200km (*Sultan et al.*, 2007).

Le FIT est identifié généralement selon deux critères: Un critère dynamique basé sur l'inspection des champs de vent, dans ce cas là le FIT est la région de convergence maximale et de très faibles vents (2m/s), et un critère thermodynamique basé sur la mesure de la température de rosée, dans ce cas le FIT est la région où la température de rosée atteint 15°C (*Leroux*, 1970; *Buckle*, 1996).

Le FIT, de par sa nature, est une région qui présente un fort cisaillement horizontal et vertical entre les flux de mousson et d'Harmattan (*Bou Karam et al.*, 2008).

Durant la saison de mousson, cette interface est souvent perturbée par la propagation vers le nord de courants de densité émanant des systèmes convectifs qui se forment au sud du FIT (*Flamant et al.*, 2009a).

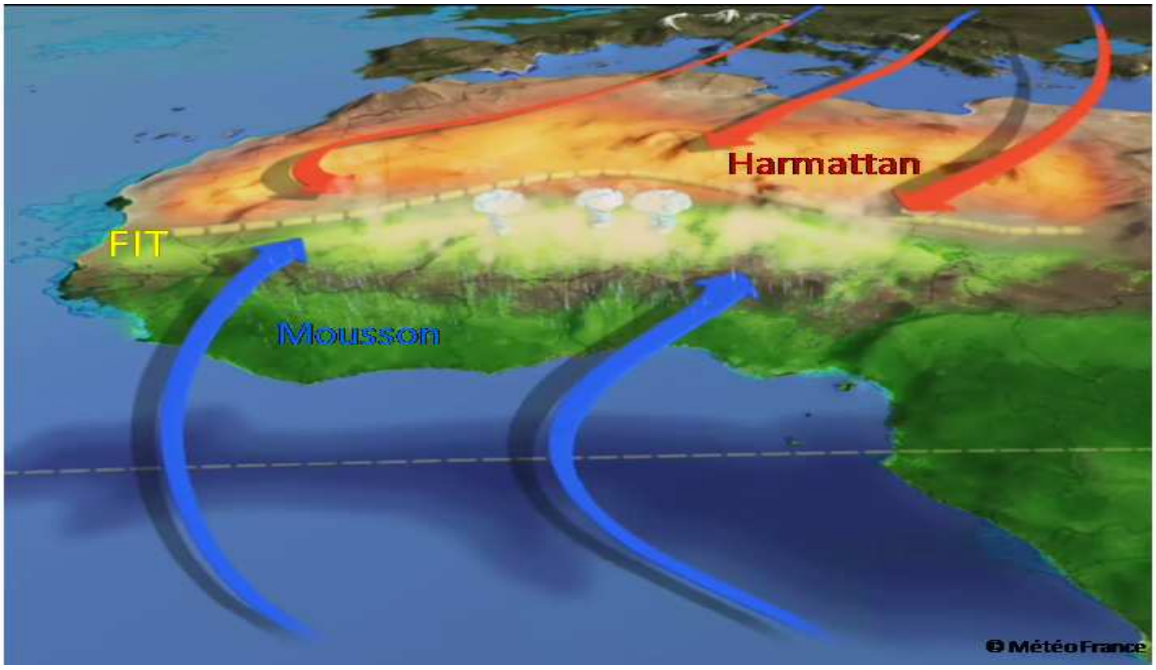


***Figure 1.5** : La circulation atmosphérique en saison de mousson en Afrique de l'Ouest.*

1.4.2.2 En moyenne et haute troposphère

En altitude trois jets principaux interviennent dans la circulation de la mousson Ouest Africaine (Fig. 1.6): L'AEJ, le TEJ et le STJ.

L'AEJ est localisé au-dessus de la zone sahélienne (15°N) dans la moyenne troposphère (4-6km) et atteint une intensité moyenne de 15m/s en Juillet. Il est formé en réponse au gradient méridien de température (*Burpee*, 1972; *Thorncroft et Blackburn*, 1999) et d'humidité (*Cook*, 1999), et doit son origine à l'équilibre du vent thermique. Par instabilité barocline et barotrope de ce jet, des perturbations d'échelles synoptiques appelées ondes d'Est Africaine (African Easterly Waves, AEW) se propagent d'Est en Ouest. Les systèmes convectifs de méso échelle se positionnent souvent à des endroits privilégiés de l'onde et se propagent également vers l'Ouest, à peu près à la même vitesse que l'AEJ.

Le TEJ situé entre 5°N et 10°N dans la haute troposphère (11-15 km) de Juin à Septembre, est lié à la convection profonde. Il présente une vitesse moyenne de 15-20m/s. Il doit son maintien au-dessus du continent au dégagement de chaleur latente au sein de la ZCIT.

Le STJ est positionné entre 30°N et 35°N de Juin à Septembre dans la haute troposphère également (10-14 km), au niveau de la branche descendante de la cellule de Hadley.

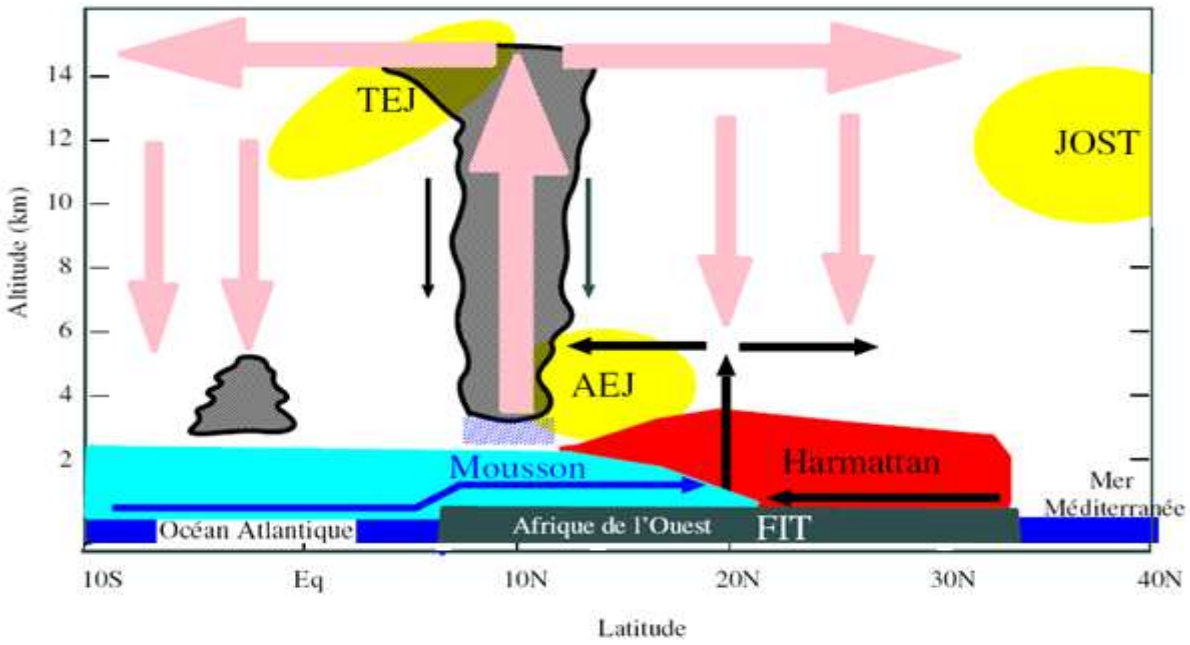


***Figure 1.6**: Schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des éléments clés de la mousson africaine pendant l'été boréal, la circulation méridienne-verticale et les vents zonaux dominants (Peyrille, 2006).*

1.4.2 Les zones de convection sèche et humide

Les deux structures convectives essentielles dans le fonctionnement de la mousson Africaine sont la **ZCIT** et la dépression thermique Saharienne. Ceci résulte en un fort contraste méridien de part et d'autre du FIT durant la saison de mousson avec une zone de convection humide au sud et une zone de convection sèche au nord (Fig. 1.7).

1.4.2.1 La Zone de Convection Inter Tropicale

Dans la troposphère moyenne, se dresse la ZCIT. Contrairement à la situation sur l'océan, la zone de convection profonde ne se positionne pas à la verticale du FIT, ceci en raison de la forte inhibition convective associée à la sécheresse de l'atmosphère sahélienne. La ZCIT, au dessus du continent, se positionne donc au sud du FIT vers 10°N en Juillet, là où l'énergie disponible à la convection est maximale. La ZCIT en hiver est située au dessus de l'Océan près de l'équateur (Fig. 1.4). L'arrivée de la ZCIT au dessus du continent à partir du mois de Mai annonce l'arrivée des pluies sur le Sahel (*Sultan et Janicot*, 2000; *Le Barbé et al.*, 2002). Cependant, la vision continue des pluies dans la ZCIT est trompeuse car elles sont en majorité apportées par des systèmes convectifs de méso-échelle (MCS). La convection dans la ZCIT a en effet tendance à s'organiser en MCS. Les MCS ou lignes de grains fournissent la majorité des pluies sur l'Afrique de l'Ouest (*Mathon et Laurent*, 2002; *Le Barbé et al.*, 2002; *D'Amato et Lebel*, 1998). Ces systèmes se déplacent d'Est en Ouest et modulent les précipitations sur des périodes de 5 à 6 jours. Une fois arrivés sur l'Atlantique, ils se transforment parfois en cyclones. La variabilité intrasaisonnière est constituée d'une succession de phases actives/inactives de ~10 a 20 jours pendant la période de Juillet à Septembre.

1.4.2.2 La dépression thermique saharienne

Au nord du FIT, une zone de convection sèche intense se développe en réponse au fort chauffage radiatif net au niveau du sol. Cette circulation thermique correspond à un maximum de température et un minimum de pression au sol et forme une dépression thermique typique des régions désertiques. Elle est cyclonique au sol de par l'effet de la force de Coriolis sur les vents de mousson et d'Harmattan et anticyclonique au sommet. L'extension verticale de la dépression thermique atteint facilement des altitudes de 5-6km et est limitée par la subsidence de grande échelle de la cellule de Hadley (*Gamo*, 1996; *Smith*, 1986).

La position géographique de la dépression thermique présente un cycle annuel très marqué; en hiver sa position favorite est plutôt au dessus de la République centrafricaine avec une extension au dessus du sud du Tchad et du sud-ouest du Soudan. En été, la dépression thermique se positionne au dessus du désert dans le sud de l'Algérie et le nord du Mali. A ce cycle annuel, s'ajoute un cycle diurne associé plutôt aux effets orographiques et se présente sous forme d'oscillations Est-Ouest durant la saison de mousson (*Lavaysse et al.,* 2008).

La dépression thermique saharienne, dont l'intensité est principalement fonction de la température de surface, est un élément clé dans le système de mousson Ouest Africaine (*Parker et al.,* 2005a). En effet, la dépression thermique semble piloter l'avancement vers le nord du flux de mousson; une étude par *Couvreux et al.,* [2009] montre que la dynamique de la dépression thermique est à l'origine des pulsations d'une période de 4-5 jours que connait le flux de mousson avant l'Onset. En effet, une forte température de surface sur le Sahara favorise une couche de mélange profonde, un renforcement de la dépression de surface et donc une plus forte aspiration de la mousson vers le nord. L'air froid et humide advecté par le flux de mousson va, en retour, causer une ventilation et un affaiblissement de la dépression thermique (*Peyrille et al.,* 2007). Ceci attribue à l'intensité de la dépression thermique, durant la saison des pluies, un cycle intrasaisonnier d'une période inférieure à 10 jours auquel s'ajoute un second cycle intrasaisonnier d'une période de 10 à 60 jours plutôt lié à la circulation dans les moyennes latitudes (*C. Lavaysse,* communication personnelle).

En plus de son rôle dans la circulation de basses couches, la dépression saharienne est aussi connue pour avoir une importante charge en aérosols désertiques que l'on soupçonne de jouer un rôle dans le renforcement du creusement de la dépression via le forçage radiatif. Cependant, les interactions aérosols désertiques/dynamique de la dépression thermique demeurent mal connues.

1.5 La saison de transition

Ou 'pre-onset', c'est la période de transition entre les deux saisons décrites précédemment et dont le commencement est marqué par l'avancement latitudinal du FIT jusqu'à environ 12°N sans pour autant que la zone de pluie soit présente à cette latitude (*Sultan et Janicot,* 2003b; *Sultan et al.,* 2007).

Cependant, l'avancement du FIT ne se fait pas d'une manière continue mais plutôt selon un mode de pulsations d'une période de 4-5jours (*Couvreux et al.,* 2009). Ces pulsations contribuent au transport de l'humidité vers le nord dont le contenu est jusqu'à maintenant insuffisant pour le déclenchement de la convection profonde et des pluies y sont associées. Le FIT durant cette saison de pré-Onset présente un cycle diurne très marqué avec des oscillations latitudinales diurne de l'ordre de 200 km (*Pospichal et Crewell*, 2007 ; cf. Annexe).

Cette saison qui s'étend sur à peu près trois mois (Avril-Mai-Juin) est marquée, vers sa fin, par ce qu'on appelle le saut de mousson ou Onset. Ceci représente le déplacement, relativement rapide, de la zone de pluie de 5°N à 10°N en environ 20 jours annonçant ainsi l'arrivée des pluies au-dessus du Sahel. La date climatologique de l'Onset (1968-1990) est le 24 Juin avec 8 jours d'écart type (*Sultan et Janicot*, 2003b). L'Onset est alors définie comme étant la transition entre deux régimes quasi permanents: le pré-Onset où le flux de mousson est présent au-dessus du Sahel sans pour autant que les pluies commencent et le régime de mousson qui lui désigne le début des pluies au Sahel.

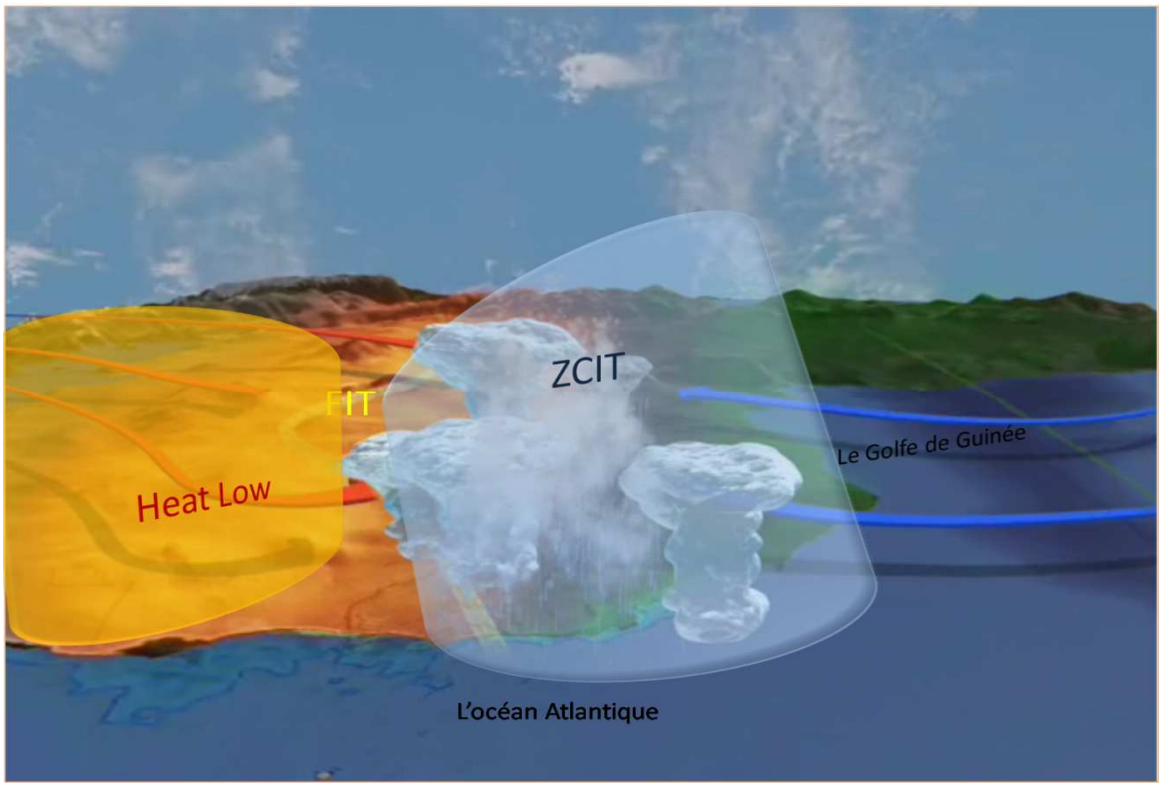


Figure 1.7*: Les zones de convection sèche et humide en Afrique de l'Ouest durant la saison de mousson.*

II. LES AÉROSOLS DÉSERTIQUES EN AFRIQUE AU NORD DE L'EQUATEUR



2.1 Introduction 35
2.2 Les aérosols minéraux 35
2.2.1 Les estimations globales des émissions 35
2.2.2 Le cycle des aérosols minéraux 37
2.3 Les zones sources 39
2.3.1 La formation des sols érodables en région source 39
2.3.2 Principales zones sources à l'échelle globale 40
2.3.3 Les zones sources en Afrique au Nord de l'Equateur 42
2.4 Variabilités temporelles des émissions en Afrique au nord de l'Equateur 45
2.4.1 Cycle diurne 45
2.4.2 Variabilité intrasaisonnière 46
2.4.3 Cycle annuel 47
2.4.4 Variabilité interannuelle 50
2.4.5 Variabilité multiannuelle 52
2.5 Variabilités temporelles du transport des aérosols désertiques depuis l'Afrique au Nord de l'Equateur 54
2.6 Mécanismes de soulèvements d'aérosols minéraux en Afrique au nord de l'Equateur 56
2.6.1 Les jets de basses couches 56
2.6.2 Les courants de densité associés à la convection humide 57
- Liés au forçage orographique 57
- Liés aux Haboobs 57
2.6.3 Activité cyclonique 58
- Cyclones Méditerranéens 58
- Cyclones Sahéliens secs 59
2.6.4 Dynamique du Front Intertropical 59
2.7 Impacts des aérosols désertiques sur le climat 60
2.7.1 Propriétés optiques des aérosols désertiques et leur impact radiatif 61
- Direct 61
- Indirect 63
2.8 Conclusions 64

2.1 Introduction

Au-delà de son apport (40%) en émissions globales de feux de biomasse (*Andreae,* 1991), le continent africain est connu pour être la plus grande source, à l'échelle globale, d'aérosols minéraux avec des émissions annuelles de l'ordre de 580-760 Tg (*Laurent et al.,* 2008). Ceci représente 30 % à 50% des poussières minérales en suspension dans l'atmosphère à l'échelle globale (*Ginoux et al.,* 2001; *Tegen et al.,* 2002a; *Zender et al.,* 2003a).

Les émissions d'aérosols désertiques depuis les zones arides et semi arides de l'Afrique au nord de l'équateur sont contrôlées par les conditions climatiques qui règnent sur ses régions. Ainsi, les principales caractéristiques du climat du nord de l'Afrique que nous venons de voir dans le chapitre précédent vont intervenir sur des échelles de temps variées non seulement sur les émissions d'aérosols minéraux mais également sur leur transport depuis le continent.

Dans ce chapitre, nous mettrons l'accent sur l'impact des aérosols désertiques sur le climat après avoir décrit les interactions pouvant exister entre les aérosols minéraux et la circulation atmosphérique en Afrique au nord de l'équateur y compris les variabilités temporelles des émissions et du transport depuis les principales zones sources.

2.2 Les aérosols minéraux

Les aérosols minéraux font partie de la famille des espèces traces présentes dans l'atmosphère sous forme particulaire et communément appelées aérosols. Les aérosols désertiques sont qualifiés de primaires, au même titre que les embruns marins, car ils sont émis directement sous forme particulaire dans l'atmosphère sous l'action du vent. Même si leur diamètre est compris entre quelques dixièmes et plusieurs dizaines de micromètres (*D'Almeida et Schütz,* 1983), les aérosols désertiques sont majoritairement des particules grossières contribuant principalement au mode micronique des aérosols atmosphériques.

2.2.1 Les estimations globales des émissions

Les aérosols désertiques représentent, à l'heure actuelle, la première source en masse d'aérosols naturels présents dans l'atmosphère. En effet, selon des estimations réalisées à l'échelle globale (*D'Almeida,* 1986; *Tegen et Fung,* 1994; *Duce,* 1995; *Mahowald et al.,* 1999; *Tegen et al.,* 2004), la quantité d'aérosols désertiques émis dans l'atmosphère serait comprise entre 1000 et 3000 Tg par an, ce qui correspond à environ 40% des émissions

annuelles totales des aérosols (*Andreae*, 1995; *Ramanathan et al.*, 2001; *IPCC*, 2001). Pour autant il existe encore aujourd'hui de grandes incertitudes sur ces estimations. Les principales estimations des émissions moyennes annuelles globales et depuis l'Afrique au Nord de l'Equateur sont reportées dans la Table 2.1. Ces estimations sont basées sur la somme des émissions de régions sources individuelles évaluées par différentes approches (concentration moyenne et temps de résidence, flux de dépôt, ou modélisation). Selon les récentes études listées dans la table 2.1, les estimations des émissions annuelles depuis l'Afrique au nord de l'Equateur variant entre 500 et 1000 Tg/an, les émissions globales quant à elles varient entre 1000 et 2000 Tg/an.

Référence	Emissions depuis l'Afrique au Nord de l'Equateur (Tg/an)	Emissions globales (Tg/an)
Schütz et al. (1980, 1981)	260	5000
D'Almeida (1986)	630-710	1800-2000
Luo et al. (2003)	1114	1650
Miller et al. (2004)	479-589	1018
Ginoux et al. (2004)	1430	2073
Andreae (1996)		1500
Penner et al. (2001)		2150
Duce (1995)		1000–2000
Tegen and Fung (1995)		1222
Andreae (1996)		1500
Mahowald et al. (1999)		3000
Werner et al. (2002)		1060
Tegen et al. (2002)		1100
Zender et al. (2003)		1500
Tegen et al. (2004)		1921
Jickells et al. (2005)		1790
Marticorena et Bergametti (1996)	586-665	
Prospero (1996)	170	
Swap et al. (1996)	130-460	
Callot et al. (2000)	760	
Ozer (2001)	1600	
Kaufman et al. (2005)	240	
Laurent et al., (2008)	580-760	

***Table 2.1**: Récapitulatif des estimations des émissions d'aérosols désertiques globales et depuis l'Afrique au Nord de l'Equateur en moyenne annuelle. La compilation est faite à partir des études de Goudie et Middleton, [2001]; Zender et al. [2004] et Mahowald et al., [2005].*

2.2.2 Le cycle des aérosols minéraux

Les aérosols désertiques obéissent à un cycle qui comporte trois phases au cours desquelles ils sont en interaction avec leur environnement: l'émission depuis certaines surfaces continentales, le transport dans l'atmosphère et le dépôt. Ces aérosols se déposent en partie dans la région de génération, en partie en dehors, durant leur transport qui peut les emporter à plusieurs milliers de kilomètres de leurs sources.

- Les émissions:

Le soulèvement en zones sources a lieu quand les conditions suivantes sont remplies:

1- La matière érodable est présente en quantité importante à la surface. Ces particules susceptibles d'être mobilisées par le vent sont généralement générées par l'érosion éolienne, hydrique et par les actions thermiques.

2- L'apport d'énergie d'origine éolienne à la surface est suffisant pour vaincre les forces de cohésion interparticulaires.

Néanmoins, le processus de soulèvement ne se produit que pour des vitesses de vent supérieures à une vitesse seuil d'érosion. Cette vitesse seuil dépend des caractéristiques de la surface et du type de sol (*Chepil,* 1951; *Gillette et al.,* 1982; cf. Chapitre 3).

Une fois que toutes les conditions sont remplies, les particules sont soulevées par les vents de surface formant un flux horizontal, les plus grosses parmi elles retombent ensuite sous l'effet de leur poids, et leur énergie cinétique entretient le processus de corrasion (*sandblasting*) qui consiste en une fragmentation des particules et des agrégats en éléments fins plus facilement mobilisables (*Gillette,* 1977, cf. Chapitre 3).

Au-delà de son rôle dans les quantités de poussières émises, le processus d'émission influence également les caractéristiques intrinsèques des particules mobilisées. La composition élémentaire et minéralogique des aérosols soulevés est voisine de celle du matériau d'origine. Ainsi, les poussières désertiques, à l'image des sols parents, sont principalement constitués d'argiles, de feldspaths, de quartz, et présentent donc des teneurs élevées en silicium, aluminium, calcium et fer (e.g. *Schütz et Rahn,* 1982; Laurent, 2005).

- Le transport:

Le flux d'aérosols formé à l'issu du processus de soulèvement forme une couche de poussière localisée près de la surface qui présente un caractère laminaire en cas d'absence de mécanismes turbulents d'origine thermique (mouvements convectifs) ou d'origine dynamique (liés aux conditions météorologiques ou aux influences orographiques). Dans le cas contraire, les particules fines issues de la corrasion ont la possibilité de monter dans les couches supérieures de l'atmosphère et d'être transportées à de grandes distances.

- Les puits:

Après un temps de résidence dans l'atmosphère allant de quelques heures à une dizaine de jours (*Tegen et Lacis*, 1996; *Mahowald et al.*, 1999; *Ginoux et al.*, 2001), le cycle des aérosols désertiques s'achève par le dépôt des particules au niveau des continents et des surfaces océaniques. Ce dépôt ce fait généralement par voie sèche via l'impaction sur les reliefs ou la sédimentation sous l'action de la gravitation, ou par voie humide par incorporation des particules dans les nuages (*washout*) ou abattement des particules présentes sur le trajet des gouttes lors des précipitations (*rainout*).

Les particules de taille comprise entre 0.1 μm et quelques micromètres ont les vitesses de dépôt par sédimentation les plus faibles, et elles seront donc majoritairement déposées par voie humide. Les plus grosses particules, de diamètre supérieur à 20 μm se déposent rapidement après leur émission par sédimentation, à proximité des zones sources. Les particules inférieures à 20 μm vont donc majoritairement être celles qui seront transportées (*Nickling*, 1994; *Duce*, 1995).

Les zones de dépôt des particules minérales sont très variées et recouvrent une grande partie du Globe (*Laurent*, 2005). Néanmoins, on peut citer des régions de dépôt préférentiel, telles que le voisinage des zones sources pour le dépôt de grosses particules (comme le plateau des Loess situé à proximité des régions désertiques de Chine et de Mongolie, *Mainguet*, 1996; *Sun*, 2002), les forêts équatoriales (*Swap et al.*, 1992), les zones de mousson pour le dépôt humide (*Flamant et al.*, 2009) et les océans (*Duce*, 1986).

Le dépôt des particules minérales est aussi considéré comme une source extérieure de fertilité pour les écosystèmes terrestres dans certaines régions (*Chadwick et al.*, 1999). Par exemple, la

poussière émise en Afrique du Nord est potentiellement une source significative pour le bassin de l'Amazone (*Swap et al.*, 1992). De plus, à l'échelle de temps géologique, ce phénomène modifie les propriétés de la zone de dépôt; *Prospero,* [1999] cite l'exemple des Iles Bermudes, dont le sol est de composition conforme aux sources africaines.

2.3 Zones sources

2.3.1. La formation des sols érodables en région source

Au-delà de l'existence de conditions météorologiques propices à l'érosion éolienne (ex. vents forts), la nature des sols joue un rôle important dans le processus de soulèvement d'aérosols désertiques, étant donné que ces particules résultent de l'action mécanique du vent sur un sol érodable.

Ainsi la disponibilité de matériel fin à la surface des sols et un facteur déterminant pour les émissions d'aérosols. Plusieurs facteurs géologiques, topologiques, biologiques et climatiques contribuent à la formation de particules fines à la surface des sols faisant intervenir divers processus (*Rognon et al.*, 1989) tels que:

- **L'érosion hydrique** *(Callot,* 1987); les particules fines issues de l'érosion hydrique sont souvent transportées sur de longues distances par les cours d'eau pour se déposer et s'accumuler dans les lacs et les fonds marins. Par exemple, les lacs asséchés du nord du Sahara résultent en des sols à très forte proportion de dépôts sédimentaires.

- Les réactions chimiques (*Laurent,* 2005); sont prépondérantes dans la plupart des régions humides, notamment en zone tropicale. Les processus chimiques impliqués mettent en jeu divers agents d'altération tels que l'eau, l'oxygène, les acides minéraux ou organiques. Il en résulte la formation de particules de plus en plus petites, généralement stables chimiquement par rapport à leur environnement local.

- **Les processus biologiques** *(Chamley,* 1987), comme l'expansion des racines durant la croissance de la végétation au cours de périodes plus humides qui contribuent à la formation des particules fines et au remaniement de la structure du sol par fragmentation mécanique des sédiments.

- **L'abrasion éolienne** (*Dietrich,* 1977); l'impact de particules soulevées par le vent sur une surface est également une source potentielle de fines particules, qui redéposées conduisent à la formation de sols fins plus facilement érodables.

- **La désagrégation des roches** (*Millot,* 1964; *Goudie et al.,* 1979 ; *Wellman et Wilson,* 1965; *Cooke et Warren,* 1973), notamment dans les régions désertiques chaudes où des cristaux de sel se développent dans les interstices de la roche exerçant ainsi des pressions capables de la fissurer (*Greeley et Iversen,* 1985).

Etant donné la nature des roches et minéraux communément présents dans les environnements terrestres, l'ensemble des processus d'altération conduit au final à la production de grains de quartz, de petites particules de mica (comme la muscovite), de minéraux argileux (comme la montmorillonite), de carbonates solubles, et d'oxydes de fer (*Greeley et Iversen,* 1985 ; Laurent, 2005).

La plupart de ces processus génèrent des particules fines, de taille micronique, à partir de grains plus grossiers. Les particules fines ainsi formées seront par la suite soumises à différents phénomènes (ex. les charges électrostatiques entre particules, la composition et l'humidité du sol) qui entrainent leur agrégation (*Pettijohn,* 1972; *Greeley et Iversen,* 1985; *Rajot et al.,* 2003).

2.3.2 Principales zones sources à l'échelle globale

Les aérosols minéraux sont issus des régions arides et semi arides du globe dont la surface et la moins protégée de l'érosion éolienne par une couverture végétale presque inexistante et par une humidité du sol très réduite, d'où l'appellation alternative d'**aérosols désertiques** (*Duce,* 1995)**.**

En effet, l'aridité correspond à une situation de manque de ressource en eau permanente dans l'air et dans le sol et se définit par un bilan hydrique déficitaire du sol et elle dépend de paramètres climatiques et du type de sol (*Laurent,* 2005). D'une manière générale, les zones semi arides et arides sont déterminées en fonction de la quantité des précipitations qu'elles reçoivent. Ainsi, les régions arides ou désertiques sont caractérisées par un taux annuel de précipitation inférieur à 200 mm.

Les zones arides et semi arides sont généralement localisées de part et d'autre de l'équateur, (Fig. 2.1). Ainsi, la majorité de ces régions sont situées en Afrique du Nord et de l'Ouest. D'autres se trouvent en Asie centrale, en Arabie, en Australie, ainsi que dans certaines régions de l'ouest des Etats-Unis et de l'Amérique du sud.

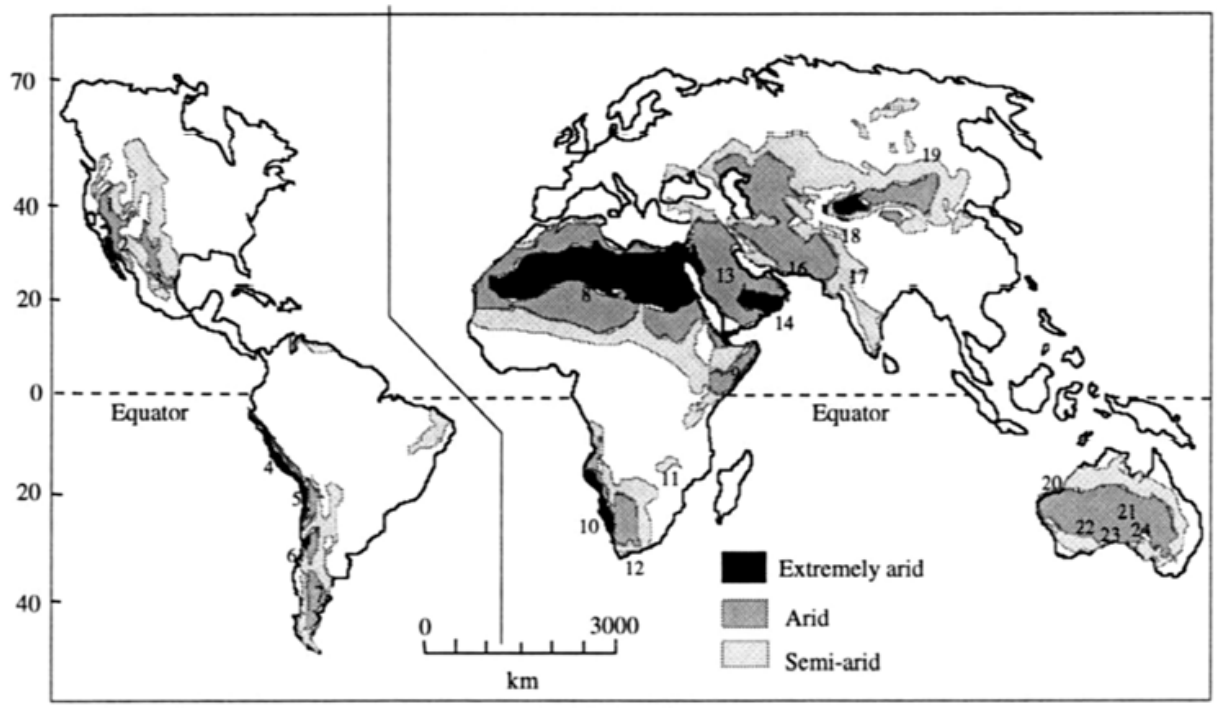


Figure 2.1*: Localisation des zones désertiques et des principaux déserts: (1) Great Basin, (2) Sonoran, (3) Chihuahuan, (4) Peruvian, (5) Atacama, (6) Monte, (7) Patagonia, (8) Sahara, (9) Somali-Chabli, (10) Namib, (11) Kalahari, (12) Karroo, (13) Arabian, (14) Rub al Khali, (15) Turkestan, (16) Iranian, (17) Thar, (18) Taklimakan, (19) Gobi, (20) Great Sandy, (21) Simpson, (22) Gibson, (23) Great Victoria et (24) Sturt, d'après Nickling [1994] et Shao [2000].*

Par ailleurs, des observations satellitaires ont mis en avant que la plupart des émissions d'aérosols depuis les grandes régions désertiques ne se font pas d'une manière homogène au sein de ces régions, mais plutôt à partir de zones très localisées et particulièrement actives appelées 'hot spots' (*Herman et al.*, 1997). La figure 2.2 montre une carte de la distribution géographique de 131 'hot spots' identifiés à partir des observations spatiales de TOMS d'après l'étude menée par *Engelstaedter et al.*, [2006]. Cette distribution géographique des

'hot spots' à l'échelle du globe montre que la majorité de ces 'hot spots' est concentrée en Afrique au nord de l'Equateur.

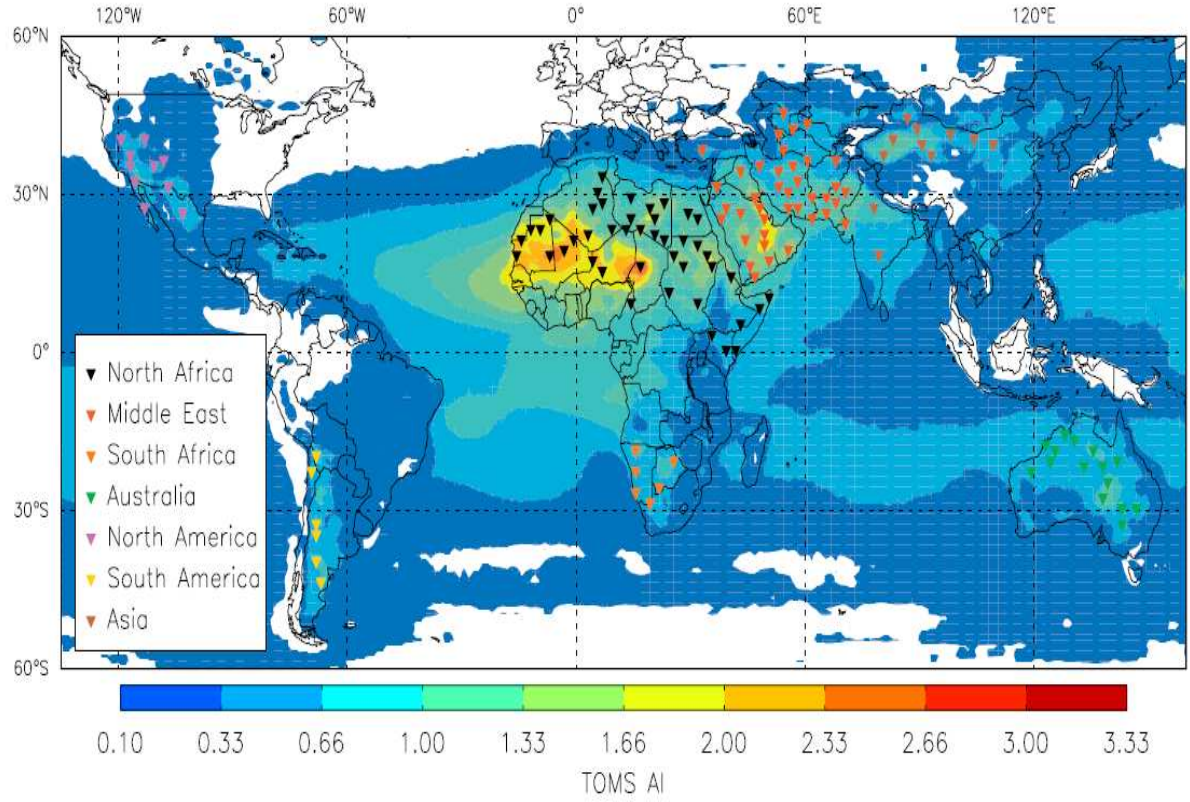


***Figure 2.2**: La localisation de 131 'hot spots' à partir de la moyenne sur 1984-1990 de l'Aerosol Index (AI) issu des observations spatiales de TOMS (Engelstaedter et Washington, 2007b).*

2.3.3 Les zones sources en Afrique au nord de l'Equateur

La zone Sahara-Sahel au nord de l'Afrique représente la première source mondiale de poussières désertiques avec une production annuelle d'aérosols estimée à 400-700 Mt (*Schutz et al.*, 1981; *D'Almeida*, 1987; *Swap et al.*, 1992, *Laurent*, 2008). Le Sahara, plus grand désert de la planète, s'étend sur 8.5 millions de km^2 (Laurent, 2005). Il est bordé à l'Ouest par l'Océan Atlantique, à l'Est par la Mer Rouge, au nord par la Méditerranée et au sud par la région semi-aride Sahélienne marquée par l'apparition steppique de végétation (le cram-cram, *Dubief*, 1959).

Les principales zones sources du Sahara-Sahel se trouvent à proximité des régions montagneuses et notamment aux pieds des montagnes ou 'Mountains foothills' (*Péwé*, 1981).

Ceci est le résultat de deux facteurs principaux: La présence abondante de sédiments dans ces régions sous l'effet de l'érosion fluviale, et l'occurrence fréquente de forts vents de surface associés à la présence de jets de basses couches dont la fréquence et l'intensité sont renforcées par la présence d'orographie.

Brooks et Legrand, [2000] ont localisé quatre principales zones sources en Afrique du Nord à partir de l'Infrared Difference Dust Index (IDDI) issu de l'imageur infrarouge de METEOSAT (*Legrand et al.,* 2001): (A) dans l'erg de Bilma au Tchad, (B) dans les ergs Iguidi et Chech qui se situent au nord de la Mauritanie et du Mali et au sud de l'Algérie, (C) dans une zone située dans le nord du Soudan et le sud de l'Egypte et (D) dans le nord du Niger et le sud de la Libye (Fig. 2.3).

Cette distribution des principales zones sources en Afrique du Nord semble en accord avec celle fournit par *Prospero et al.,* [2002] et avec la récente étude *d'Engelstaedter et al.,* [2006] basée sur les Aerosol Index de TOMS qui retrace la configuration des zones sources en Afrique du Nord en 4 zones principales: (A) La dépression de Bodélé, (B) l'Afrique de l'ouest, couvrant de larges régions de la Mauritanie, du Mali et du sud algérien, (C) le désert Nubien et (D) le désert Libyen (Fig. 2.4).

Plus récemment, la zone source couvrant l'ouest du Niger le nord du Mali et le sud de l'Algérie a été rajoutée à cette carte suite aux travaux de *Schepanski et al.,* [2007] qui ont montré que cette zone est potentiellement active durant les mois d'été ce qui n'a pas été notifié par les études ultérieures (Fig. 2.5).

Enfin, les émissions annuelles depuis les zones sources occidentales de l'Afrique au Nord de l'Equateur (~ 480 Tg) sont significativement plus importantes que celles des sources orientales (~185 Tg). Cette forte différence s'explique probablement par des conditions climatiques plus favorables à l'érosion au dessus de l'Afrique de l'Ouest.

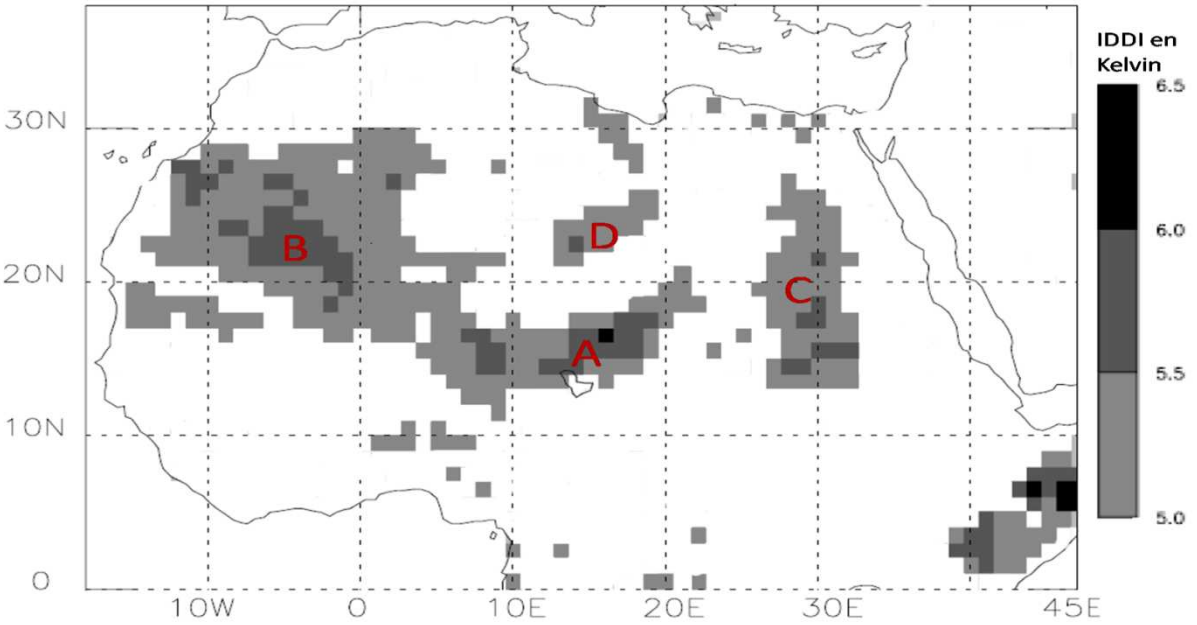


***Figure 2.3**: Moyenne annuelle de l'IDDI de METEOSAT-IR sur la période 1984-1993indiquant la localisation des principales zones sources d'aérosols désertiques en Afrique du Nord (Brooks et Legrand, 2000).*

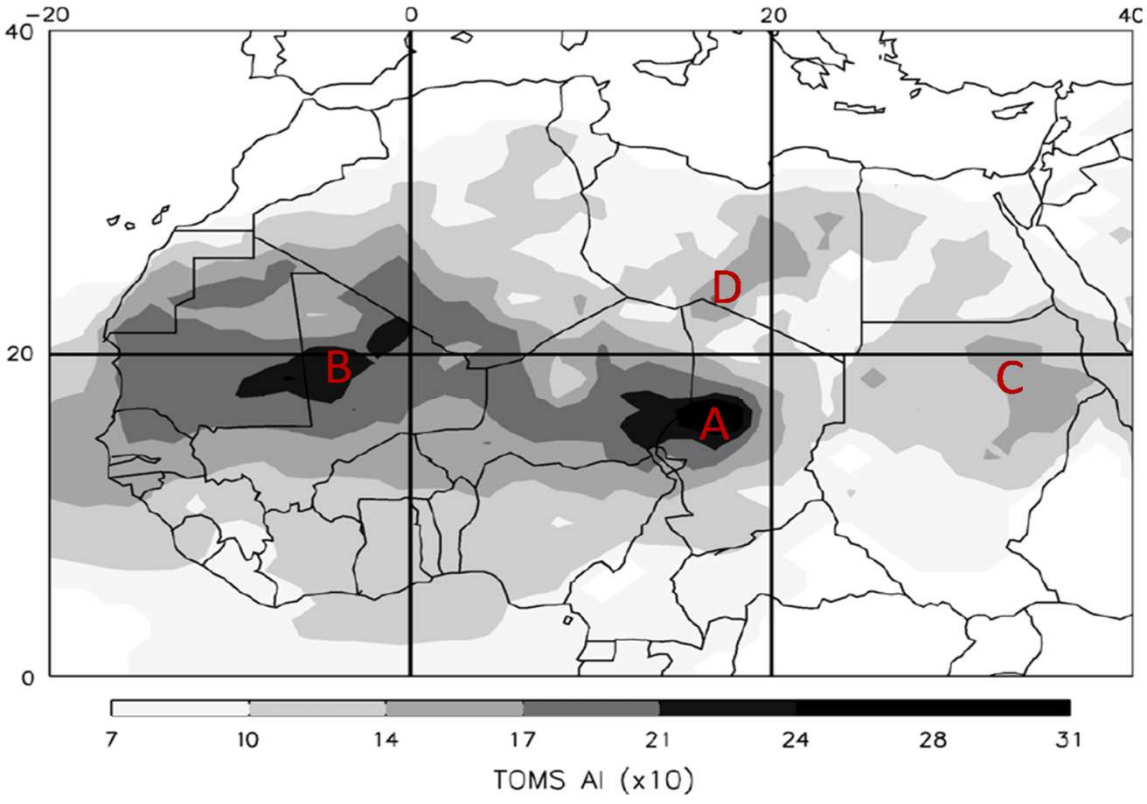


***Figure 2.4** : Moyenne mensuelle sur la période 1980-1992 de l'AI de TOMS (×10) illustrant les principales zones sources de l'Afrique du Nord: (A) Bodélé; (B) Afrique de l'Ouest; (C) désert Nubien et (D) désert Libyen d'après Engelstaedter et al., [2006].*

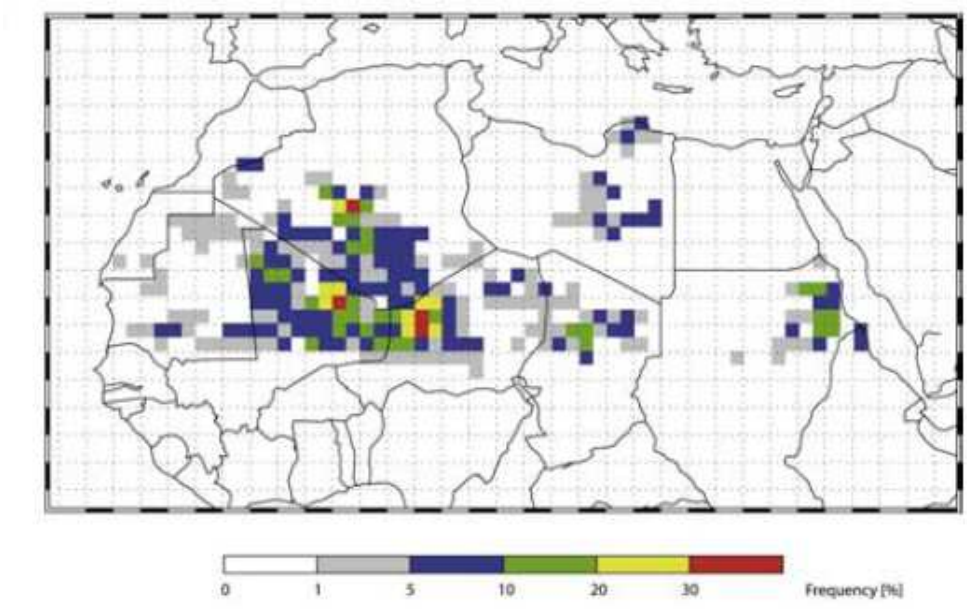


***Figure 2.5**: La fréquence mensuelle d'activation des zones sources d'aérosols en Afrique de l'Ouest pour le mois de Juillet 2006 (Schepanski et al., 2007)*

2.4 Variabilités temporelles des émissions en Afrique du Nord

Du fait de leur dépendance de la vitesse du vent et des états de surface des sols exposés, les émissions d'aérosols désertiques sont sporadiques. En effet, si l'aridité contrôle l'étendue des surfaces exposées à la déflation éolienne, le vent en est le moteur. De plus, ces émissions sont un phénomène à seuil où les fréquences et les intensités des émissions sont fortement liées aux variations des régimes de vent. Tout ceci conduit à ce que les émissions d'aérosols désertiques présentent souvent un cycle diurne, annuel et interannuel très marqués.

2.4.1 Le cycle diurne

Le cycle diurne des émissions d'aérosols désertiques en Afrique du Nord demeure mal documenté étant donné le manque d'observations suffisamment fréquentes à l'échelle de la journée nécessaires pour l'étude de ce cycle. En effet, la plupart des observations spatiales dédiées à l'étude des aérosols fournissent une ou deux mesures par jour. Seules les données synoptiques (types visibilité ou fréquence d'épisode poussiéreux) constituent des mesures adaptées à l'étude du cycle diurne des émissions. Cependant, ce type de mesures n'assure pas une bonne couverture spatiale et sa représentativité des émissions dépend largement de la position de la station par rapport aux zones sources. Néanmoins, certaines études du cycle diurne des émissions basées sur des mesures de visibilité dans des stations comme Niamey,

Zinder, Gao, Tombouctou et Bilma, ont montré que l'occurrence d'épisode poussiéreux présente un maximum durant la journée entre 9:00 et 15:00 et un minimum durant la nuit entre 21:00 et 3:00 (*Ozer*, 2001). Ceci est en accord avec de récentes études (*Todd et al.*, 2007; *Knippertz*, 2008), impliquant un rôle déterminent des LLJs et de la variation diurne de la convection dans la couche limite atmosphérique, dans le cycle diurne des émissions (cf., paragraphe 2.6 et Chapitre 4).

Ce cycle diurne semble vrai durant la saison sèche en Afrique au nord de l'Equateur où la majorité du continent est dominé par les vents d'Harmattan en provenance du Nord-est (comme détaillé dans le chapitre précédent), mais ce n'est pas le cas durant la saison de mousson où la moitié sud de l'Afrique au nord de l'Equateur est envahie par le flux de mousson qui durant la nuit, comme le montre l'étude par *Bou Karam et al.*, [2008], agit comme un courant de densité et provoque des soulèvements intenses d'aérosols désertiques au-dessus du Sahel dans la région du Front Inter Tropical (cf. paragraphe 2.6 et chapitre 5). De plus, durant la saison de mousson, les courants de densité, émanant des systèmes convectifs organisés et se propageant pendant plusieurs jours à travers l'Afrique, provoquent d'importants soulèvements d'aérosols au dessus du Sahel de jour comme de nuit (*Flamant et al.*, 2007).

Le cycle diurne des émissions d'aérosols en Afrique du Nord semble donc obéir à un cycle saisonnier; en hiver c'est le cycle diurne des LLJs et de la dynamique de la couche limite qui modulent la variation diurne des émissions, alors qu'en été se rajoute à celà la dynamique de la mousson (y compris celle du front de mousson et des systèmes convectifs). Ainsi, les LLJs continuent à jouer leurs rôles dans la partie du continent située au nord du FIT, dans celle située au sud du FIT c'est la dynamique de la mousson (y compris les MCSs) qui prend le contrôle du cycle diurne des émissions d'aérosols.

2.4.2 La variabilité intrasaisonnière

La variabilité des émissions d'aérosols en Afrique du Nord à l'échelle de quelques jours reste mal connue. Il a été suggéré que cette variabilité est surtout liée à certains éléments de la circulation atmosphérique à l'échelle synoptique; *Jones et al.*, [2003] évoquent un rôle non négligeable des AEWs dans la variabilité intrasaisonnière des émissions et du transport des aérosols désertiques. Ils suggèrent qu'environ 20% des soulèvements d'aérosols minéraux

dans l'atmosphère et que 10-20% de la variabilité intrasaisonnière des concentrations en aérosols minéraux au-dessus de l'Océan Atlantique sont associés à l'activité des AEWs tout en insistant sur le fait que les effets radiatifs des aérosols minéraux du nord de l'Afrique impliquaient en retour des différences dans l'amplitude des AEWs (*Jones et al.*, 2004).

Par ailleurs, la circulation atmosphérique (e.g. Transient eddies) dans les subtropiques semble aussi jouer un rôle dans la variabilité intrasaisonnière des émissions d'aérosols minéraux en Afrique au nord de l'Equateur. Ceci a été bien remarqué dans la région de Bodélé au Tchad où la variabilité des émissions d'aérosols désertiques était associée à l'occurrence, à l'échelle de temps de quelques jours, de crêtes anticycloniques (dorsale) au dessus de la Méditerranée et de la Libye (*Washington et Todd,* 2005). La fréquence et l'intensité de ces structures semblent influencer les anomalies mensuelles des anticyclones au dessus de l'Afrique du Nord.

2.4.3 Le cycle annuel

L'étude de la variabilité saisonnière des émissions d'aérosols désertiques depuis l'Afrique au nord de l'Equateur a fait l'objet de nombreuses études moyennant des d'épaisseur optique en aérosols (AERONET) et des observations satellitaires (Météosat, MODIS …). Par exemple, *Kaufman et al.,* [2005] ont analysé les épaisseurs optiques dérivées des observations MODIS au dessus des Iles du Cap Vert pour la période 2000 à 2003 et ils ont constaté la présence d'un cycle saisonnier régulier et bien marqué; les épaisseurs optiques en aérosols sont maximales en été, un autre maximum apparait au mois de Mars et les valeurs les plus faibles sont observées en automne. Ce même cycle a été remarqué durant l'année 1987 à partir des épaisseurs optiques en aérosols issues de Météosat (*Chiapello,* 2006).

Récemment, une étude basée sur les AI de TOMS par *Engelstaedter et al.,* [2006], a confirmé la présence de ce cycle annuel très marqué auquel obéissent les émissions d'aérosols désertiques en Afrique du Nord. Selon cette étude, la plupart des sources Africaines présente un minimum dans les AI de TOMS en Octobre/Novembre et un maximum entre Avril et Août (Fig. 2.6). Cependant la dépression de Bodélé, qui d'après ces observations semble maintenir une activité élevée en quasi-continu tout au long de l'année, présente un maximum d'émissions entre Janvier et Mars comme le montre une étude basée sur les données MODIS par *Washington et Todd,* [2005].

Dans l'ouest et le nord-ouest de l'Afrique, les émissions d'aérosols minéraux augmentent à partir du moi d'Avril et sont maximales en Juin/Juillet (durant la saison de mousson) avant de décroître en Septembre. Par ailleurs, le maximum d'émissions en Lybie est plutôt situé entre Avril et Juin alors qu'en Nubie ce maximum est plutôt observé entre Avril et Août (Fig. 2.6).

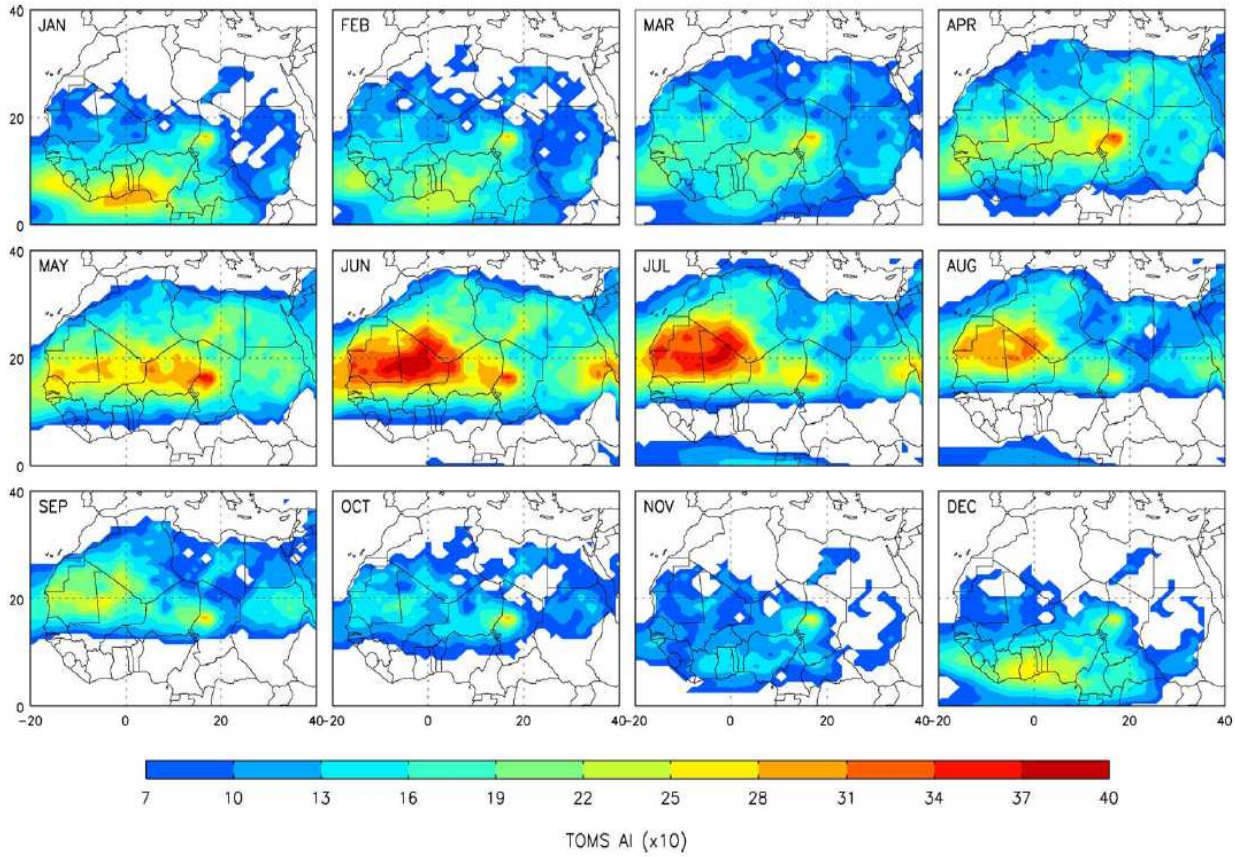


***Figure 2.6** : Le cycle annuel des émissions d'aérosols désertiques en Afrique du Nord à partir de la moyenne mensuelle de l'AI de TOMS (x10) sur la période 1980-1992 (Engelstaedter et al., 2006).*

Plus particulièrement, durant l'année 2006 ce cycle a été bien présent (Fig. 2.7) comme le montre l'étude par *Schepanski et al.*, [2007] où la variabilité des fréquences d'émissions d'aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest, identifiée à partir des observations spatiales SEVIRI-MSG dans l'infrarouge, était maximale en Juin-Juillet-Aout 2006 et minimale en Septembre-Octobre-Novembre 2006.

Laurent et al., [2008] ont consacré à ce cycle saisonnier une étude par modélisation sur la période 1996-2001. Ils ont montré que ce cycle est très marqué aussi bien en intensité d'émissions qu'en occurrence des soulèvements et il présente pour les zones sources situées

plus à l'Ouest un maximum en été (Juin-Juillet), alors que pour celles situées plus à l'Est le maximum est simulé au printemps (Mars-Avril).

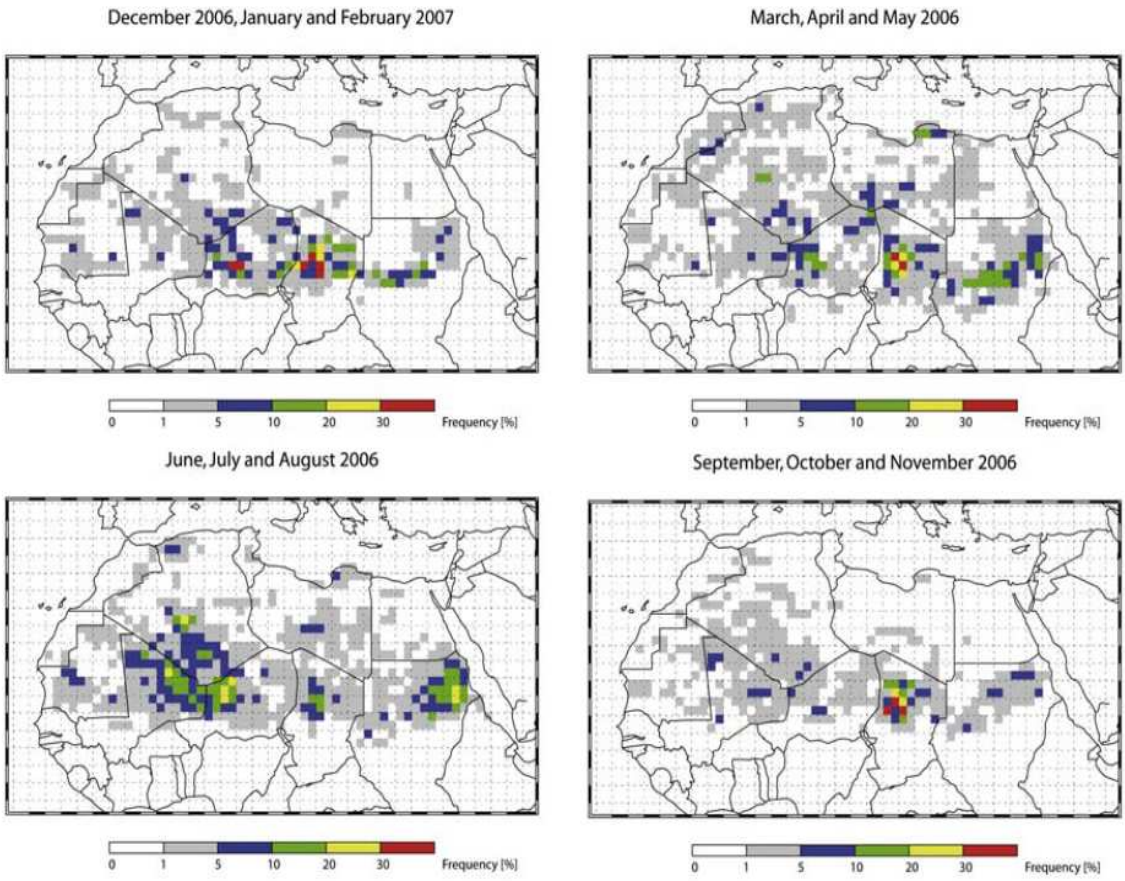


***Figure 2.7**: Fréquence saisonnière de l'activation des sources d'aérosols désertiques dérivée des images SEVIRI-MSG dans l'infrarouge (Schepanski et al., 2007).*

Toutes ces études sont donc en accord sur le fait que les émissions d'aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest sont maximales en été durant la saison de mousson. Ceci coïncide, en effet, avec le déplacement annuel vers le nord du Front Intertropical (FIT) à travers les principaux 'hot spots' Africains (Fig. 2.8). Cette coïncidence temporelle suggère que la convergence des vents en direction du FIT offre des processus, tels que la convection sèche et la convection humide, qui favorisent les émissions d'aérosols minéraux en augmentant les phénomènes de turbulence dans les basses couches (cf. Paragraphe 2.6).

Ceci a été bien illustrée par l'étude d'Engelstaedter et Washington, [2007a] qui, moyennant les analyses du Centre Européen de Prévisions (CEP) et les AI de TOMS, ont montré que le cycle annuel des émissions est lié au changement de la convergence près de la surface

associée à la dynamique du FIT et que les émissions d'aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest sont dus à des évènements, à petite échelle, de forts vents plus qu'à une augmentation du champ moyen de vents de surface.

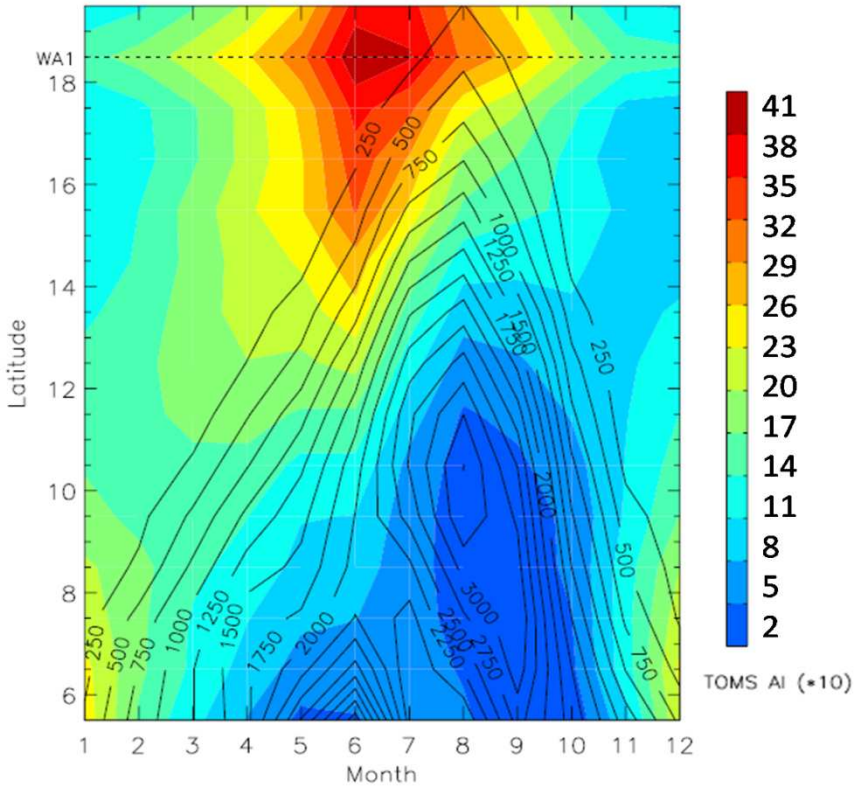


Figure 2.8: *Une coupe méridionale à 6.5°W représentant en fonction de la latitude de 5.5°N à 19.5°N: Le cycle annuel de l'AI de TOMS (x10, en couleurs) calculé sur la période 1982-1990 et les isohyètes (isocontours noirs en mm) calculées sur la période 1961-1990. La ligne tiretée représente la position de la zone source d'aérosols en Afrique de l'Ouest (Engelstaedter et Washington, 2007a).*

A cette échelle de temps, les émissions d'aérosols minéraux en Afrique au nord de l'Equateur sont donc contrôlées par le cycle annuel du FIT. Ceci est surtout visible dans les sources sahéliennes.

2.4.4 La variabilité interannuelle

Les observations spatiales permettent, à l'heure actuelle, l'analyse et la compréhension de la variabilité interannuelle des émissions d'aérosols désertiques depuis l'Afrique du Nord. *Chiapello et Moulin,* [2002] ont conduit une étude sur la période 1979-1997 pour la caractérisation de la variabilité d'une année à l'autre du transport transatlantique des poussières désertiques depuis l'Afrique du Nord. Cette analyse a montré que la variabilité

interannuelle est très marquée en hiver (Décembre-Mars) avec des années (comme 1986) où les aérosols sont quasiment absents et des années (comme 1989) où les épaisseurs optiques en aérosols s'approchent de celles observées en été. En revanche, la variabilité d'une année à l'autre des émissions d'aérosols durant les mois d'été est faible. Ce qui suggère que ce sont surtout les émissions d'aérosols désertiques durant les mois d'hiver qui influencent la variabilité interannuelle du transport transatlantique.

De plus, *Laurent et al.,* [2008] ont montré, à partir d'une étude par modélisation sur la période 1996-2001, que la variabilité interannuelle des émissions depuis les zones sources de l'Afrique de l'Est s'élève à 60%, alors que les émissions depuis les sources de l'Afrique de l'Ouest sont plutôt régulières d'une année à l'autre avec une variation de l'ordre de 20%. Cette variabilité d'émissions depuis les zones sources de l'Afrique de l'Ouest (e.g. en Mauritanie, Mali et Algérie) a été aussi étudiée par *Barkan et al.,* [2004] sur la période 1979-1992 à partir de l'AI de TOMS. Ils ont montré que les émissions dans ces zones sources présentent une discontinuité entre la période 1979-1982 avec des conditions de soulèvements faibles et la période 1983-1992 où les émissions étaient élevées.

Les zones sources en Libye, au Soudan et en Ethiopie se sont montrées particulièrement actives durant l'année 1991 (*Barkan et al.,* 2004). La variabilité interannuelle des émissions dans la région de Bodélé au Tchad, quand à elle, est surtout contrôlée par la variabilité du LLJ; *Washington et Todd,* [2005] ont analysé cette variabilité sur la période 1979-1992 et ont trouvé que les années marquées par une forte activité en aérosols sont celles associées à une intensification de 40% du LLJ par rapport à la moyenne.

Moulin et Chiapello, [2004] et *Chiapello et al.,* [2005] ont également montré que les conditions de sécheresse au Sahel affectent les émissions et le transport des aérosols minéraux à la fois en été et en hiver d'une année à l'autre, le contenu atmosphérique en aérosols minéraux étant intimement lié aux précipitations des années précédentes. Une explication possible est que le temps de réponse de la végétation au déficit pluviométrique aussi bien que l'effet « mémoire » de la mousson africaine pourraient contrôler la variabilité interannuelle du contenu atmosphérique en aérosols minéraux en Afrique de l'Ouest. Cependant, les interactions entre la végétation, la précipitation et les émissions d'aérosols demeurent, à l'heure actuelle, mal connues.

2.4.5 La variabilité multiannuelle

Sur des échéances de temps plus longues, la variabilité des contenus en poussières sur le continent africain et au large de l'Afrique a été marquée par **une augmentation significative** entre les années 1952-1984 suivie **d'une diminution** à partir des années 1986-1987.

En effet, entre 1952-1984, plusieurs périodes de forte sécheresse se sont succédées dans la frange sahélienne. Les travaux de *N'Tchayi et al.* [1994, 1997] ont mis en évidence une augmentation continue du nombre annuel de situations d'empoussièrement durant ces périodes de sécheresse (Fig. 2.9). D'autres études ont également pointé du doigt la connexion entre l'augmentation de la charge atmosphérique en aérosols et la diminution des précipitations en Afrique du Nord; *Ozer* [2001] a montré que la fréquence des épisodes poussiéreux en Afrique de l'Ouest, durant la saison sèche (Janvier-Avril), a été multipliée par un facteur de 10 entre les années 1951 et 1997. De la même manière, *Prospero et Nees* [1986] ont observé à la Barbade que les concentrations en aérosols minéraux transportés sur l'Océan Atlantique entre les années 60 et 80 ont augmenté d'environ un facteur 4.

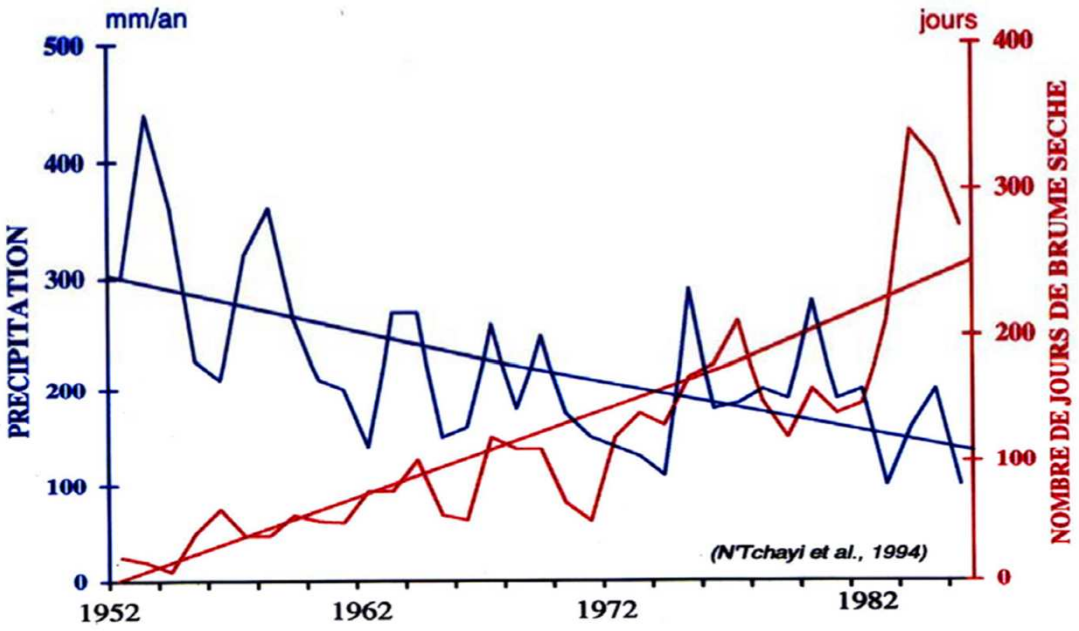


***Figure 2.9**: Nombre de jours de brumes sèches et précipitations annuelles (mm) mesurées à la station météorologique de Gao, Mali, de 1952 à 1984.*

Cette augmentation a été attribuée à l'émergence de nouvelles sources liées à la diminution observée du couvert végétal (*Tucker et al.*, 1991) et/ou attribuée à des zones soumises à des perturbations climatiques ou anthropiques (*Tegen et Fung*, 1995).

En effet, plusieurs études ont récemment mis en évidence l'existence d'un lien entre le contenu atmosphérique en aérosols minéraux et les données pluviométriques de l'année (ou des années) précédente(s). Par exemple, des calculs de corrélation entre les indices de déficit de précipitations au Sahel (*L'Hôte et al.*, 2002) et les épaisseurs optiques en aérosols dérivés de TOMS et Météosat de 1979 à 2000 indiquent que les conditions de sécheresse de l'année passée influencent les émissions de poussières en période de mousson ainsi que leur transport sur l'Atlantique nord-tropical (*Chiapello et Moulin,* 2002). Plus récemment, *Prospero et Lamb* [2003] ont trouvé une forte corrélation entre les concentrations annuelles mesurées à la Barbade et les précipitations Sahéliennes des années précédentes.

Par ailleurs, des analyses climatologiques des indicateurs d'empoussièrement dérivés d'observations spatiales, ont suggéré que la variabilité des émissions d'aérosols désertiques depuis l'Afrique au nord de l'Equateur est plutôt liée à un changement des conditions météorologiques à grande échelle dont la sécheresse ne serait qu'un des effets (*Prospero et Nees*, 1986; *Moulin et al.*, 1997; *Brooks et Legrand*, 2000; *Chiapello et al.*, 2005).

A partir des années 1986-1987, la sécheresse a cédé la place à une période plus humide. La fréquence d'occurrence d'évènements de poussières diminue dès lors que les taux de précipitations augmentent (Fig. 2.10, *Dumay et al.*, 2002).

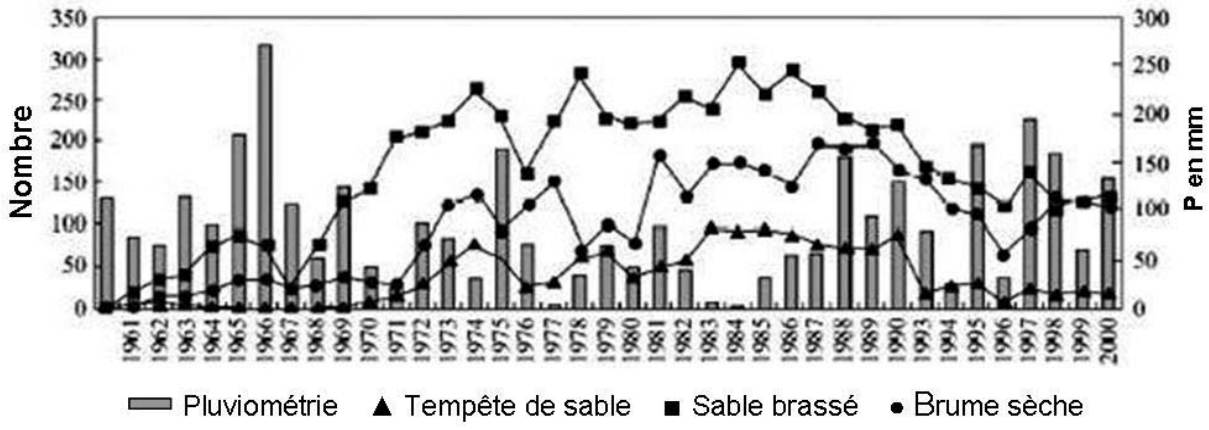


Figure 2.10*: Précipitations annuelles en mm et nombre de tempêtes de sables, sable brassé et brumes sèches à Nouakchott (Mauritanie) entre 1961 et 2000 (Dumay et al., 2002).*

2.5 Le transport des aérosols désertiques depuis l'Afrique au nord de l'Equateur

Le transport des panaches d'aérosols depuis l'Afrique au nord de l'Equateur présente trois trajectoires principales (Fig. 2.11):

- Le transport transatlantique vers les Etats Unis, les caraïbes et l'Amérique du Sud (*Swap et al.*, 1992; *Perry et al.*, 1997*; Prospero et Lamb*, 2003).
- Le transport vers la Méditerranée et l'Europe (*Borbely-Kiss et al.*, 2004).
- Le transport vers le proche et le moyen Orient (*Israelevich et al.*, 2003).

Récemment, une étude par *Tanaka et al.*, [2005] a suggéré un transport transcontinental des panaches d'aérosols depuis l'Afrique du Nord jusqu'au Japon à travers le Moyen Orient et l'Asie du Sud.

Selon *D'Almeida*, [1986], 60% des poussières sahariennes sont transportées vers le golfe de Guinée, 28% vers l'Atlantique et 12% vers l'Europe.

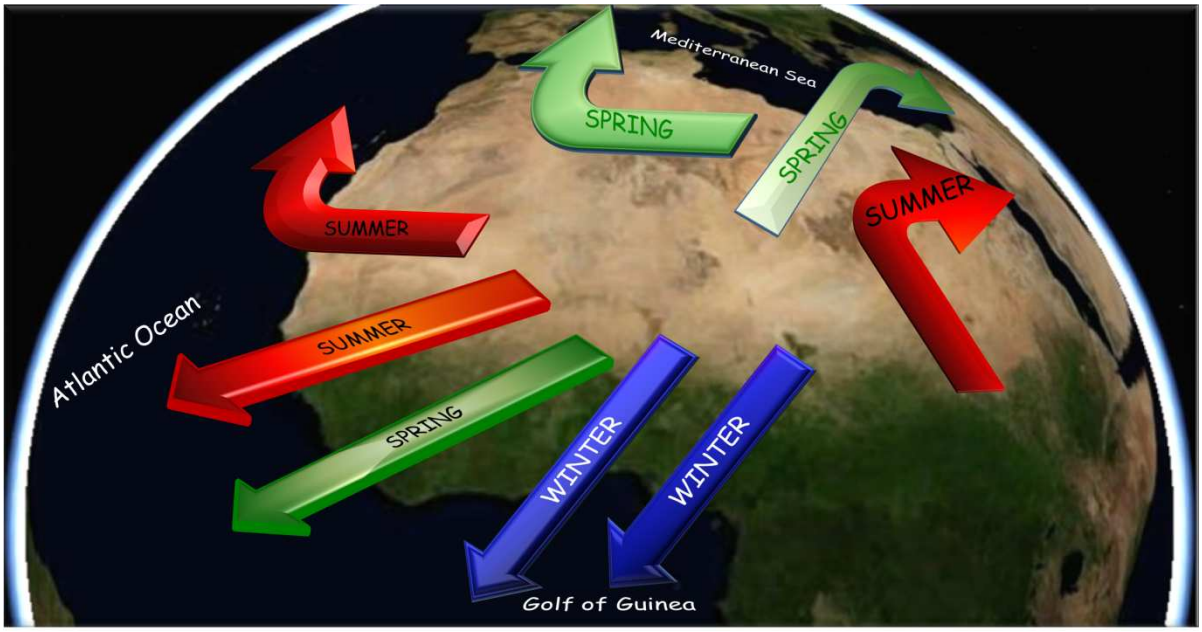


Figure 2.11*: Illustration des principales trajectoires de transport des panaches d'aérosols désertiques depuis l'Afrique au nord de l'Equateur inspirée de l'étude de Middleton, [1986].*

Le transport transatlantique: La majorité des panaches d'aérosols émis depuis l'Afrique sont transportés selon cette trajectoire, étant donné que le continent est principalement soumis à l'Harmattan, un vent du secteur nord-est. La direction des panaches selon cette trajectoire varie avec les saisons en relation avec la position du Front Intertropical (Fig. 2.11). Ainsi, en été les aérosols peuvent atteindre les Antilles (*Prospero et al.*, 1970) alors qu'en hiver, sont

transportés vers l'Amérique du sud atteignant le bassin de l'Amazonie (*Swap et al.,* 1992; *Kaufman et al.,* 2005). Ceci explique que le maximum de concentrations en aérosols désertiques soit mesuré en été à la Barbade (*Prospero et Ness,* 1977) et en hiver en Guyane française (*Prospero et al.,* 1981). De plus, les panaches d'aérosols sont transportés, durant les mois d'été, à des altitudes plus élevées que celles empruntées en hiver (*Chiapello et al.,* 1995). Ceci pourrait être lié à la dynamique du FIT (*Tulet el al.,* 2008; *Bou Karam et al.,* 2008) mais aussi aux mécanismes de soulèvements mis en jeu durant la saison de mousson (cf. paragraphe 2.6). Enfin, le transport transatlantique est modulé par l'activité des Ondes d'Est Africaines qui se propagent d'Est en Ouest (*Prospero et Carlson,* 1981; *Prospero et Nees,* 1986; *Jones et al.,* 2003, 2004).

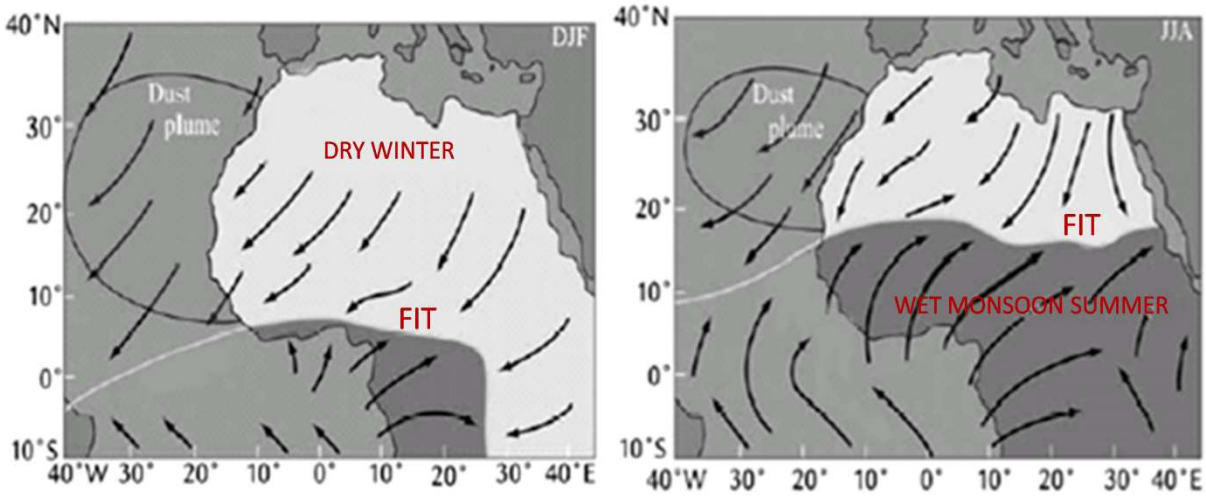


Figure 2.12*: Variations saisonnières entre l'hiver (décembre, janvier et février: DJF) et l'été (juin, juillet et août: JJA) de la direction du transport transatlantique des panaches d'aérosols en relation avec la position du Front Intertropical d'après Ruddiman, [2001].*

Le transport vers la Méditerranée et l'Europe: Les panaches d'aérosols émis depuis l'Afrique du Nord sont souvent transportés au-dessus de la Méditerranée (*Ganor et Mamane,* 1982) vers le sud de l'Europe (*Lyamani et al.,* 2005) et épisodiquement vers l'Europe centrale (*Ansmann et al.,* 2003; *Vukmirovic et al.,* 2004), la Scandinavie (*Franzen et al.,* 1994) et l'Angleterre (*Ryall et al.,* 2002). Le transport au dessus de la mer Méditerranée est orienté en direction des basses pressions qui accompagnent le passage des dépressions cycloniques sur l'Europe occidentale et la Méditerranée. Le transport selon cette trajectoire suit un cycle saisonnier bien marqué avec un maximum entre Mars et Aout et un minimum en hiver (*Moulin et al.,* 1998).

Le transport vers le Moyen Orient: Les observations satellitaires et les mesures directes montrent que le transport vers la péninsule Arabique, le Proche et le Moyen Orient se fait essentiellement par des panaches issus du Sahara Oriental (Libye, Egypte et Soudan, *Alpert et Ganor*, 2001; *Kubilay et al.*, 2005). Le transport selon cette trajectoire est significatif durant trois périodes de l'année (*Israelevich et al.*, 2003): Au printemps (Mars-Mai), en été (Juillet-Aout) et en automne (Septembre-Novembre).

2.6 Mécanismes de soulèvements d'aérosols désertiques

Les émissions d'aérosols désertiques en Afrique au Nord de l'Equateur sont la conséquence d'un certain nombre de processus météorologiques et dynamiques spécifiques au climat Africain. Au premier rang arrivent **les jets de basses couches** (*Blackadar*, 1957) qui sont présents tout le long de l'année au dessus du continent (cf. Chapitre 1) et contribuent à hauteur de 65% à l'activation des zones sources Africaines (*Schepanski et al.*, 2009). Au printemps, **l'activité cyclonique** liée aux effets orographiques induits par l'Atlas (au Maroc) ainsi qu'au gradient de température entre le continent Africain et la Méditerranée, vient s'ajouter à l'activité des LLJs. En été, ce sont des mécanismes liés, à **la convection humide** (i.e courants de densité)**,** à **la dynamique du front intertropical** (i.e front de mousson et cyclones sahéliens) et à **la convection sèche** dans la région de la dépression thermique, qui vont apporter un forçage dynamique supplémentaire.

Enfin, à cette configuration saisonnière de mécanismes s'ajoute épisodiquement des processus liés, au forçage orographique (i.e courant de densité issus du refroidissement par évaporation forcé par l'orographie) et aux interactions avec la circulation atmosphérique dans les moyennes latitudes (e.g. *Jankowiak et Tanré*, 1992; *Knippertz et Fink*, 2006).

Par la suite, nous détaillerons les principaux mécanismes dynamiques impliqués dans les soulèvements et le transport des aérosols désertiques et connus de nos jours.

2.6.1 Les jets de basses couches

Le climat aride de l'Afrique au nord de l'Equateur fournit des conditions favorables au développement des LLJs qui se présentent comme le mécanisme de soulèvements dominant dans cette région. En effet, 65 % de l'activation des principales zones sources en Afrique au

nord de l'Equateur serait associé aux LLJs (*Schepanski et al.,* 2009). Comme nous l'avons détaillé dans le chapitre précédent, après le lever du soleil le mélange turbulent tend à ramener les forts vents en altitudes, liés aux LLJs, auprès de la surface. Ainsi, les vents de surface intensifiés brusquement, dépassent les seuils d'érosion des zones sources Africaines et provoquent des émissions d'aérosols (*Washington et al.,* 2006 ; *Todd et al.,* 2007). Ceci, par ailleurs, explique le fait que 65% de l'activation des zones sources en Afrique au nord de l'Equateur est observée durant les premières heures de la matinée (*Schepanski et al.,* 2009).

2.6.2 Les courants de densité associés à la convection humide

- Courants de densité liés au forçage orographique

Pendant la journée, l'air ambiant peut être refroidi par évaporation; la vapeur d'eau soumise à un mouvement ascendant imposé par l'orographie, s'évapore. L'équilibre thermodynamique fait que la température de l'air ambiant diminue. Il en résulte la formation d'une masse d'air froide par rapport à l'air environnant et une différence de densité entre l'air refroidi par l'évaporation et l'air environnant (*Droegemeier et Wilhelmso,* 1987). L'équilibre hydrostatique fait que la masse d'air froide sera par la suite soumise à une forte vitesse verticale descendante. Dans la plupart des cas, la masse d'air froide atteint la surface sous forme de fortes rafales de vent et se propageant parfois bien loin de la montagne suscitant ainsi des soulèvements d'aérosols (*Charba,* 1974; *Smith et Reeder,* 1988; *Knippertz et al.,* 2007). Les courants de densité issus du refroidissement par évaporation sont limités aux régions montagneuses et se produisent le plus souvent au cours de l'après-midi lorsque la convection est maximale. Sur le Sahara, ils peuvent être observés le plus fréquemment près des montagnes de l'Atlas au Maroc en raison du transport de l'air humide en provenance de l'Atlantique (*Knippertz et al.,* 2007).

- Courants de densité liés aux Haboobs

La convection humide en Afrique de l'Ouest durant la saison de mousson, organisée sous forme de systèmes convectifs, est maximale dans l'après midi sous l'effet de l'insolation et de l'apport d'air humide en provenance du Golfe de Guinée (*Peters et Tetzlaff,* 1988). Des rafales de vent d'air humide et froid associé à la dynamique des systèmes convectifs se produisent au-dessus du Sahel. Ces courants de densité émanant des systèmes convectifs peuvent se propager sur des centaines de kilomètres et atteindre même le Sahara (*Knippertz,*

2008; *Flamant et al.,* 2009a). Ils sont associés à des fortes vitesses de vent de surface qui produisent des événements intenses d'érosion connus sous le nom de 'Haboob' (*Sutton,* 1925; *Idso et al.,* 1972; *Droegemeier et Wilhelmso,* 1987; *Flamant et al.,* 2007). Etant donné que l'occurrence des Haboobs est liée à la dynamique de la convection humide, ils sont plus fréquents durant l'après midi. Par ailleurs, les systèmes convectifs de méso-échelle sont des événements dont la durée de vie est limitée, au-delà de leurs implications dans les soulèvements et le transport vertical des aérosols désertiques, ils contribuent également au lessivage de ces aérosols par les précipitations qui leur sont associées (*Flamant et al.,* 2009).

2.6.3 Activité cyclonique

- Cyclones méditerranéens

Au printemps, les différences de températures entre le continent nord Africain et la Méditerranée renforce la baroclinie dans la couche limité saharienne (*Pedgley,* 1972, *Alpert et Ziv,* 1989, *Trigo et al.,* 2002). Cet important gradient de température observé au printemps favorise la formation de cyclones au dessus du Sahara. Ces cyclones sont connus sous le nom de cyclone de Sharav ou encore dépression de Khamsin. Essentiellement, trois mécanismes sont responsables de la formation de tels cyclones: La baroclinie à grande échelle, la baroclinie dans la couche limite et la circulation associée au Jet Stream (e.g. *Thorncroft et Flocas,* 1997; *Alpert et Ziv,* 1989; *Prezerakos et al.,* 1990; *Dayan et al.,* 1991; *Pedgley,* 1972).

Ces cyclones sont caractérisés par un front chaud associé à des températures de surface très élevées, par une mauvaise visibilité liée à une grande charge en aérosols et par un front froid marqué au sol par un changement de la température de 10 à 20 Kelvin. Les Sharavs se déplacent très rapidement (vitesse supérieure à 10m/s) vers l'Est en longeant les côtes d'Afrique du Nord (*Alpert et Ziv,* 1989; *Alpert et al.,* 1990). L'occurrence de ces cyclones est souvent fréquente à l'Est et au Sud des montagnes de l'Atlas au Maroc comme l'ont indiqué plusieurs observations (*Barkan et al.,* 2005; *Prezerakos et al.,* 1990; *Alpert et al.,* 1990; *Alpert et Ziv,* 1989). Ceci met en avant un rôle important de l'orographie dans la formation des cyclones Sharavs au printemps Africain, en plus de celui du gradient de température (e.g. *Horvath et al.,* 2006, *Egger et al.,* 1995). L'activation des zones sources d'aérosols par la dynamique des cyclones peut se produire à n'importe quel moment de la journée. Cependant, le chauffage au sol durant le jour pourrait renforcer la convection et favoriser l'occurrence des soulèvements d'aérosols durant la journée (*Trigo et al.,* 2002).

- Cyclones Sahéliens secs

La formation de cyclones au sud des massifs de l'Hoggar et de l'Aïr au dessus du Sahel durant la saison de mousson, a été aussi notifiée par *Bou Karam et al.,* [2009a]. La formation des cyclones Sahéliens est due à des effets dynamiques faisant intervenir le cisaillement horizontal caractérisant le front intertropical renforcé par la présence de LLJs induit par le bloquage orographique des masses d'air froides en provenance de la Méditerranée. Les forts vents de surface associés à la dynamique du cyclone sont capables d'initier des soulèvements d'aérosols au dessus de cette région du Sahel et de favoriser le mélange vertical des aérosols soulevés (cf. Chapitre 6).

2.6.4 Dynamique du front intertropical (FIT)

La convergence des vents d'Harmattan et de mousson en direction de la région de basses pressions au niveau du front intertropical, constitue un environnement propice à la création de forts vents de surface de part et d'autre du FIT provoquant ainsi d'important épisode de soulèvements d'aérosols.

Bou Karam et al., [2008], ont montré que le flux de mousson, durant son excursion nocturne vers le Sahara, provoque des soulèvements d'aérosols désertiques au niveau du front. Ces soulèvements sont liés à des forts vents turbulents associés à la dynamique du flux de mousson qui durant la nuit et jusqu'aux premières heures de la matinée agit comme un courant de densité pénétrant dans l'air chaud et sec du Sahara.

Les soulèvements par le front de mousson au niveau de la limite sud du FIT ont été confirmé par des mesures in situ acquises durant la campagne GERBILS 2007 (*Marsham et al.*, 2008). La limite nord du FIT, quant à elle, est souvent marquée par des LLJs nocturnes en provenance du nord et du nord-est qui, une fois mélangés dans la couche limite après le lever du soleil, offrent les vitesses de vent de surface nécessaires à l'érosion (*Knippertz,* 2008).

Les mécanismes décrits ci-dessus, au-delà de leurs implications dans les émissions d'aérosols désertiques, constituent à coté du mélange turbulent durant la journée, un moyen efficace pour la distribution verticale des aérosols désertiques dans la couche limite atmosphérique, leur donnant ainsi le potentiel d'atteindre des altitudes élevées et de devenir disponibles au transport à grandes distances.

2.7 Impact des aérosols désertiques sur le climat

Les aérosols désertiques ont de nombreux impacts sur l'environnement naturel et humain, d'où la nécessité d'une connaissance précise de leur cycle. En effet, les aérosols désertiques présents dans l'atmosphère interagissent avec les rayonnements solaire et terrestre, ce qui induit une modification du bilan radiatif. Cette modification du bilan radiatif impacte la circulation atmosphérique générale.

De nombreuses études ont été menées afin de mieux caractériser l'effet des aérosols désertiques sur la circulation atmosphérique au-dessus de certaines régions du globe; *Schollaert et Merrill,* [1998] ont montré par exemple qu'une corrélation positive existe entre la diminution des températures de surface de l'océan Atlantique et l'occurrence de panaches d'aérosols désertiques depuis l'Afrique du Nord et de l'Ouest. Une autre étude par *Dunion et Velden* [2004], a montré que les aérosols désertiques présents dans la couche limite saharienne (SAL) empêchent l'amplification des ondes d'Est Africaines et affaiblissent l'activité des cyclones tropicaux.

Par ailleurs, durant leur transport, les aérosols désertiques participent à la chimie atmosphérique, au travers de réactions de chimie hétérogène, pouvant entraîner des modifications des concentrations des composés gazeux comme O3 et HNO3 (*Bauer et al.,* 2004). Ils affectent également la chimie multiphasique atmosphérique, en particulier au sein des nuages. Ainsi, la présence de particules carbonées (principalement la calcite) dans les aérosols permet la neutralisation des espèces acides dissoutes dans les gouttelettes de nuages (*Loÿe-Pilot et al.,* 1986; *Losno et al.,* 1991; *Laurent*, 2005).

Les aérosols désertiques sont également impliqués dans les échanges biogéochimiques. Dans les zones sources, la déplétion de la fraction fine des sols sous l'action du vent conduit à une perte de nutriments entraînant un appauvrissement de la fertilité des sols. En revanche, dans des régions de dépôts, la retombée des aérosols désertiques peut être une source très importante d'approvisionnement en éléments clé, comme le fer ou le phosphore (*Laurent*, 2005). C'est le cas de la forêt amazonienne (*Swap et al.,* 1992), des eaux de surface méditerranéennes (*Bergametti et al.,* 1992), mais aussi d'écosystèmes marins (i.e l'océan Atlantique) où les apports de fer biodisponible via les aérosols désertiques permettent le développement du phytoplancton (*Talbot et al.,* 1986; *Jickells et al.,* 2005).

Par ailleurs, les aérosols désertiques ont été aussi associés à des risques environnementaux tels que l'altération de la qualité de l'air due à l'augmentation de leur concentration dans l'atmosphère, le bloquage de la circulation routière et aérienne, des catastrophes aériennes en Afrique du Nord et la paralysie des activités socio-économiques de certaines régions (*Greeley et al.,* 1997).

Enfin, les aérosols désertiques ont un impact sur la santé humaine; au-delà des effets néfastes de la mauvaise qualité de l'air liée à leur présence dans l'atmosphère (*Prospero,* 1999), ils constituent des environnements favorables au répandement des épidémies (comme c'est le cas au Sahel pour les méningites, *Sultan et al.,* 2005) ainsi qu'un milieu propice au développement des bactéries causant des allergies et de l'asthme (*Prospero et al.,* 2005).

2.7.1 Propriétés optiques des aérosols désertiques et leur impact radiatif

Les aérosols désertiques affectent le climat de la planète de manière directe et/ou indirecte. Leur effet radiatif direct se manifeste par des processus de diffusion et d'absorption des rayonnements solaire et tellurique (*Haywood et al.,* 2001; *Sokolik et al.,* 2001) alors que leur effet radiatif indirect se fait via le changement des propriétés microphysiques des nuages. Ce changement se traduit par une modification de la luminosité, du temps de vie, de la structure, de la taille, de la couverture spatiale et du taux de production de précipitations, des nuages (*Han et al.,* 1998; *Wurzler et al.,* 2000).

- Direct

L'effet radiatif direct est dû à l'interaction des aérosols désertiques avec les rayonnements solaire et tellurique selon deux modes: la diffusion et l'absorption. **La diffusion** est l'effet majeur sur le rayonnement solaire, elle joue un rôle moins important pour le rayonnement tellurique. La diffusion par les aérosols du rayonnement solaire vers l'espace induit une diminution du flux net d'énergie solaire au sommet de l'atmosphère, et donc un forçage radiatif négatif. Mais ce forçage est variable et peut même changer de signe en fonction des propriétés d'absorption de l'aérosol et de l'albédo de la surface qui varient selon la composition minéralogique et l'arrangement des minéraux composant l'aérosol désertique.

Le rayonnement tellurique est absorbé (et réémis) par les aérosols, contribuant ainsi avec l'absorption du rayonnement solaire au réchauffement de l'atmosphère. Des mesures satellitaires ont indiqué que l'absorption des aérosols contribue à hauteur de 5% à l'épaisseur optique des aérosols désertiques (*Dubovick et al.,* 2002).

La diffusion et l'absorption du rayonnement par les aérosols désertiques conduisent donc à un refroidissement à la surface et un réchauffement de l'atmosphère. L'intensité de la diffusion et de l'absorption dépend de la longueur d'onde du rayonnement et des caractéristiques physiques, chimiques et optiques des aérosols y compris la distribution en taille des particules, leur couleur, leur forme, leur composition minéralogique (*Laurent,* 2005).

Par exemple, *Miller et Tegen,* [1998] ont montré que localement, le forçage radiatif direct peut représenter jusqu'à -60 W m^{-2} à la surface et plusieurs W m^{-2} au sommet de l'atmosphère. Alors que le forçage radiatif moyen global au sommet de l'atmosphère a été estimé à +0,16 W m^{-2}. Durant la campagne SHADE (SaHAran Dust Experiment, *Tanré et al.,* 2003), le rayonnement terrestre a subit par exemple une réduction de 6.5 W m^{-2} au sommet de l'atmosphère et une augmentation de 11.5 W m^{-2} à la surface continentale, durant un épisode intense de soulèvement. Au dessus de l'océan, l'effet radiatif direct des aérosols désertiques durant cet évènement a été évalué à -130 W m^{-2} (*Highwood et al.,* 2003).

De plus, la grande variabilité spatiale et temporelle des concentrations des aérosols induit des variations régionales très importantes de leurs impacts. Par exemple, une étude climatologique par *Jankowiak* [1992] a montré que la charge atmosphérique en poussières désertiques au-dessus de l'Océan Atlantique, peut induire des diminutions du flux solaire incident allant jusqu'à 10% en moyenne mensuelle. *Zhou et al.* [1994] estiment une diminution ponctuelle de 40% du flux solaire incident sur la région de Pékin, liée au passage d'un panache de poussières.

Actuellement, l'incertitude majeure qui persiste dans l'estimation du forçage radiatif des aérosols est surtout liée à la méconnaissance de l'indice de réfraction des particules d'aérosols qui contrôle l'albédo de simple diffusion (*Laurent,* 2005). En plus, les estimations actuelles sont issues des produits satellites ou des photomètres solaires, elles incluent donc l'effet des autres types d'aérosols présents dans l'atmosphère et ne permettent pas une isolation de l'effet

radiatif des aérosols désertiques (*Laurent*, 2005). Par exemple, des analyses sur des échantillons en laboratoire ont montré que les aérosols désertiques sont absorbants aux longueurs d'onde solaires (*Sokolik et Toon*, 1996), ceci n'a pas été révélé par les observations actuellement en œuvre (*Laurent*, 2005).

- Indirect

Le bilan énergétique global est sensible à la couverture nuageuse, en particulier des nuages marins bas (stratus) qui couvrent environ 25% de la planète. L'albédo d'un nuage est sensible aux changements de concentration en nombre de gouttelettes. Cette concentration dépend de la concentration en noyaux de condensation, fonction de la concentration en particules d'aérosol. Les aérosols affectent donc de manière indirecte le climat par leur effet sur **les propriétés microphysiques des nuages**. *Koren et al.* [2005], suggère qu'au dessus de l'Océan Atlantique une augmentation de 5% de la fraction nuageuse ainsi qu'une augmentation du sommet du nuage est liée à la présence d'aérosols désertiques.

En effet, l'augmentation du nombre de noyaux de condensation due à un apport supplémentaire en aérosol, provoque, pour un contenu en eau liquide, une augmentation du nombre de gouttelettes et une diminution de leur taille moyenne (*Twomey*, 1974). Il en résulte deux effets indirects sur le rayonnement: Une augmentation de l'albédo du nuage et un changement de la couverture nuageuse liée à la modification de la durée de vie et de l'épaisseur du nuage (*Albrecht*, 1989; *Pincus et Baker*, 1994; *Levin et al.*, 1996). Cependant, l'effet indirect des aérosols désertiques reste très mal documenté.

Par ailleurs, les particules de poussière les plus grosses, sont d'efficaces noyaux glaçogènes (*Pruppacher et Klett*, 1997), affectant la formation et les propriétés des nuages de glace dans la haute troposphère.

En conclusion, à travers un certain nombre de processus, les aérosols modifient le bilan radiatif de la planète. Ils provoquent en outre des réchauffements ou des refroidissements en fonction des propriétés de l'aérosol (nature, taille et caractère hygroscopique et glaçogène des particules), et de sa répartition verticale et géographique.

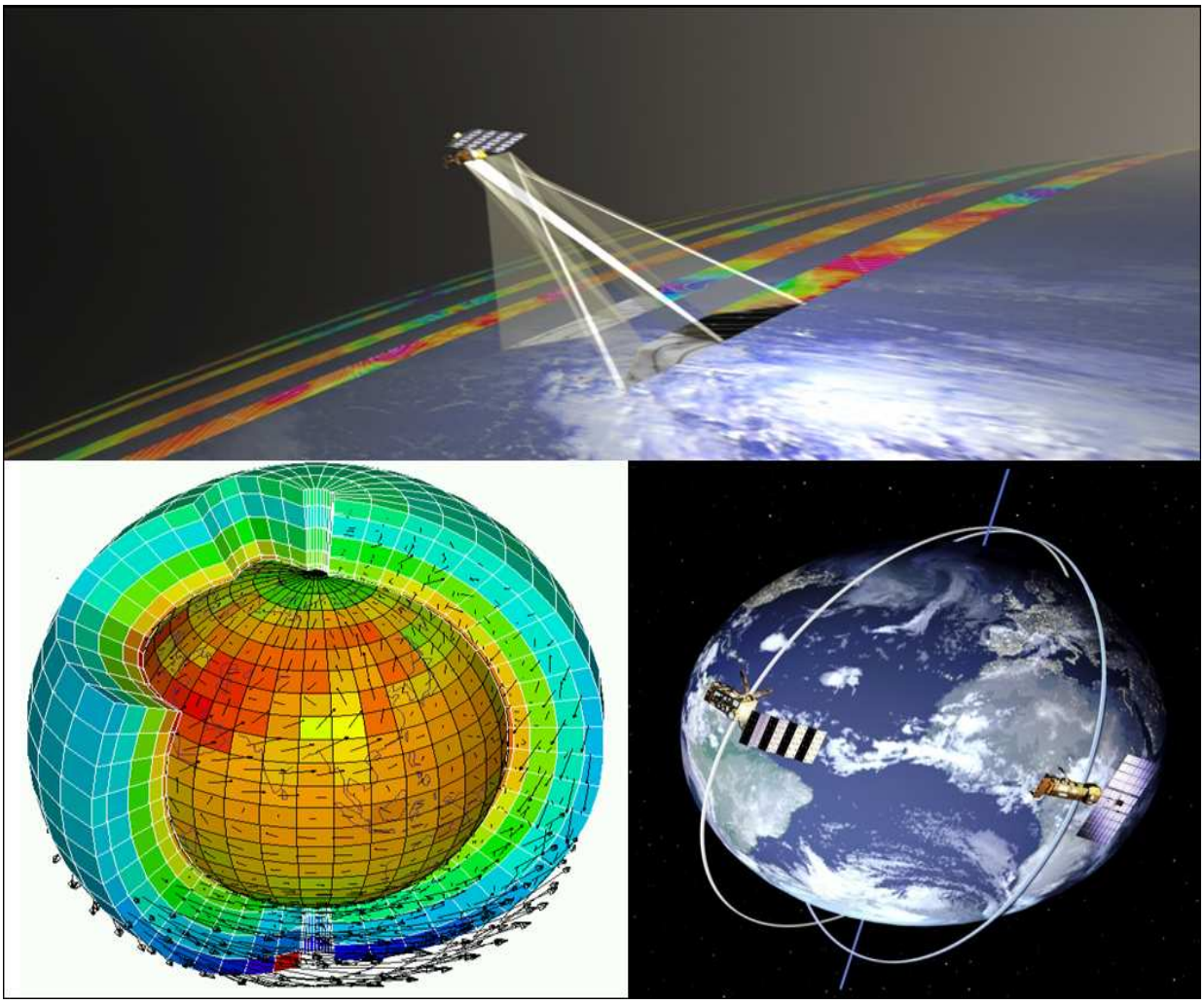
2.8 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons vu que l'Afrique au nord de l'Equateur représente la région source d'aérosols désertiques la plus importante en termes d'émissions annuelles à l'échelle globale et que les émissions depuis ses 'hot spots' sont fortement liées au climat Africain principalement aux jets de basses couches, aux courants de densité issus de la convection humide, à la dynamique du front intertropical et à l'activité cyclonique. De ce fait, les émissions d'aérosols désertiques depuis l'Afrique au Nord de l'Equateur présentent une variabilité temporelle très marquée à l'échelle journalière, saisonnière et interannuelle. Plus particulièrement, les émissions d'aérosols sont maximales en été, période durant laquelle les différents facteurs impliqués dans les émissions cohabitent au-dessus du continent.

Par ailleurs, la variabilité spatiale des émissions dépend surtout de la géomorphologie du continent; la plupart des zones sources étant située aux pieds des montagnes au niveau des dépressions topographiques en raison de la présence abondante de sédiments et de forts vents de surface.

Enfin, la partie occidentale du Sahara apparaît comme une source majeure et constante d'aérosols désertiques par rapport à la partie orientale qui présente des émissions moins importantes et plus variables d'une année à l'autre.

III. MOYENS D'OBSERVATION ET DE MODÉLISATION DU CYCLE DES AÉROSOLS DÉSERTIQUES DANS LE CADRE DE LA THÈSE



3.1 Introduction 69

3.2 Les Observations spatiales 70

3.2.1 OMI 70

3.2.2 SEVIRI 70

3.2.3 MODIS 71

3.2.4 CALIPSO 72

3.3 Les Observations Lidar aéroportées 73

3.3.1 Présentation du lidar à absorption différentielle aéroporté LEANDRE 2 74

3.3.2 Déploiement de LEANDRE 2 durant AMMA 75

3.4 Modélisations du cycle des aérosols minéraux par le modèle MesoNH 76

3.4.1 Présentation de l'outil numérique MesoNH 76

3.4.2 Modélisation des émissions d'aérosols minéraux 79

3.4.2.1 Mode de production de l'aérosol minéral 79

3.4.2.1.1 Action du vent sur le sol 79

3.4.2.1.2 Mise en mouvement des agrégats constitutifs du sol 80

A- Bilan des forces exercées sur un agrégat 80

B- Facteurs dont dépend la vitesse de friction seuil U_t^* 81

3.4.2.1.3 Les différents mouvements des particules mobilisées 82

3.4.2.2 Présentation de l'outil numérique DEAD 85

3.4.2.2.1 Paramétrisation de la vitesse de friction seuil 85

3.4.2.2.2 Le flux horizontal de saltation 87

3.4.2.2.3 Le flux vertical de particules 87

3.4.2.2.4 Le couplage avec MesoNH 88

3.4.3 Modélisation du transport et du dépôt sec et humide. 88

3.4.4 Le couplage avec un code de transfert radiatif 89

3.4.5 Conclusions 91

3.5 Conclusions 92

3.1 Introduction

Les émissions d'aérosols désertiques sont souvent la réponse à un forçage dynamique à des échelles de temps et d'espace plus grandes que celles des émissions en elles mêmes. Elles sont connues pour être sporadiques et spatialement hétérogènes. En effet, des zones très localisées, plus connues sous le nom de «hot spots» (*Gillette*, 1999), peuvent constituer des sources majeures au sein de larges étendues arides. De la même façon, quelques évènements d'une durée de plusieurs jours peuvent constituer la contribution majoritaire des émissions annuelles et expliquer une grande partie de leur variabilité interannuelle (*Marticorena et Bergametti*, 1996). Il est donc nécessaire pour une meilleure compréhension du cycle de l'aérosol minéral, de l'étudier sur différentes échelles de temps et d'espace.

Cependant, les observations dont on dispose de nos jours ne permettent pas de couvrir les échelles de temps et d'espace mises en jeu. D'où le besoin d'outils numériques qui, en plus d'offrir une vision tridimensionnelle de l'atmosphère, permettent d'évaluer le rôle individuel des différents paramètres impliqués dans les émissions.

D'autre part, les modèles numériques restent le seul moyen actuel pour l'évaluation de l'impact radiatif des aérosols désertiques sur la dynamique de l'atmosphère. En effet, les aérosols constituent une partie intégrante de l'atmosphère et interagissent avec ses différentes composantes, l'évaluation des rétroactions aérosols-dynamique ne peut se faire que via la modélisation numérique qui permet entre autre une séparation entre les différentes composantes atmosphériques. Ceci nécessite, en retour, une bonne représentation physique du cycle des aérosols dans les modèles numériques ainsi qu'une résolution spatiale et temporelle suffisamment fine pour tenir compte à la fois des émissions sporadiques des zones sources localisées et de celles issues des évènements ponctuels fréquents.

Actuellement, on dispose pour l'étude du cycle des aérosols minéraux en Afrique de l'Ouest, de nombreux outils dont la combinaison permet de répondre au besoin en matière de résolution spatiale et temporelle. Ce travail ayant comme principal pilier l'étude de la dynamique des panaches d'aérosols désertiques en zones sources et de leur distribution spatio-temporelle durant le transport, une sélection d'outils s'y impose. Ainsi, au-delà des observations sols, des observations spatiales (OMI, SEVIRI et MODIS), assurant une vision horizontale en 2D des panaches d'aérosols, ont été utilisées en combinaison avec des mesures de lidars aéroportés afin de couvrir également la distribution des aérosols sur la verticale. Le

tout a été accompagné d'un travail de modélisation en 3D par le modèle MesoNH. Voici une description des moyens d'observations et de modélisation utilisés dans le cadre du présent travail.

3.2 Observations spatiales

De nombreuses études utilisant des indices du contenu atmosphérique en aérosols dérivés des observations spatiales passives (comme l'Aerosol Index (AI) d'OMI (*Torres et al.,* 1998)) ont permit la détermination des principales zones sources d'émissions d'aérosols désertiques (*Brooks et Legrand,* 2000; *Prospero et al.,* 2002; *Washington et al.,* 2003). Plus récemment, les observations de SEVIRI/MSG dans l'infrarouge ont permis d'établir une nouvelle carte d'activation des zones sources d'aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest (*Schepanski et al.,* 2007). *Koren et Kaufman,* [2004] utilisent l'imagerie MODIS pour déterminer les vitesses de déplacement des panaches de poussières désertiques durant leur transport transatlantique. Les données satellitaires issues de ces trois instruments seront utilisées dans le cadre de notre étude, en voici une brève description.

3.2.1 OMI

Les AI (Aerosol Index) dérivés des observations passives dans l'UV issues d'OMI (Ozone Monitoring Instrument) embarqué sur le satellite Aura, sont calculés à partir de l'atténuation spectrale de la diffusion de Rayleigh due à l'absorption des aérosols. Les valeurs positives de cet indice correspondent généralement aux aérosols absorbant dans l'UV (comme l'aérosol minéral, ou l'aérosol carboné). Les valeurs négatives correspondent aux aérosols non absorbant dans l'UV (comme l'aérosol sulfaté).

Ces données présentent l'avantage de fournir des données journalières et d'avoir une bonne couverture spatiale. Cependant, elles présentent certaines limites pour l'étude des aérosols désertiques. Tout d'abord elles correspondent à la contribution des différents types d'aérosols absorbants qui sont présents dans l'atmosphère. De plus, elles dépendent de l'altitude à laquelle se trouvent les aérosols en d'autre terme le signal change avec l'altitude du panache pour un même contenu en aérosols (*Chiapello et al.,* 1999; *Hsu et al.,* 1999, *Laurent*, 2005). On utilisera des observations OMI dans le chapitre 4 dans le cadre de notre étude sur les soulèvements des aérosols désertiques dans la région de Bodélé.

3.2.2 SEVIRI

En Aout 2002, un nouvel instrument est devenu disponible pour l'étude des aérosols désertiques, il s'agit de l'instrument SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infra Red Imager, *Schmetz et al.,* 2002) embarqué sur le satellite géostationnaire METEOSAT (MSG1 et MSG2 depuis Décembre 2005) positionné à 3.5°W au dessus de l'équateur. SEVIRI est doté de 12 canaux répartis entre les longueurs d'ondes visibles et infrarouges, il fournit une résolution spatiale de 1km (au mieux) et temporelle d'une image toutes les 15 minutes. Les aérosols désertiques sont détectés par MSG-SEVIRI jour et nuit par imagerie IR. Les produits de détection des aérosols désertiques fournis par EUMETSAT (www.eumetsat.int) à partir des images acquises par SEVIRI, sont des composites basés sur le calcul de la différence de la température de brillance (Brightness Temperature Differences, BTD) dans les bandes spectrales 12.0 µm-10.8 µm et 10.8 µm-8.7 µm (*Ackerman,* 1997; *Sokolik,* 2002 ; *Chaboureau et al.,* 2007). En effet, la présence des aérosols désertiques dans l'atmosphère diminue la BTD dans les bandes (10.8, 12.0) et (8.7, 10.8) en comparaison avec des conditions de ciel clair (*Ackerman,* 1997; *Sokolik,* 2002). Ces observations offrent l'avantage d'une bonne couverture spatiale de l'Afrique et d'une résolution temporelle très fine. Elles seront déployées pour la visualisation des soulèvements d'aérosols liés au front de mousson discutés dans le chapitre 5.

3.2.3 MODIS

L'instrument MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) embarqué sur les deux satellites Aqua et Terra acquit les données dans 36 bandes spectrales. Le satellite Terra orbite autour de la Terre du nord au sud en passant au dessus de l'équateur dans la matinée alors que Aqua passe au dessus de l'équateur dans l'après midi. Ceci permet une couverture complète du globe à peu près tous les 2 jours. Les données satellitaires MODIS à haute résolution dans le visible contribuent, mais de façon plus qualitative, à la détermination des zones d'émission et à la visualisation des panaches d'aérosols désertiques même si l'imagerie visible est surtout efficace pour l'étude des aérosols au dessus des surfaces foncées i.e. l'océan. On utilisera des observations MODIS dans le chapitre 4 dans le cadre de notre étude sur les soulèvements des aérosols désertiques dans la région de Bodélé.

Les produits satellitaires offrent donc aujourd'hui de nouveaux moyens permettant une étude qualitative et quantitative de la variabilité spatiale et temporelle des émissions d'aérosols. Cependant, l'accès à la distribution verticale des aérosols dans l'atmosphère depuis l'espace n'a pas été possible avant l'arrivée des instruments spatiaux à base de lidar avec notamment la mission spatiale LITE (Lidar In-space Technology Experiment, *Winker et al.*, 1996) en 1994, l'instrument GLAS (Geoscience Laser Altimeter System, *Schutz,* 1998) en 2003 et plus récemment la mission CALIPSO (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations, *Winker et al.*, 2003, 2007) lancée en 2006 fruit d'une collaboration entre le CNES et la NASA.

3.2.4 CALIPSO

CALIPSO fait partie de la constellation de satellites du train spatial A-train [*Stephens et al.*, 2002], le premier observatoire franco-américain en orbite dédié à l'observation des nuages, des aérosols et du cycle de l'eau.

Le satellite CALIPSO embarque:
1) Un instrument Lidar à rétrodiffusion CALIOP (Cloud-Aerosol LIdar with Orthogonal Polarization) taillé pour détecter les aérosols et les fins nuages type cirrus. CALIOP a été conçu pour acquérir des profils verticaux, à 30m de résolution, des deux composantes orthogonales qui résultent de la dépolarisation d'un signal laser à 532 nm rétrodiffusé et des profils verticaux d'un signal laser total à 1064 nm rétrodiffusé au nadir. Chaque relevé du Lidar permet d'obtenir un profil de 90 mètres de large. En rassemblant les clichés pris au cours d'une orbite, on obtient une « tranche » de l'atmosphère.

Les profils CALIOP à 532 nm couvrent la couche de l'atmosphère située entre 2km et 40 km d'altitude, ceux à 1064 nm couvre la tranche de l'atmosphère située entre 2 km et 30 km. La résolution verticale et horizontale varie par tranches d'altitudes. Ainsi, les plus fines résolutions sont employées dans les basses couches de l'atmosphère là où généralement les aérosols et les nuages sont présents et ont une plus large variabilité spatiale. Plus précisément, les mesures à 532 nm ont une résolution de 30 m verticalement et de 1/3 km horizontalement entre 0.5 km à 8.2 km d'altitude. Elles passent respectivement à 60 m et 1 km entre 8.2 km et 20.2 km. Pour les altitudes comprises entre 20.2 km et 30.1 km les résolutions sont de 180 m

et 5/3 km, respectivement. Au-delà de 30.1 km la résolution est réduite à 300 m verticalement et 5 km sur horizontalement.

2) Un radiomètre imageur (Infrared Imager Radiometer, IIR) à 3 canaux dans l'infrarouge thermique à 8.65 µm, 10.6 µm et 12.05 µm. Il fournit le contexte de la mesure lidar de nuit. Utilisé en synergie avec le lidar il permet de restituer les caractéristiques microphysiques des nuages.

3) Un imageur monocanal (Wide Field of view Camera, WFC) à 645nm destiné à fournir, de jour, le contexte de la mesure lidar.

Les observations CALIPSO seront utilisées pour visualiser la structure verticale des panaches d'aérosols dans la région de l'ITD (cf. Chapitre 6). Une exploitation plus profonde des observations CALIPSO est envisagée durant mon Postdoc CNES en 2009.

3.3 Les observations lidar aéroportées

Le lidar (Light Detection And Ranging) est un instrument de télédétection active qui a vu le jour dans les années 60 après la découverte de l'effet laser. Opérant dans le visible et le proche infrarouge, les lidars sondent l'atmosphère à l'aide d'un faisceau laser (généralement pulsé), instantanément et sans perturbation du milieu, avec une résolution le long de la ligne de visée de l'ordre d'une dizaine de mètres, et une cadence de l'ordre de la dizaine de Hertz.

La télédétection laser est un moyen bien approprié à l'étude des aérosols ; elle permet la mesure de la rétrodiffusion du rayonnement laser émis par les particules présentes dans l'atmosphère, ceci à haute cadence et avec une grande résolution spatiale. La rétrodiffusion est fonction de la concentration des particules d'aérosols et de leur pouvoir réflecteur (e.g. *Flamant et al.*, 2007). La réflectivité des couches d'aérosols est d'autant plus importante que la taille des aérosols est proche de la longueur d'onde de la source laser du lidar. Ainsi la mesure lidar est particulièrement sensible aux aérosols dont la taille est comprise entre 0.1 et 5 µm, i.e. les aérosols désertiques. De surcroît, ces aérosols peuvent être utilisés comme d'excellents traceurs (passifs) de la dynamique atmosphérique, i.e. des mouvements convectifs dans la couche limite atmosphérique, mais également des circulations dynamiques à méso échelle. La portée des lidars dépend de la puissance du laser émetteur. Elle est typiquement de quelques kilomètres. Pour une utilisation en sondage vertical, elle permet

généralement de sonder la troposphère sur toute son épaisseur, sauf en présence d'une cible « dure » comme un nuage de type convectif ou de couche épaisse d'aérosols, i.e. pour des épaisseurs optiques supérieures ou égale à 3 ou 4. La puissance des sources laser utilisées actuellement ne permet pas au faisceau de traverser les nuages, à l'exception des plus fins type cirrus.

Il existe quatre grandes catégories de lidar: les lidars 'rétrodiffusion', les lidars à absorption différentielle, les lidars Doppler et les lidars Raman. Dans le cadre de cette étude, ce sont les mesures du lidar à absorption différentielle (LEANDRE 2) qui vont être utilisées, voici une brève description de cet instrument.

3.3.1 Présentation du lidar à absorption différentielle aéroporté LEANDRE 2

L´instrument LEANDRE 2 (*Bruneau et al.,* 2001), est un lidar à absorption différentielle (*DIfferential Absorption Lidar, DIAL)* opérationnel depuis 1995. LEANDRE 2 a été développé à l´IPSL en collaboration avec la Division technique de l´INSU et du CNES pour répondre au besoin en mesure à haute résolution spatio-temporelle de la distribution de la vapeur d´eau et des aérosols dans la basse troposphère (0-7 km) pour améliorer les connaissances actuelles concernant la dynamique de la couche limite atmosphérique, les interactions aérosol-nuage-rayonnement.

Son principe est le suivant: deux rayonnements laser sont émis simultanément ou presque, sur deux longueurs d'onde très proches l'une de l'autre, dont l'une est absorbée par la molécule cible, et l'autre pas. A une altitude donnée, le rapport entre les puissances reçues est proportionnel à l'absorption différentielle entre les deux voies. Celle-ci est fonction de la densité des cibles et de leur pouvoir absorbant, lui-même proportionnel à la température. Il est alors possible de remonter à la densité des cibles ou à la température si l'on choisit une molécule comme l'oxygène dont la densité est connue (*Theopold et Bösenberg*, 1993).

LEANDRE 2 est un des 3 systèmes DIAL aéroportés existant dans le monde avec ceux de la NASA (*Higdon et al.,* 1994; *Browell et al.,* 1996) et du DLR (*Poberaj et al.,* 2002). L'originalité de LEANDRE 2 est qu'il utilise une source laser Alexandrite accordable dans un domaine spectral compris entre 727 et 770 nm, domaine spectral dans lequel existent 7 bandes d'absorption de la vapeur d'eau d'intensités différentes. Ceci permet au système LEANDRE 2 un fonctionnement optimal dans des conditions d'humidité ambiante très variées, allant de l'atmosphère « polaire », i.e. caractérisée par un contenu intégré en vapeur d'eau d'environ 5

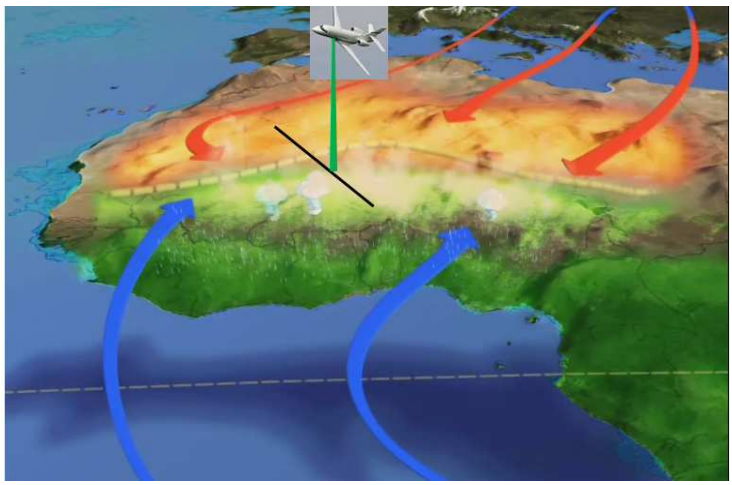
kg m^{-2} (entre 0-7 km) à l'atmosphère « tropicale », i.e. caractérisée par un contenu intégré en vapeur d'eau d'environ 50 kg m^{-2}. De plus, l'opérateur LEANDRE 2 peut choisir de changer en vol la bande d'absorption afin d'optimiser la restitution des profils de rapport de mélange de vapeur d'eau.

3.3.2 Déploiement de LEANDRE 2 durant AMMA

Au cours des mois de Juin et Juillet 2006 durant les SOPs du projet AMMA, LEANDRE 2, à bord du Falcon 20 de SAFIRE, a opéré durant 16 vols dédiés à l'exploration de la structure de la couche limite sahélienne et de la distribution verticale des aérosols dans la région du Sahel. Durant cette série de missions aéroportées, les mesures de télédétection lidar LEANDRE 2 à 730 nm ont été complétées par des mesures in situ (veine de prélèvement des aérosols) et dropsondes (via le système 'Airborne Vertical Atmospheric Profiling System', AVAPS). De plus, des mesures aéroportées de direction et d'intensité de vent par le Lidar Doppler WIND ont accompagné les mesures de LEANDRE 2. Cette combinaison d'instruments aéroportés a d'ores et déjà permis, pour la première fois par la voie d'observations directes en 2D, de mieux comprendre les interactions aérosols-dynamique-systèmes convectifs au Sahel et de mieux documenter la dynamique des éléments clés de la mousson Africaine i.e l'ITD (*Flamant et al.*, 2007; *Bou Karam et al.*, 2008; *Flamant et al.*, 2009a; b). Dans le présent travail, parmi les 16 missions effectuées dans le cadre d'AMMA, seule celle du 7 Juillet 2006 a été investiguée et sera détaillée dans le chapitre 5.



LEANDRE 2 à bord du Falcon 20



Type de missions aéroportées effectuées durant AMMA

3.4 Modélisation du cycle des aérosols minéraux par le modèle MesoNH

Malgré la large couverture temporelle et spatiale des divers types d'observations, un certain nombre de phénomènes impliqués dans le cycle de l'aérosol minéral ne peuvent pas être suffisamment bien décrits par les jeux de données collectés durant les campagnes de terrain et/ou spatiaux, ce qui en limite la compréhension. Ainsi, des études numériques qui complètent spatio-temporellement les observations et les interprètent, sont indispensables pour mieux cerner le rôle des différents facteurs impliqués dans le cycle des aérosols désertiques et mieux comprendre les interactions qui existent entre ces particules, le rayonnement et la dynamique atmosphérique.

Etant donné que le cycle de vie de l'aérosol minéral comprend trois étapes essentielles: L'émission, le transport et le dépôt, modéliser ce cycle revient donc à représenter numériquement chacune de ses trois étapes.

Le présent travail reposant en grande partie sur le modèle atmosphérique MesoNH couplé en ligne avec le modèle de production d'aérosols désertiques DEAD, on détaillera dans cette partie le fonctionnement de ces outils numériques ainsi qu'une brève présentation du mode de production de l'aérosol minéral sous l'action du vent.

3.4.1 Présentation de l'outil numérique MesoNH

MesoNH (*Lafore et al.*, 1998, http://mesonh.aero.obs-mip.fr/mesonh/), est un modèle atmosphérique capable de simuler les processus dynamiques et physiques de l'atmosphère à des échelles allant de la méso échelle jusqu'à des échelles très fines de quelques dizaines de mètres. Le modèle utilise un système d'équations basé sur l'approximation anélastique. Cette hypothèse consiste à utiliser un profil de densité constant dans les équations de continuité et du moment, sauf pour le terme de flottabilité, dans le but de filtrer les ondes acoustiques qui posent des problèmes numériques du fait de leur propagation rapide. Les différentes variables sont décomposées en une somme d'état de référence et d'une perturbation par rapport à cet état. L'état de référence est défini comme étant une atmosphère au repos, en équilibre hydrostatique, avec des profils de température et de vapeur d'eau uniformes horizontalement.

Ces profils sont souvent choisis comme étant une moyenne horizontale de l'état initial des champs sur le domaine simulé. Les perturbations sont déterminées par la résolution du système d'équations du modèle. La pression est évaluée en résolvant par itérations successives un problème elliptique. Numériquement, ce système d'équations est résolu par discrétisation de manière indépendante dans les trois directions du système de coordonnées. Celui-ci ne peut pas être un simple système cartésien du fait de la sphéricité de la Terre. En météorologie, on utilise le système de coordonnées défini par la longitude, la latitude, et l'altitude (Z) au-dessus du niveau de la mer. Si on appelle $(\vec{\imath}, \vec{\jmath}, \vec{k})$ la base associée à ce système; $\vec{\imath}$ pointe en direction de l'Est, $\vec{\jmath}$ en direction du Nord et $\vec{k}$ est vertical.

La coordonnée verticale du modèle (Z) est la coordonnée classique de *Gal-Chen et Soummerville* [1975] définie de la manière suivante:

$$\mathrm{Z} = \mathrm{H}\,\frac{Z - Z_s}{H - Z_s} \qquad (3.1)$$

Avec H l'altitude du sommet du modèle, Z_s la hauteur du relief au point considéré et Z l'altitude au-dessus du niveau de la mer. Ainsi, dans les basses couches de l'atmosphère les isolignes de cette coordonnée verticale épousent la forme du terrain et plus on s'élève dans l'atmosphère, plus les isolignes se rapprochent de l'horizontale.

La discrétisation spatiale est effectuée aussi bien horizontalement que verticalement sur une grille de type '*Mesinger et Arakawa'*, [1976]. La discrétisation temporelle est basée sur un schéma 'leapfrog'. Un filtre temporel d'Asselin est utilisé afin de contrôler les oscillations rapides générées par les itérations.

Les variables prognostiques sont les composantes du vent dans la base $(\vec{\imath}, \vec{\jmath}, \vec{k})$, la température potentielle, les rapports de mélange des différentes classes d'eau utilisées et l'énergie cinétique turbulente. Ces variables constituent les solutions des équations de la physique dépendantes du temps et discrétisées. Elles doivent être initialisées au début de la simulation.

MesoNH a été conçu pour réaliser simultanément des simulations pour des grands domaines avec faible résolution et des simulations pour des domaines plus petits avec une meilleure

résolution. On peut donc utiliser des configurations de modèles imbriqués tout en garantissant les échanges d'informations entre les différents domaines. Pour cela, une technique d'interaction bidirectionnelle ('Two-way grid-nesting', *Stein et al.,* 2000) a été implémentée dans le modèle de telle manière que les champs du domaine fils où certains phénomènes de petite échelle sont explicitement résolus peuvent influer sur les champs du domaine père et inversement.

MesoNH possède un ensemble de paramétrisations physiques complet. Seules les paramétrisations utiles pour notre étude sont présentées ci-dessous:

- **Le schéma de surface (SurfEx):** Ou **'**Surface Externalisée' possède ses propres entrées-sorties et diagnostiques. Il fournit les bilans d'eau et d'énergie à la surface du sol et dans la partie du sol (à quelques mètres) en interaction avec l'atmosphère. Il simule aussi d'autres flux et variables, comme les flux chimiques gazeux et aérosols ou de dioxyde de carbone (CO2) issus de la végétation. Dans SurfEx, la surface est découpée en 4 types de sols correspondant à des schémas de paramétrisation spécifiques: ISBA (sols naturels; *Noilhan et Planton,* 1989), TEB (ville; *Masson,* 2000), SEA_FLUX (mers et océans; *Mondon et Redelsperger,* 1998), WATER_FLUX (lacs). Pour l'étude des émissions d'aérosols naturels c'est le schéma ISBA qui entre en jeu. ISBA puise ses données d'entrées de la base de données ECOCLIMAP et permet d'évaluer les flux de surface de chaleur, d'humidité et de quantité de mouvement. ISBA fournit huit variables pronostiques: les températures de surface et du sol profond; les contenus en eau de la surface, du sol profond et à la surface des végétaux; le contenu en eau liquide; l'albédo et la densité du réservoir de neige. Ces variables combinées aux données des caractéristiques du sol et de la végétation permettent de calculer les flux turbulents de quantité de mouvement et de chaleur (sensible et latente) dégagés par le système sol-végétation suite au flux radiatif net absorbé.

- **Le schéma de turbulence**: MesoNH possède un schéma de turbulence conçu pour des simulations en 3D et à résolution fine (*Cuxart et al.*, 2000). Ce schéma consiste en un système complet d'équations pour les moments d'ordre deux des flux turbulents décrit par *Deardorff,* [1973] et suit le modèle proposé par *Redelsperger et Sommeria* [1981] et *Bougeault et al.*, [1989].

- **Le schéma d'advection (PPM):** Ou 'Piecewise Parabolic Method' (*Colella et Woodward,* 1983) implémenté récemment dans MesoNH. PPM est basé sur la méthode de *Godunov,* [1959] et il fonctionne à nombre de Courant élevé tout en conservant les gradients et la masse. Ce schéma a été testé avec succès sur le cas d'une ligne de grains en Ile de France. L'avantage du schéma d'advection PPM est qu'il permet une meilleure définition spatiale des panaches d'aérosols dans l'atmosphère.

3.4.2 Modélisation des émissions d'aérosols minéraux dans MesoNH

Ce paragraphe est constitué de deux grandes parties: la première partie s'attache à détailler les processus à fine échelle à l'origine de la mobilisation des particules minérales et à expliquer la nature de 'phénomène à seuil' des émissions d'aérosols minéraux. Elle est basée sur le travail de synthèse de *Bouet*, [2007].
La deuxième partie est dédiée à la présentation de l'outil numérique DEAD et de son couplage avec MesoNH.

3.4.2.1 Modes de production de l'aérosol minéral

3.4.2.1.1 Action du vent sur le sol

L'écoulement des masses d'air atmosphériques est freiné à sa base par la présence de la surface terrestre (continents et océans). Le vent près de la surface est donc très sensible aux modifications des caractéristiques de la surface. Ces modifications peuvent être dues par exemple à la présence en surface de végétation, de rochers ou d'un sol plus humide. Dans les premiers mètres de l'atmosphère, une couche limite de surface se développe au sein de laquelle l'écoulement de l'air est turbulent caractérisé par un nombre de Reynolds de l'ordre de 109. A cette production mécanique de turbulence peut s'ajouter une composante d'origine thermique qui peut être positive (convection), négative (situation d'inversion) ou nulle (neutralité thermique). Dans ce dernier cas, la composante horizontale de la vitesse du vent dans la couche de surface présente un gradient vertical dont l'intensité dépend des capacités de la surface du sol à freiner l'écoulement est donné par (*Priestley,* 1959):

$$U(Z) = U^*/K \ln (Z/Z0) \qquad (3.2)$$

U* étant la vitesse de friction de l'écoulement (en m s−1), K la constante de Von Karman (K= 0.4) et Z0 la hauteur de rugosité aérodynamique (en m).

D'un point de vue physique, U* représente la résistance du sol à l'écoulement et est considérée comme une mesure de la contrainte tangentielle T exercée par l'écoulement atmosphérique sur le sol (Fig. 3.1):

$$U^* = (T/\rho)\ ½ \qquad (3.3)$$

ρ étant la masse volumique de l'air (en kg m−3).

Z0, quant à elle, traduit l'effet de la rugosité du sol sur l'efficacité du vent U à mobiliser la matière du sol. Z0 dépend ainsi de la taille, de la forme et de la densité des aspérités de la surface (*Marshall*, 1971; *Arya*, 1975).

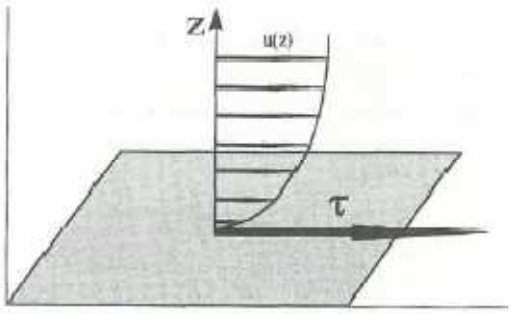


Figure 3.1: *Représentation de l'effet du sol sur l'écoulement de l'air et de la contrainte tangentielle T exercée par l'écoulement sur le sol (Alfaro, 1997). Le profil de vitesse du vent est représenté par la quantité variable U(Z), composante horizontale de la vitesse du vent, qui est fonction de l'altitude Z.*

3.4.2.1.2 Mise en mouvement des agrégats constitutifs du sol

A- Bilan des forces exercées sur un agrégat

Dans les régions sources, les sols sont principalement constitués d'agrégats (*Petitjohn et al.*, 1972; *Greeley et Iversen*, 1985). Les forces qui s'exercent sur les grains du sol et qui maintiennent la cohésion des agrégats sont les forces de gravité, les forces de cohésion interparticulaires (*Iversen et White*, 1982) et les forces capillaires lorsque les sols atteignent

une certaine teneur en eau liquide (*McKenna-Neumann et Nickling,* 1989; *Fécan et al.,* 1999; *Ishizuka et al.,* 2005).

Pour mettre les grains du sol en mouvement, il faut donc une force supérieure à la somme de ces forces. Cela signifie que, pour chaque type de sol, il existe une vitesse de friction minimale, dite «vitesse de friction seuil», qu'il est nécessaire de dépasser afin d'arracher la particule du sol. Les vitesses de friction seuil relatives à différents types de sol et selon le diamètre des particules constitutives des sols sont accessibles via des expériences en soufflerie (*Gillette et al.,* 1982; *Nickling et Gillies,* 1989; *Kardous,* 2005). Ces vitesses peuvent varier de 0,2 m s^{-1} pour des grains secs d'un diamètre voisin de 100 µm (*Chepil,* 1951) à plus de 1,8 m s^{-1} (*Gillette et al.,* 1982).

B- Facteurs dont dépend la vitesse de friction seuil (U_t^*)

La taille des particules: Dans le cas d'un sol sec, il y a équilibre entre les forces de gravité et de cohésion interparticulaires. La valeur minimale de U_t^* correspond à des particules érodables ayant un diamètre d'environs 80 µm (Fig. 3.2). Au-dessus de 80 µm, le poids des particules, qui augmente avec le diamètre des particules, les empêche d'être mises en mouvement. En dessous de 80 µm, les forces de cohésion interparticulaires qui augmentent quand le diamètre diminue, sont à l'origine de l'augmentation de U_t^*.

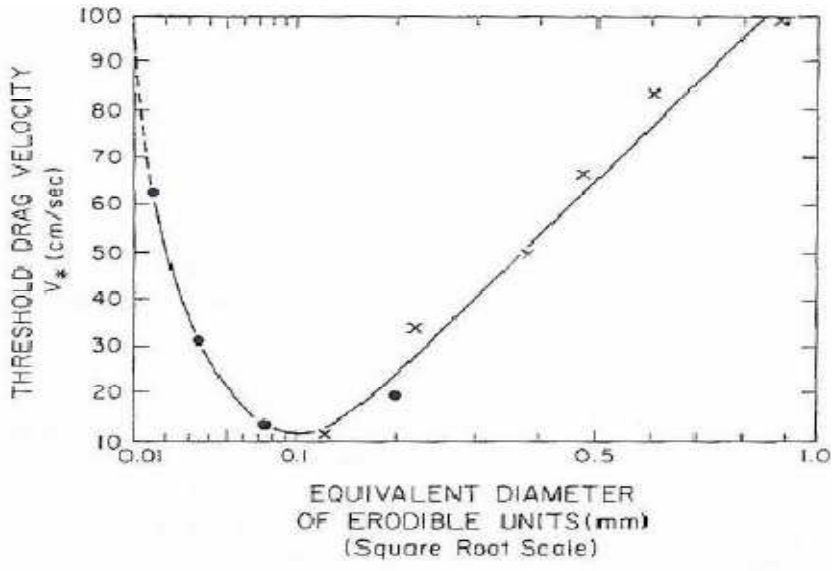


Figure 3.2: *Variation de la vitesse de friction seuil U_t^* en fonction du diamètre Dp des particules érodables (Chepil, 1951).*

L'humidité du sol: Dans le cas d'un sol humide, une force supplémentaire apparaît, la force de capillarité, et qui tend à augmenter la valeur de U_t^*(*McKenna-Neumann et Nickling,* 1989; *Fécan et al.,* 1999).

La couverture du sol: La présence d'éléments non érodables (végétation, rochers...) augmente la vitesse de friction seuil U_t^* en dissipant une partie de l'énergie éolienne disponible pour l'érosion (*Kurosaki et Mikami,* 2004).

La composition du sol: U_t^* augmente avec la teneur en argile des sols. En effet, la teneur en argile des sols conditionne la formation d'agrégats de taille importante ou de croûtes protectrices à la surface des sols (*Gillette,* 1978; *Gillette et al.,* 1980; 1982).

3.4.2.1.3 Les différents mouvements des particules mobilisées

Suivant leur taille, les particules arrachées du sol vont entretenir différents mouvements, comme illustré sur la figure 3.3. En effet, une fois soulevée, la particule sera soumise à deux forces: son poids et la résultante verticale des forces aérodynamiques. Pour déterminer si la particule arrachée au sol continuera son ascension ou retombera, il suffit de comparer la vitesse limite de chute, U_f de la particule dans de l'air supposé immobile et la vitesse de friction U^* (*Bagnold,* 1973).

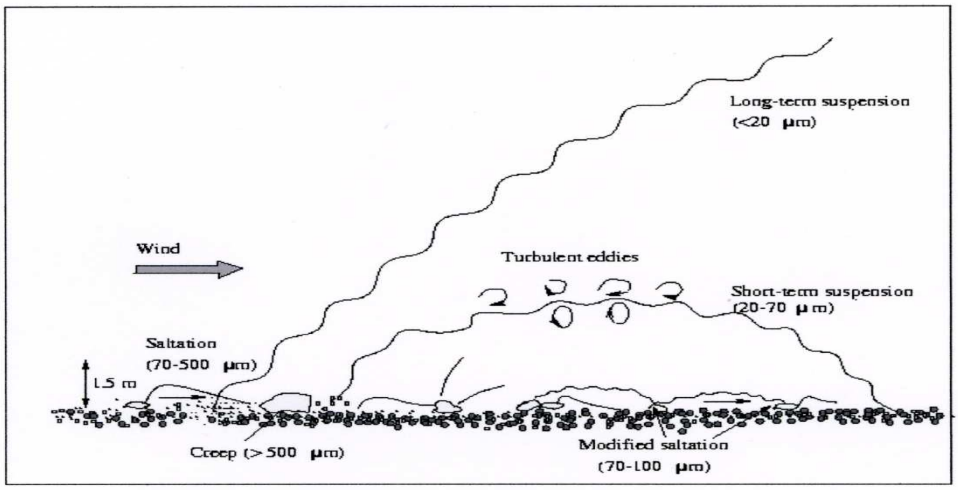


Figure 3.3*: Mouvements des grains du sol sous l'action du vent en fonction de leur diamètre (Shao and Lu, 2000).*

Dans le cas où U_f < U*, la particule est entraînée en un mouvement ascendant dit «de suspension». Dans des conditions naturelles (0<U*<1 m s−1), on estime que les particules

dont le diamètre est inférieur à 70 μm sont entraînées en suspension. Cependant, ce type de particules se trouve rarement à l'état libre naturellement dans les sols et il faut une action mécanique pour que des particules aussi fines soient libérées. Dans le cas de particules dont le diamètre est compris entre 20 et 70 μm, la mise en suspension sera relativement brève et ces particules retomberont assez près des zones source. Dans le cas de particules dont le diamètre est inférieur à 20 μm, le temps où la particule sera en suspension pourra être plus long et ces particules pourront donc être transportées à grande distance.

Dans le cas où $U_f > U^*$, la particule est entraînée dans un mouvement essentiellement horizontal; un processus connu sous le nom de sandblasting se produit alors: Lorsque des agrégats sont entraînés en saltation et retombent sur le sol, leur énergie cinétique provoque la libération de particules plus fines (*Gillette*, 1977). Suivant le diamètre des particules mobilisés horizontalement deux cas de figures se présentent (Fig. 3.4): Pour les particules de diamètre > 500 μm il s'agit de reptation; les particules roulent et s'éclatent (*Pye*, 1987; *Shao*, 2000). Pour les particules ayant un diamètre > 70 μm et < 500 μm il s'agit de saltation; les particules sautent, retombent et éclatent. L'intensité de production des fines particules dépend donc du rapport entre le flux d'énergie cinétique transféré par les agrégats et les forces de cohésion des particules formant les agrégats. Ainsi on peut définir un flux de saltation pour quantifier l'efficacité de la mise en mouvement des particules du sol par le vent. Ce flux est défini comme la masse de particules traversant à chaque seconde une surface rectangulaire, de largeur unité et de hauteur infinie, placée perpendiculairement au sol et à la direction moyenne de l'écoulement (*Bagnold,* 1941) et s'exprime en g cm−1 s−1. Du fait de leur faible taille, les fines particules libérées par sandblasting sont alors directement entraînées en suspension et constituent ainsi l'essentiel du flux vertical d'aérosols minéraux. Ce flux vertical est défini comme la masse de particules traversant par unité de temps une surface d'aire unité, parallèle à la surface du sol et s'exprime en μg m−2 s−1 et est proportionnel au flux horizontal de particules libérées par sandblasting *Marticorena et al.*, [1997]. L'estimation des émissions d'aérosols dans l'atmosphère revient donc à estimer le flux vertical.

Ainsi, dans les régions sources qui sont formées essentiellement par des dunes de sable, la production d'aérosols est surtout due aux nombreuses collisions entre les particules de quartz (*Bullard et al.,* 2004). De plus, les aérosols peuvent être crées lors des collisions entre les particules libérées dans l'air après le sandblasting. *Dong et al.*, [2002] ont montré, via des

études de «wind tunnel», que ce mécanisme est très fréquent et il nécessite une énergie beaucoup plus grande que celle sollicitée lors du bombardement de la surface par des agrégats.

Les modèles actuels destinés à la modélisation des émissions d'aérosols désertiques (i.e DEAD, RegCM, RAMS…) sont donc basés sur les connaissances actuelles des processus physiques mis en jeu dans la production des aérosols minéraux décrits précédemment et sont contraints à partir des données expérimentales disponibles. Ainsi, les schémas d'émissions qui ont été développés pour cette fin (*Marticorena et Bergametti*, 1995; *Shao et al.*, 1996; *Alfaro et Gomes*, 2001; *Shao*, 2001) représentent numériquement les processus de saltation et de sandblasting.

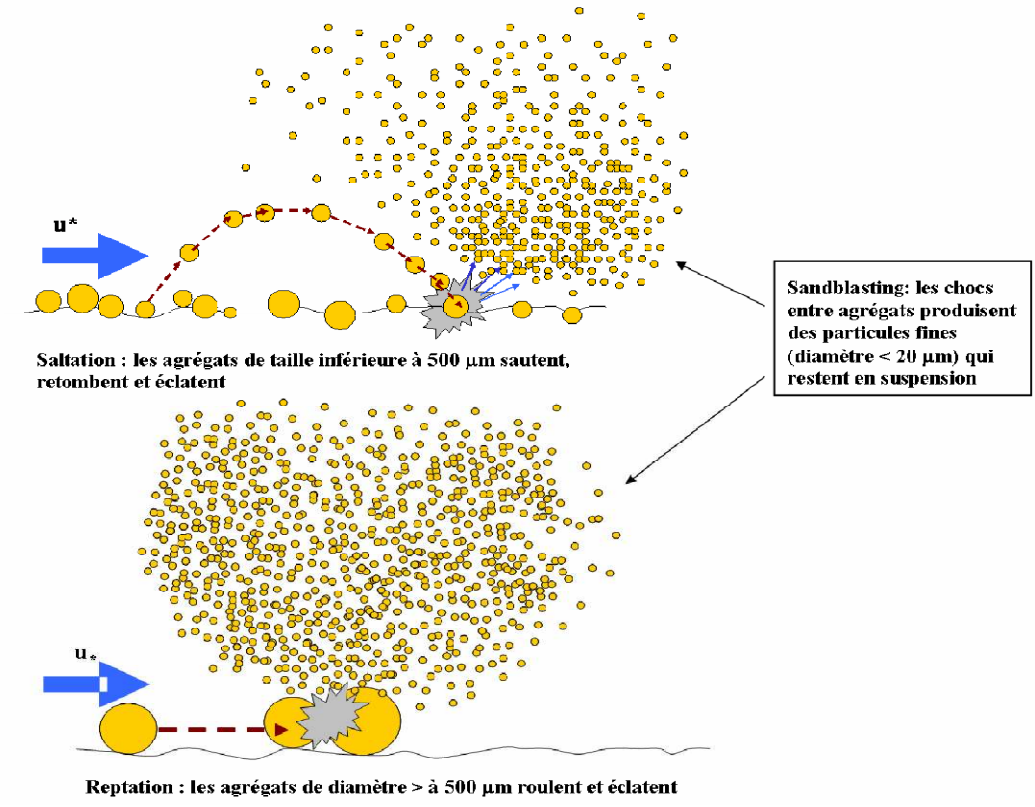


***Figure 3.4**: Illustrations du processus de sandblasting tirée de Bouet [2007].*

3.4.2.2 Présentation de l'outil numérique DEAD

Les bases physiques du modèle d'entrainement et de déposition des poussières désertiques (DEAD, Dust Entertainment And Depostion, *Zender et al.*, 2003a) sont issues de *Marticorena et Bergametti* [1995], dans lequel le flux de poussières désertiques est calculé en fonction des processus de saltation et de sandblasting. DEAD fournit des flux de poussières désertiques à partir de la vitesse des vents de friction qui sont eux même paramétrés en fonction des facteurs dont ils dépendent (humidité du sol, rugosité de la surface..). De façon à prendre en compte au mieux les interactions entre la surface et l'écoulement de l'air, DEAD possède sa propre couche limite dans laquelle la vitesse de friction, le type de sol, et le contenu en eau des sols sont présentés.

3.4.2.2.1 Paramétrisation de la vitesse de friction seuil U_t^*

La vitesse de friction seuil U_t^* est un élément clé dans les processus de soulèvements d'aérosols puisqu'elle contrôle à la fois la fréquence et l'intensité des émissions, donc il est primordial de bien paramétrer ce seuil et d'apporter une attention particulière à l'obtention des grandeurs dont il dépend. Comme on l'a vu dans le paragraphe précédant, le seuil d'érosion est principalement fonction du diamètre des grains du sol (D_p), de la rugosité de la surface (R_g) et de l'humidité du sol (W). Dans des conditions idéalisées, c'est-a-dire pour une surface lisse et un sol meublé et sec, la vitesse de friction seuil $U_t^*(D_p)$ peut être déterminée selon la formulation de *Marticorena et Bergametti* (1995), qui consiste en l'ajustement d'une expression empirique en fonction du diamètre de la particule:

Pour $0.03 \leq Re^* \leq 10$

$$U_t^*(D_p) = \left\{ \frac{0.1666681\,\rho_p\,g\,D}{-1+1.928 Re_*^{0.0922}} \left[1 + \frac{6.10^{-7}}{\rho_p\,g\,D^{2.5}}\right]\right\}^{1/2} \rho^{-1/2} \qquad (3.4)$$

Pour $Re^* \geq 10$

$$U_t^*(D_p) = \left\{0.0144\rho_p\,g\,D\left[1 - 0.0858\,e^{-00517(Re_* - 10)}\right]\left[1 + \frac{6.10^{-7}}{\rho_p\,g\,D^{2.5}}\right]\right\}^{1/2} \rho^{-1/2} \qquad (3.5)$$

Ceci pour des conditions atmosphériques classiques où la masse volumique de l'air est donnée par ρ_{air}= 0.00123 g.cm^{-3}. ρ_p étant la masse volumique de la particule, g l'accélération de la pesanteur et Re^*_t le nombre de Reynolds seuil défini par :

$$Re^*_t = U_t^*. D/v \quad (3.6)$$

Où v représente la viscosité cinématique.

Prise en compte de l'humidité du sol :

La présence d'eau interstitielle entre les grains du sol a pour effet l'augmentation de la cohésion entre les particules du sol, et donc l'augmentation de la vitesse de friction seuil. Cette augmentation est intégrée dans le module DEAD à partir de la paramétrisation développée par *Fécan et al.* [1999]. Lorsque l'humidité du sol (W), devient supérieure à l'humidité résiduelle du sol (W_s), l'augmentation du seuil en conditions humides (U^*_{tw}) par rapport seuil dans des conditions sèches (U_t^*) se traduit par :

Pour $W > W_s$: $$U^*_{tw} = U_t^* \{1 + 1.21(W - W_s)^{0.68}\}^{1/2} \quad (3.7)$$

Pour $W < W_s$: $$U^*_{tw} = U_t^* U^* \quad (3.8)$$

W = L'humidité du sol en masse (% masse d'eau/masse du sol sec), W_s étant l'humidité résiduelle du sol exprimée en fonction de la teneur du sol en Argile par:

$$W_s = 0.17\ (\%\ \text{Argile}) + 0.14\ (\%\ \text{Argile})^2 \quad (3.9)$$

Prise en compte de la rugosité du sol :

Les effets de la rugosité du sol (dus à la présence de cailloux par exemple) sur la vitesse de friction seuil sont pris en compte dans DEAD selon la paramétrisation de *Marticorena et Bergametti,* [1995] qui consiste en un rapport (Rg) entre la hauteur de rugosité d'une surface supposée lisse et celle d'une surface érodable. Ce rapport est donné par:

$$Rg\ (Z_0, Z_{0s}) = 1 - \left\{ \frac{\ln\left(Z_0/Z_{0s}\right)}{\ln\left[0.35\left(\frac{10}{Z_{0s}}\right)^{0.8}\right]} \right\} \quad (3.10)$$

Avec $Z_{0s} = 33.3\ 10^{-6}$ m : Hauteur de rugosité de la surface supposée lisse,

$Z_0 = 100.0\ 10^{-6}$m : Hauteur de rugosité totale.

Ainsi, la vitesse de friction seuil fonction du diamètre Dp des agrégats du sol, de la hauteur de rugosité totale Z_0 et de la hauteur de rugosité de la surface supposée lisse Z_{0s} sera donnée par :

$$U_t^*(Dp, Z_0, Z_{0s}) = \frac{U_t^*(Dp)}{Rg(Z0,Z0s)} \quad (3.11)$$

3.4.2.2.2 Le flux horizontal de saltation

Le flux de saltation (G_{salt} en $kg.m^{-1}.s^{-1}$) dans DEAD est déterminé à partir de l'équation de White [1979] :

$$G_{salt} = \frac{C_{salt}\,\rho_{air}\,U*^3}{g}\left\{1 - \frac{U_t^*}{U^*}\right\}\left\{1 + \frac{U_t^*}{U^*}\right\}^2 \quad (3.12)$$

Où C_{salt} est une constante égale à 2,6, ρ_{air} est la densité de l'air, g est la constante de gravite, U_t^* est la vitesse de friction seuil et U* est la vitesse du vent.

Compte tenu de l'expression retenue par *Marticorena et Bergametti* [1995] pour paramétrer la vitesse de friction seuil, G_{salt} dépend donc directement de Dp, Z_0 et Z_{0s}.

3.4.2.2.3 Le flux vertical de particules

En partant de l'hypothèse que la quantité de fines particules disponibles dans un sol contrôle, en premier lieu, la capacité de ce sol à en produire, *Marticorena et al.*, [1997] ont établi une relation de proportionnalité entre le flux vertical (F) de particules émises dans l'atmosphère et le flux de saltation (G). Ce rapport de proportionnalité (α) dépend de la teneur du sol en argile. Ainsi, lorsque la teneur du sol en argile est comprise entre 0 et 20% et pour des particules dont le diamètre est inférieur à 20 μm, le rapport est définit par :

$$A = \frac{F}{G} = 100\exp\{(13.4\,\%\,Argile - 6)ln10\} \quad (3.13)$$

A partir de cette équation, le flux de poussières désertiques émit dans l'atmosphère peut donc être calculé. Cette expression, bien qu'empirique, permet de retrouver les ordres de grandeur des flux d'émissions avec un niveau de confiance identique pour tous les sols des régions

désertiques (*Laurent,* 2005). A ce stade, elle ne donne accès qu'à une information globale sur le flux d'émission (flux émis en masse totale), sans aucune information sur la répartition de ce flux dans les différentes classes de taille. Ensuite, les travaux d'*Alfaro et Gomes*, [2001] ont permit de répartir le flux de poussières, calculé par cette formulation, en trois modes tout en tenant compte de la dépendance de la distribution en taille des particules constitutives du flux, des conditions de vent (*Alfaro et al.,* 1998).

Cependant, ce schéma ne prend pas en compte les conditions de limitation des sols en matière érodable. Ainsi il s'applique uniquement à des sols meublés ayant toujours de la matière érodable disponible pour l'érosion éolienne. Ceci conduit à des surestimations du flux dans des régions à sols encroûtés. Une autre limitation de ce schéma est qu'il ne tient pas compte des fines particules libérées suite aux collisions entre les particules présentes dans l'air après le sandblasting. En effet, des études en laboratoire avec la technique de 'Wind Tunnel' ont montré que ce mécanisme est très fréquent malgré le fait qu'il nécessite une énergie beaucoup plus grande que celle sollicitée lors du bombardement de la surface par des agrégats (*Dong et al.,* 2002). Ceci conduit, en revanche, à une sousestimation de la quantité d'aérosols présente dans l'air.

3.4.2.2.4 Le couplage avec MesoNH

DEAD a été couplé en ligne au modèle MesoNH (*Grini et al.,* 2006). Selon ce mode d'interaction entre les deux modèles, MesoNH fournit à DEAD, à chaque pas de temps, les données d'entrée nécessaires pour le calcul du flux de masse d'aérosols minéraux émis. En retour, DEAD communique à MesoNH, à chaque pas de temps, le flux d'aérosols calculé. Ces données d'entrée sont les suivantes : le vent à 10 m au-dessus du sol, l'humidité des sols, la hauteur de rugosité aérodynamique (Z_0) et la hauteur de rugosité aérodynamique lisse (Z_{0s}) évalués par le schéma ISBA de MesoNH décrit précédemment.

3.4.3 Modélisation du transport et du dépôt sec et humide

Une fois soulevées et injectées dans MesoNH, les particules sont distribuées en taille selon *Alfaro et Gomes* [2001]. Il s'agit d'une distribution en 3 modes lognormaux dont les rayons modaux sont: 0,75 μm (9% en masse), 3,35 μm (43% en masse) et 7,1 μm (48% en masse). Le transport des aérosols dans MesoNH est assuré par le module ORILAM (*Organic Inorganic*

Log-normal Aerosol Model, *Tulet et al.*, 2005). ORILAM simule l'évolution dans le temps et dans l'espace de la distribution lognormale des aérosols dans l'atmosphère. C'est un modèle dynamique dans lequel les moments d'ordre O, 3 et 6 sont traités. Ces moments correspondent respectivement à la concentration en nombre, au rayon médian, et à la déviation standard de la distribution en taille des aérosols (*Binkowski et Roselle*, 2003).
La coagulation et la nucléation des particules durant le transport sont pris en compte dans ORILAM ainsi que le dépôt sec (D_s) et la sédimentation qui se font selon le principe de la diffusion brownienne:

$$D_s = \left\{ \frac{kT}{6\pi v \rho_{air} r_p} \right\} C_c \qquad (3.14)$$

et dépendent de la vitesse gravitationnelle des particules ($V_{g,p}$) définit par:

$$V_{g,p} = \left\{ \frac{2g}{9v} \left[\frac{\rho_p}{\rho_{air}} \right] r_p^2 \right\} C_c \qquad (3.15)$$

Où k est la constante de Bolzman, T la température ambiante, v la vitesse cinétique de l'air, ρ_p la densité de l'aérosol, r_p le rayon de la particule, g est l'accélération de la pesanteur et C_c le coefficient de glissement.

Aussi, durant le transport les particules en suspension dans l'air subissent un dépôt humide. Ce lessivage des aérosols est déterminé explicitement en utilisant une approche cinétique pour calculer le transfert de masse des aérosols dans le nuage et dans les gouttelettes de pluies comme défini par *Seinfeld et al.*, [1997], *Pruppacher et Klett* [1978] et plus récemment par *Tost et al.*, [2006]. Le transfert de la masse d'aérosols dans le nuage et dans les gouttelettes de pluies par les processus d'auto-conversion et d'accrétion est prise en compte dans MesoNH selon (*Pinty et al.*, 1998). La sédimentation de la masse d'aérosols incluse dans les gouttes de pluies est résolue en utilisant une technique numérique de time splitting. La masse des aérosols libérés dans l'atmosphère après évaporation des gouttes de pluies est supposée proportionnelle à la quantité d'eau évaporée (*Chin et al.*, 2000).

3.4.4 Le couplage avec un code de transfert radiatif

Pour l'étude de l'impact radiatif des aérosols il est fondamental que leurs interactions avec le rayonnement solaire et tellurique soient présentées dans le modèle et qu'elles soient répercutées sur la dynamique.

Dans MesoNH ceci se fait via le couplage en ligne avec le code de transfert radiatif du Centre européen (ECMWF), développé par *Morcrette,* [1989]. Les interactions microphysique-dynamique-rayonnement sont prises en compte via le calcul des taux de réchauffement/refroidissement radiatif. La tendance de la température est calculée à partir des flux radiatifs, ondes courtes (SW) et grandes ondes (LW), montants et descendants.

Pour les ondes courtes, le calcul des flux radiatifs est basé sur l'approximation à deux flux de Delta Eddington qui suppose la séparation des flux radiatifs en une partie montante et une partie descendante (*Fouquart et Bonnel,* 1980). Pour les ondes longues, deux schémas sont disponibles: un basé également sur une méthode à deux flux (LW) et un basé sur les méthodes de k-corrélation (RRTM). Bien que le RRTM représente mieux les différentes fenêtres d'absorption atmosphérique, son cout en calcul est très élevé.

Le code couvre les spectres solaires et telluriques en 6 intervalles spectraux pour les courtes longueurs d'onde (0.185-0.25-0.44-0.69-1.19-2.38-4.00 μm) et jusqu'à 16 intervalles dans le domaine de l'infrarouge thermique (10-250-500-630-700-820-980-1080-1180-1390-1480-1800-2080-2250-2380-2600-3000 cm−1).

Le calcul des flux radiatifs se fait en 1D et il dépend de l'angle zénithal solaire et du flux au sommet du modèle. Lors du calcul des flux, ils sont pris en compte les processus d'absorption/émission du rayonnement thermique infrarouge et la réflexion, la diffusion et l'absorption du rayonnement solaire par l'atmosphère et par la surface terrestre. Il faut aussi noter que les flux sont calculés différemment pour des conditions de ciel clair et de ciel nuageux.

Ce code radiatif traite 6 types d'aérosols: un type marin peu absorbant, un type d'aérosols stratosphérique de fond, un type d'aérosols absorbants (semi-urbain), les aérosols volcaniques, un type d'aérosol minéral proche des sources d'émission et un dernier type d'aérosol minéral loin des sources (continentaux) après la disparition des grosses particules par sédimentation durant le transport.

A l'aide de tables de Mie pré-calculés dans les différents intervalles spectraux, les propriétés optiques des aérosols nécessaires au code sont calculées: il s'agit de l'albédo de diffusion simple, de l'indice de réfraction, et du facteur d'asymétrie (*Tulet et al.*, 2008).

Le couplage entre MesoNH et ce code radiatif est fait de manière à ce que les informations sur les aérosols telles que la concentration et la distribution en taille en tout point de grille, soient fournies par MesoNH au code, ce qui lui permet entre autre de calculer l'épaisseur optique (à 550 nm), celle-ci étant proportionnelle à la concentration des aérosols. En retour, les valeurs du taux de réchauffement/refroidissement calculés par le code sous l'effet radiatif des aérosols sont injectées dans le modèle MesoNH. Plus précisément, le schéma radiatif agit directement sur les variables température et pression. De ce fait, l'impact radiatif des aérosols est pris en compte dans le modèle à travers ces paramètres et peuvent se répercuter sur le profil atmosphérique via le schéma dynamique de MesoNH.

3.4.5 Conclusion

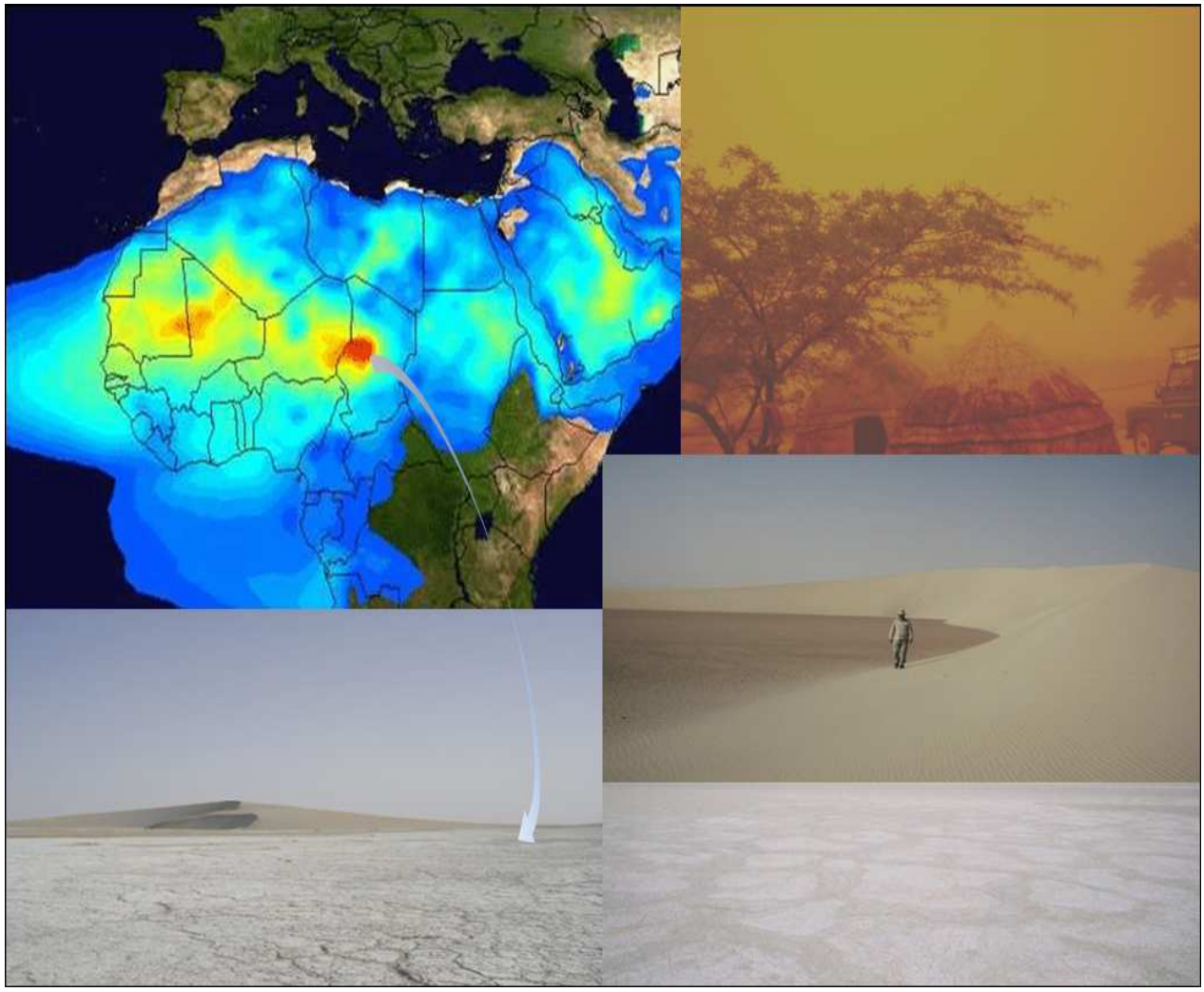
Le modèle MesoNH permet donc d'étudier le cycle complet des aérosols minéraux et d'estimer leurs impacts sur le bilan radiatif. L'adjonction d'un module de production d'aérosols minéraux à MesoNH a d'ores et déjà permis de modéliser les soulèvements liés aux systèmes convectifs et leurs interactions avec les nuages en Afrique de l'Ouest (*Chaboureau et al.*, 2007; *Crumeyrolle et al.*, 2008). Il a également permis d'évaluer l'impact radiatif des d'aérosols désertiques lors d'un grand épisode de soulèvement au dessus du Sahara en Mars 2006 (*Tulet et al.*, 2008). Ici il est utilisé pour mieux comprendre les facteurs dynamiques qui contrôlent le cycle de l'aérosol minéral en Afrique de l'Ouest.

3.5 Conclusions

Dans ce chapitre on a détaillé les outils d'observations (spatiales et aéroportés) et de modélisation utilisés dans le présent travail pour l'étude des aérosols désertiques, en voici un récapitulatif sous forme d'un tableau.

Chapitres et cas d'étude	Observations spatiales	Observations aéroportées	Modèle
4 (BoDEx, 1-13 Mars 2005)	MODIS OMI	Aucune	MesoNH (+ le code aérosols)
5 (AMMA, 1-12 Juillet 2006)	SEVIRI MODIS	LEANDRE 2	
6 (AMMA, 7 Juillet 2006)	CALIPSO MODIS SEVIRI	Aucune	

IV. Soulèvements d’aérosols désertiques associés aux jets de basses couches



4.1 Introduction 97
4.2 Les caractéristiques de la région de Bodélé 97
4.3 La campagne BoDEx 2005 100
4.3.1 Description de la campagne 100
4.3.2 Principaux résultats 102
4.4 Modélisations des soulèvements liés aux jets de basses couches dans la région de Bodélé 103
4.4.1 Période simulée 104
4.4.2 Zone simulée 104
4.4.3 Résultats 105
4.4.3.1 Champs de vents 105
4.4.3.2 Champs de concentration en aérosols minéraux 108
4.4.3.3 Champs d'épaisseur optique en aérosols minéraux 108
4.4.4 Conclusions 109
4.5 Étude comparative inter-modèles de la modélisation des soulèvements liés aux LLJ dans la région de Bodélé 110
4.5.1 Les principaux résultats 110
4.5.2 Détails de l'étude 111
4.5.3 Conclusions 151

4.1 Introduction

Comme on l'a vu dans les chapitres précédents, les jets de basses couches offrent un mécanisme très efficace pour l'émission d'aérosols désertiques dans les régions sources du Sahara où les jets sont beaucoup plus importants du fait de la présence d'une inversion de température très marquée dans de telles régions désertiques. Le couplage entre les émissions d'aérosols désertiques et la dynamique des jets de basses est bien illustré par les soulèvements d'aérosols minéraux dans la région de Bodélé au Tchad, qualifiée de principale zone source d'aérosols minéraux dans le monde (*Middleton et Goudie*, 2001; *Prospero et al.,* 2002; *Washington et al.,* 2003).

Dans ce chapitre nous nous intéressons à la modélisation de la dynamique particulière dans la région de Bodélé et les émissions d'aérosols minéraux y sont associées comme exemple de régions sources à topographie complexe soumises à des jets de basses couches.

Ainsi, après la validation du modèle MesoNH à l'aide des données acquises lors de la campagne de terrain de Bodélé Dust Experiment 2005 (BoDEx 2005; *Giles*, 2005; *Washington et al.*, 2006 et *Todd et al.*, 2007), nous présentons une étude de comparaison entre les résultats obtenus par 5 modèles de méso échelle qui ont été appliqués au même épisode de soulèvements dans la dépression de Bodélé. Cette dernière étude est présentée sous la forme d'un article publié dans le *Journal of Geophysical Research* intitulé 'Quantifying uncertainty in estimates of mineral dust flux: an inter-comparison of model performance over the Bodélé Depression, Northern Chad', le fruit d'une étroite collaboration avec Martin TODD et Caroline CAVAZOS de l'University College of London.

4.2 Les caractéristiques de la région de Bodélé au Tchad

La dépression de Bodélé au Tchad contribue à plus que la moitié des émissions annuelles d'aérosols minéraux depuis l'Afrique au nord de l'Equateur (*Koren et al.,* 2006). Elle représente également la valeur la plus forte de l'Aerosol Index (AI) de TOMS (>3,0) en moyenne annuelle globale (*Prospero et al.,* 2002; *Washington et al.,* 2003).

Cette zone source d'aérosols minéraux jouit de plusieurs particularités qui permettent d'expliquer son activité importante en termes d'émissions. Un des facteurs qui distinguent la dépression de Bodélé des autres zones sources Africaines est **sa position géographique** à la sortie du couloir formé par les massifs du Tibesti (point culminant à 3415 m) et de l'Ennedi (point culminant à 1450 m) (Fig. 4.1). Cette position la rende soumise en permanence aux conséquences d'une circulation de 'gap flow'.

De ce fait, la région de Bodélé **est assujettie à un jet de basse couche** (Low Level Jet, LLJ), situé vers 925 hPa, récemment mis en évidence par *Goudie et al.* [2003] et *Washington et Todd* [2005]. Ce LLJ en provenance du nord-est, est lié à des effets dynamiques faisant intervenir les massifs de l'Ennedi et du Tibesti en conditions de flux synoptique de nord-est sous l'influence de l'anticyclone de Libye. Les vents intenses en altitude associés au LLJ sont ramenés à la surface par le mélange turbulent déclenché au lever du soleil, provoquant ainsi des soulèvements intenses d'aérosols minéraux (*Todd et al.*, 2007).

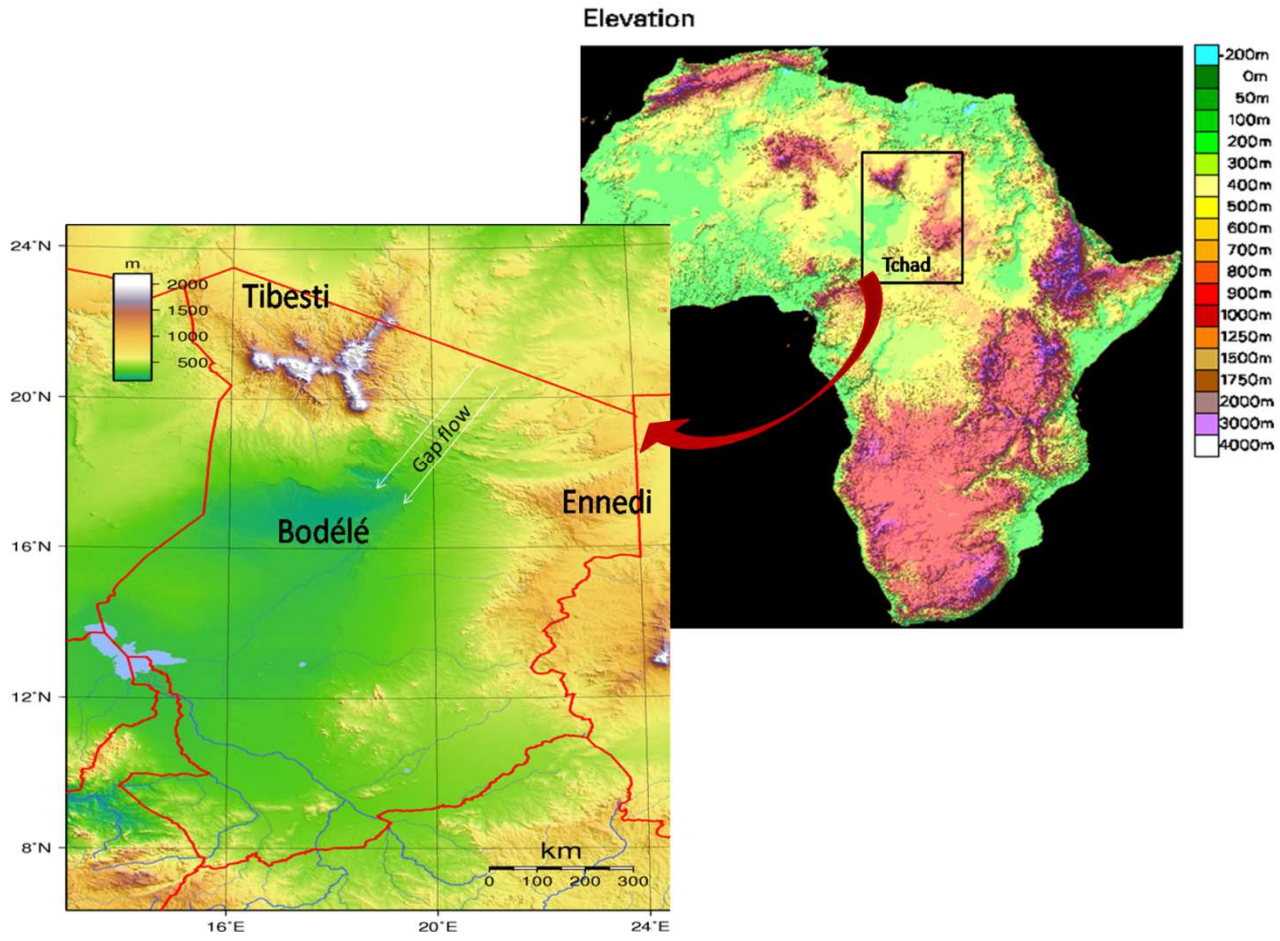


Figure 4.1*: Les reliefs et la position géographique de la dépression de Bodélé au Tchad.*

Une autre particularité de la dépression de Bodélé est le fait qu'elle soit **une source active tout le long de l'année** bien qu'elle présente un cycle saisonnier bien marqué avec un maximum d'émissions en hiver (au mois de février) et un minimum en été (au mois de juillet) d'après *Washington et al.,* [2006].

Cet important potentiel en termes d'émissions d'aérosols minéraux est dû en partie à **la nature du sol** dans la région de Bodélé qui correspond en effet à l'ancien lit du lac Mégatchad (aujourd'hui presque entièrement asséché puisqu'il se réduit au lac du Tchad actuel) et est donc constituée de sédiments (majoritairement des diatomées, Fig. 4.2). Ce type de régions, comme d'ailleurs le lac Owens en Californie ou le lac Eyre en Australie ou encore le lac Etosha en Namibie (*Gill,* 1996), est connu comme étant une source potentielle d'aérosols minéraux (*Bouet,* 2007).



Figure 4.2 *: Une image satellite et une photo prise durant la campagne BoDEx 2005 montrant l'aspect du sol dans la dépression de Bodélé au Tchad.*

Etant donné ces caractéristiques particulières à la région de Bodélé, l'activité en aérosols de celle-ci est particulièrement difficile à prendre en compte correctement dans les modèles régionaux et globaux. Par exemple, la sousestimation de la vitesse du vent à 925hPa au-dessus des régions à topographie complexe (i.e LLJ au dessus de Bodélé) par les analyses (*Koren et Kaufman*, 2004) constitue à l'heure actuelle une grande source d'erreurs dans l'estimation des émissions d'aérosols minéraux (Todd el al., 2008), étant donné que la vitesse du vent contrôle en grande partie la fréquence et l'intensité de ces émissions.

4.3 La campagne BoDEx 2005

La mise en place de la campagne BoDEx en 2005 par plusieurs scientifiques était motivée essentiellement par le fait qu'aucune campagne de terrain n'avait jamais été conduite dans cette région et que les seules observations disponibles pour l'étude des émissions d'aérosols dans cette région étaient les observations spatiales passives qui donnent une vue intégrée verticalement (i.e. MISR, MODIS, TOMS, OMI,…).

Cette campagne avait donc pour objectifs principaux d'améliorer nos connaissances sur la région de Bodélé en tant que principale source d'aérosols minéraux en Afrique au nord de l'Equateur. En particulier, il s'agissait de mieux comprendre les mécanismes dynamiques qui pilotent les émissions et le transport des poussières depuis la dépression de Bodélé ainsi que de documenter les caractéristiques physiques et optiques des aérosols minéraux présents dans cette région, des éléments importants pour la détermination du forçage radiatif.

4.3.1 Description de la campagne

La campagne BoDEx 2005 est un projet anglais interdisciplinaire mené par une équipe de recherche composée de climatologues, météorologues, et des experts en télédétection, géomorphologie et géophysique. Ce projet était initié et réalisé par la '*Gilchrist Educational Trust*' et la '*Royal Geographical Society*' du Royaume-Uni (*Giles, 2005*; *Washington et al.,* 2006; *Todd et al.,* 2007).

La campagne de mesures s'est déroulée du 27 février au 13 mars 2005. Le site de mesures était localisé à Chicha (16°53'N, 18°33'E), au centre de la dépression de Bodélé. La météorologie de

surface standard (i.e. la température, la température du point de rosée, la direction et la vitesse du vent, la pression et les flux UV et solaire) a été mesurée, puis moyennée, sur des intervalles de temps de 2 minutes et à une hauteur de 2 m en utilisant des stations météorologiques automatiques.



Figure 4.3*: Une tempête de sable durant la campagne BoDEx 2005 (http://www.geog.ox.ac.uk/research/climate/projects/bodex/).*

Des profils temps/altitude de l'intensité et de la direction du vent ont été obtenus à partir du suivi d'ascensions de « ballons pilotés » (Pilot Balloons, PIBALs). Durant la campagne BoDEx 2005, 9 ascensions de PIBALs ont été réalisées par jour (à 0000, 0600, 0700, 0830, 1000, 1230, 1500, 1700 et 2100 UTC), excepté pendant les soulèvements intenses d'aérosols minéraux (problèmes de visibilité). L'échantillonnage était plus fréquent le matin afin de mieux comprendre l'effet du réchauffement de la surface sur les champs de vents (*Bouet*, 2007).

De plus, un photomètre Cimel-318 (identique à ceux utilisés dans le réseau AERONET) et des photomètres portables «microtops» ont été utilisés pour caractériser les propriétés des aérosols présents dans la région de Bodélé en terme d'épaisseur optique (Aerosol Optical Thickness, AOT), du coefficient d'Angström et de la distribution en taille des particules. Enfin, des prélèvements d'échantillons ont été effectués pour la détermination de la composition physico-chimique des sédiments (*Bouet*, 2007).

4.3.2 Principaux résultats

La campagne BoDEx 2005 a permis la documentation du LLJ dans la région de la dépression de Bodélé pour la première fois par observations directes. Il se présente donc comme étant le principal générateur des forts vents de surface responsables des soulèvements dans cette région (*Washington et al.,* 2006; *Todd et al.,* 2007). En effet, les mesures de profils de vent par PIBALs à Chicha ont montré un LLJ bien marqué vers 960 hPa associé à des vents de près de 16 $m.s^{-1}$ durant la nuit et jusqu'au lever du soleil (Fig. 4.4). Par ailleurs, les mesures de vitesses de vent à Chicha à 2m du sol ont montré un maximum de vent peu après le lever du soleil (aux alentours de 9 heurs TU) sous l'effet du mélange turbulent induit par le chauffage au sol qui ramène les vents forts, en altitude durant la nuit, près de la surface (Fig. 4.5).

De plus, les observations acquises durant la campagne ont permis la quantification des vents de surface responsables des intenses soulèvements dans cette région; par exemple des vents de 15 $m.s^{-1}$ à 2m du sol ont été observés lors du fort soulèvement enregistré les 10-12 Mars 2005 (Fig. 4.5).

D'autre part, les mesures effectuées à l'aide des photomètres solaires pendant la campagne ont montré que les aérosols minéraux produits à Bodélé ont un albédo de simple diffusion de 0.98 à 1022 nm et de 0.94 à 441nm. Par ailleurs, *Warren et al.* [2007] ont montré, via des analyses sur les échantillons de diatomées collectés durant la campagne BoDEx 2005, que les diatomées ont une densité de 2,1 g cm−3 (plus faible que celle des grains de sable). Aussi, les caractéristiques aérodynamiques des diatomées présents à Bodélé sont différentes de celles des grains de sable; par exemple des flocons de diatomée de 2 cm de diamètre ont été observés durant la campagne avant d'être entrainés par le vent jusqu'à 50 cm au dessus du sol. Des informations sur la distribution en taille des particules ont été également récoltées, ainsi la majorité des particules appartenait à un mode grossier centré autour de 1.5-2.0 µm et une minorité appartenait à un mode fin centré autour de 0.5 µm inhabituel pour des zones sources (*Todd et al.,* 2007).

Enfin, à partir des observations de terrain, *Todd et al.* [2007] suggèrent que l'émission d'aérosols minéraux depuis la zone de sédiments (diatomées), qui couvre 10800 km2, est de 1.2 ± 0.5 Tg/jour pendant les événements substantiels de soulèvements d'aérosols.

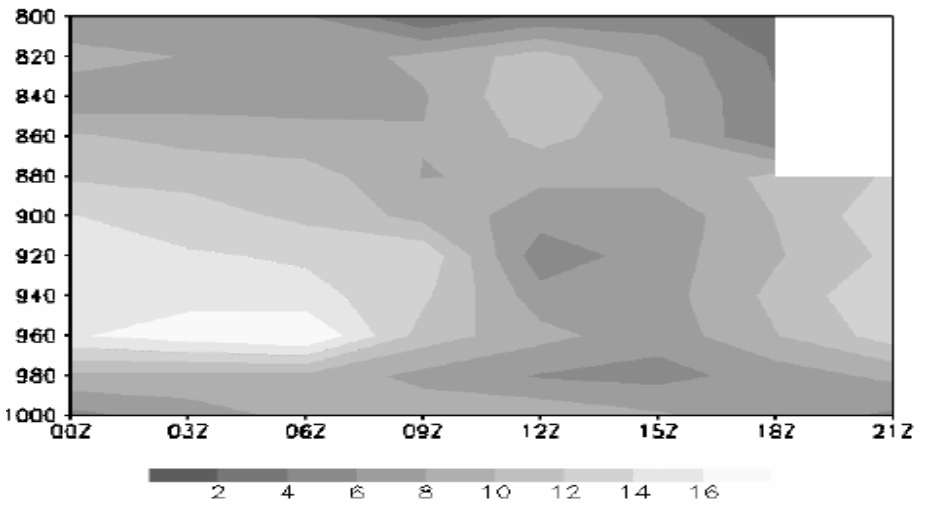


***Figure 4.4**: Cycle diurne moyen durant toute la période de la campagne du profil vertical du vent à Chicha mesuré par PIBAL, l'axe des x représente le temps en TU (Todd et al., 2007).*

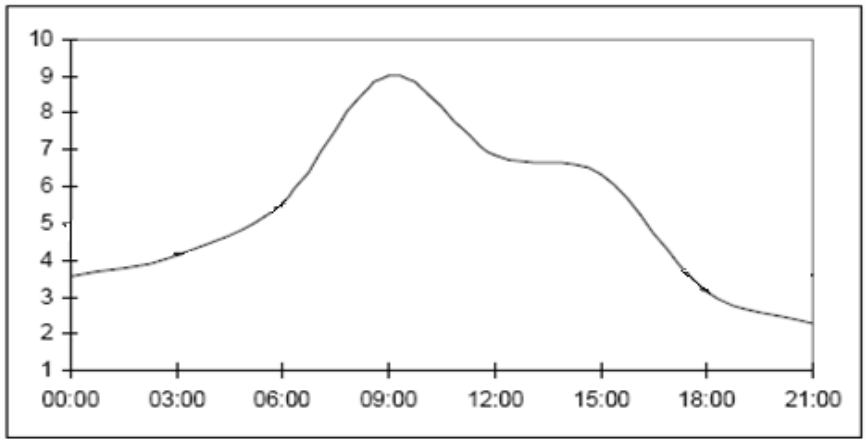


Figure 4.5: Cycle diurne moyen durant toute la période de la campagne de la vitesse du vent mesurée à 2 m du sol à Chicha, l'axe des x représente le temps en TU (Todd et al., 2007).

4.4 Modélisation des soulèvements liés au LLJ dans la région de Bodélé

Compte tenu de l'importance de la région de Bodélé du point de vue des émissions mondiales d'aérosols minéraux et compte tenu de l'importance du mécanisme mis en jeu dans les soulèvements dans cette région, il est crucial qu'elle soit modélisée de la façon la plus réaliste possible. Ainsi, une simulation avec le modèle MesoNH a été effectuée afin de tester la capacité du modèle à reproduire la dynamique particulière de la région et les émissions d'aérosols observés durant la campagne.

4.4.1 La période simulée

La majeure partie de la campagne BoDEx 2005 a été modélisée. La simulation commence le 1 mars 2005 à 00 TU et se termine le 13 mars 2005 à 00 TU. Elle comprend ainsi des conditions de ciel clair (5-9 mars) et de soulèvements intenses d'aérosols (10-12 mars).

4.4.2 La zone simulée

Le domaine simulé a été défini de sorte à bien représenter la topographie complexe de la région étudiée (c.f. paragraphe 4.2). Ainsi un domaine père doté d'une grille horizontale de 100 x 100 points espacés de 20 km, a été utilisé. La grille est centrée sur 16°88' N et 18°53'E et couvre tout le Tchad, le Nord Est du Niger, une partie du sud de la Libye et l'Ouest du Soudan (Fig. 4.6). Pour une meilleure représentativité des massifs du Tibesti et de l'Ennedi, un domaine fils à plus haute résolution horizontale (5 km) a été emboîté dans le domaine père (boîte noire sur la Fig. 4.6). Ceci va permettre une meilleure reproduction des champs de vents modulés par l'orographie. Les deux domaines interagissent entre eux instantanément durant la simulation et ont la même grille verticale formée de 72 niveaux distribués d'une manière étirée entre la surface et 30 km d'altitude avec 35 en dessous de 1 km. Les conditions initiales proviennent des analyses du Centre Européen de Prévisions (CEP). Vu la longueur de la période simulée et pour éviter toute dérive du modèle, un rappel a été appliqué toute les 6 heures. (Le nudging consiste à ramener les valeurs des champs de vents, de température et d'humidité calculés par le modèle aux points de grille latéraux aux valeurs fournies par les analyses du CEP).

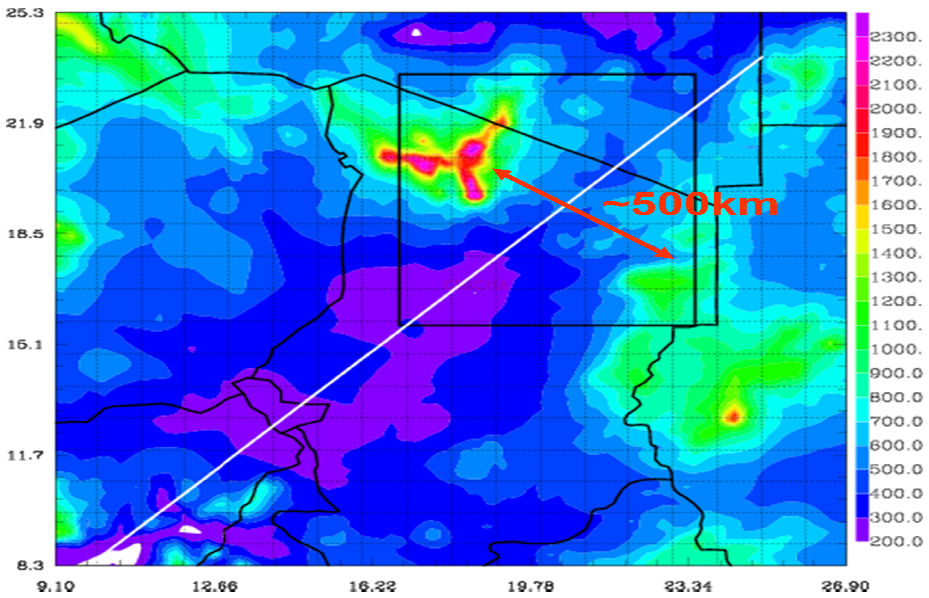


***Figure 4.6**: La topographie de la zone d'étude simulée par MesoNH. La boite noire représente le domaine fils. La ligne blanche représente la trace de la coupe verticale selon laquelle d'autres champs simulés seront présentés.*

4.4.3 Résultats

4.4.3.1 Champs de vent

Une étape clé dans la simulation des émissions d'aérosols désertiques dans la région de Bodélé est la bonne reproduction du jet de basses couches qui caractérise cette région ainsi que les vents de surface qui y sont associés. La figure 4.7a montre le jet de basse couche entre les deux montagnes simulé le 10 Mars 2005 à 6 TU avec des vitesses de vent à 925hPa de l'ordre de 30 m s^{-1}. Plus tard dans la journée, vers 12 TU, les vitesses de vent à 2 m du sol atteignent 16 m s^{-1} (Fig. 4.7b) du même ordre que celles observées durant la campagne à Chicha. Ce jour-là, l'épisode de soulèvement de poussières le plus important de toute la campagne a été enregistré.

(a) (b)

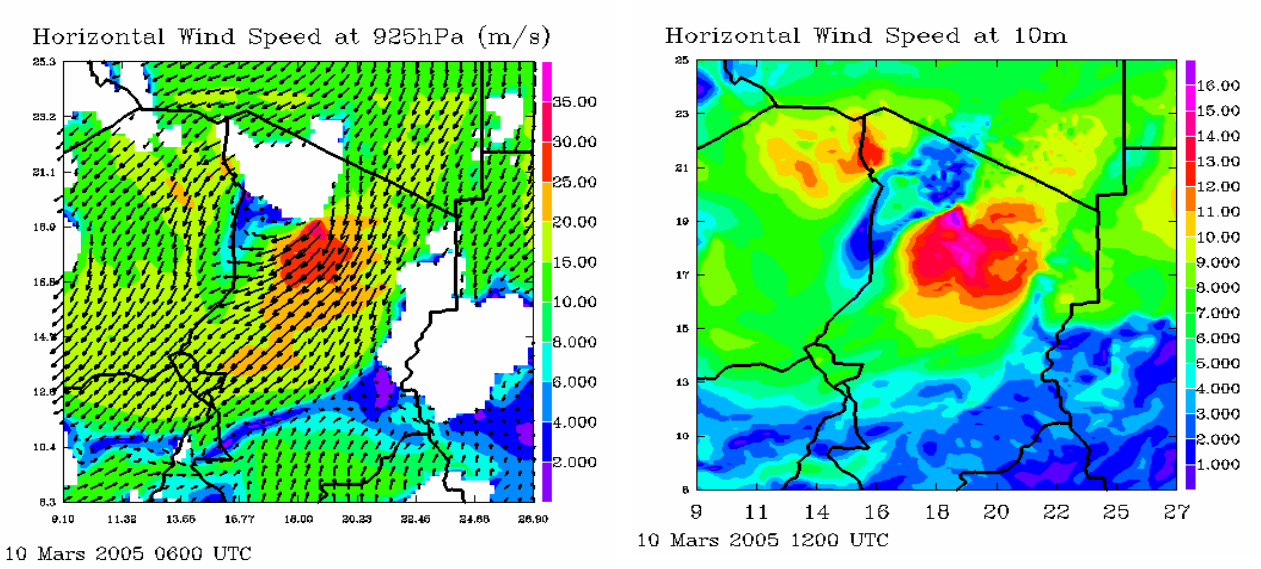
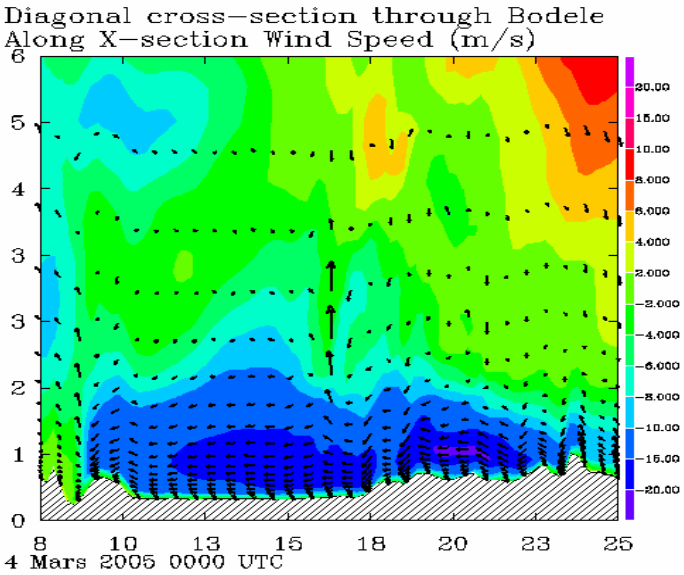


***Figure 4.7**: Champs simulés le 10 Mars 2005 de (a) la vitesse (couleurs) et la direction (flèches) du vent à 925 hPa à 06 TU et (b) de la vitesse du vent à 10 m du sol à 12 TU. L'axe des x représente les longitudes.*

Une coupe verticale à travers le site Chicha (ligne blanche sur la fig. 4.6) permet de caractériser la structure des vents sur la verticale (Fig. 4.8). La figure 4.8a représente l'intensité du vent simulé par MesoNH en fonction de l'altitude le 4 Mars 2005 à 00 TU sur laquelle on peut distinguer un noyau de vent fort (maximum de 20 m s^{-1}) aux environs de 1000 m d'altitude s'étendant de 10°N jusqu'à 23°N avec des vents plus marqués autour de 20°N. Cette structure a été observée systématiquement durant toute la période étudiée. Plus tard dans la journée, vers 12

TU, ce noyau de vent fort n'est plus apparent mais il a cédé la place à des vents de l'ordre de 10 m s^{-1} distribués de manière homogène entre la surface et 2000 m d'altitude.

(a)



(b)

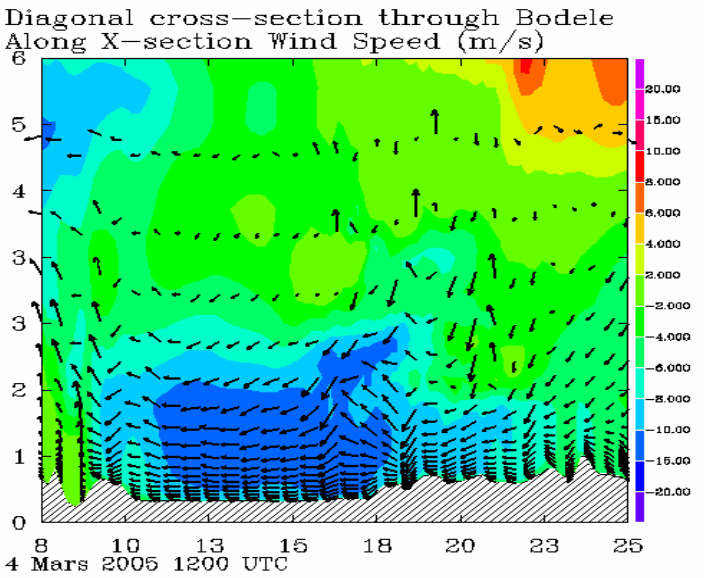
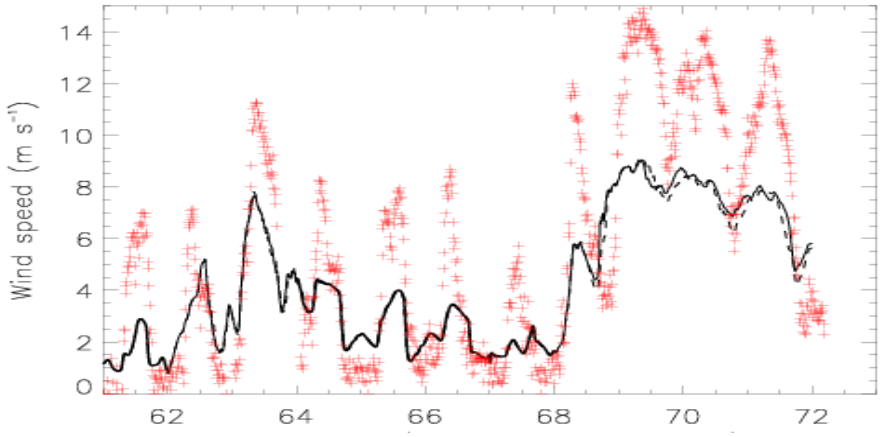


***Figure 4.8**: L'intensité du vent simulée (couleurs) le long d'une coupe verticale à travers le site Chicha (ligne blanche sur la Fig. 4.6) pour le 4 Mars 2005 à 00 TU (a) et 12 TU (b). La direction du vent est représentée par les flèches. L'axe des x représente les latitudes.*

La figure 4.9a présente une comparaison de l'évolution temporelle de l'intensité du vent à 2 m du sol mesurée à Chicha durant la campagne (en rouge) et celle modélisée par MesoNH (noir). On peut constater que MesoNH reproduit d'une façon satisfaisante le cycle diurne du vent dans

cette région. En revanche, le modèle a des difficultés à restituer d'une façon satisfaisante l'intensité du vent, notamment une surestimation des vents faibles durant la nuit et une sousestimation des maximas de vent dans la journée sont observées. Ceci pourrait être dû en partie à la mauvaise représentation de la couche nocturne stable dans les modèles atmosphériques actuels mais aussi au fait que l'intensité des champs de vent fournis par le CEP est nettement sous-estimée comme l'a montré l'étude de *Koren et Kaufman*, [2004]. D'autre part, le modèle reproduit bien le cycle diurne de la température (Fig. 4.9b).

(a)



(b)

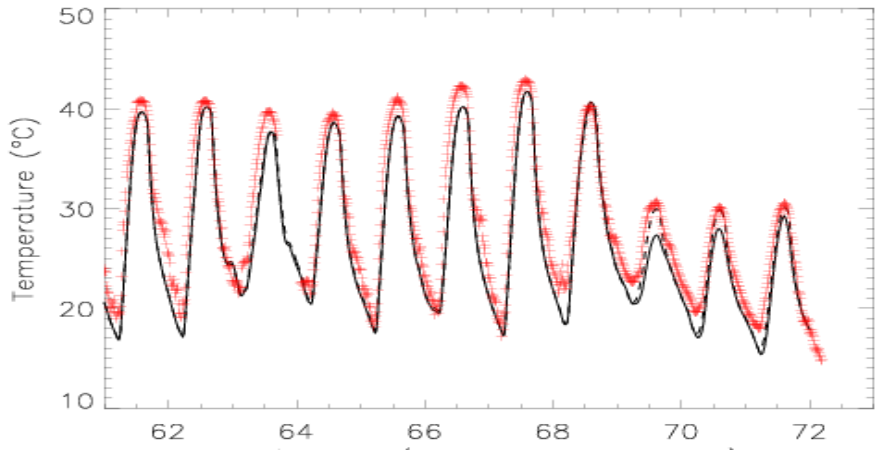


***Figure 4.9**: Evolution temporelle entre le 1 et 12 mars 2005 de: (a) la vitesse de vent à 2m mesurée en rouge et simulée (en noir) et (b) de la température à 2 m mesurée en rouge et simulée en noire. L'axe des x représente les jours juliens à partir du premier Mars 2005 à Chicha.*

4.4.3.2 Champs de concentrations en aérosols minéraux

La figure 4.10 présente une comparaison entre l'image en couleurs réelles acquise par MODIS embarqué sur Terra (Fig. 4.10a) et le champ simulé de la concentration en aérosols à 10 m du sol (Fig. 4.10b) pour le 11 mars 2005 à 9TU.

De façon qualitative, le modèle reproduit de façon satisfaisante la zone d'émission d'aérosols minéraux, en particulier, son extension et l'emplacement des zones les plus émissives et cela au bon moment. Compte tenu de la résolution utilisée, le modèle n'est évidemment pas en mesure de reproduire les structures fines (filaments) observées sur l'image satellite.

(a) (b)

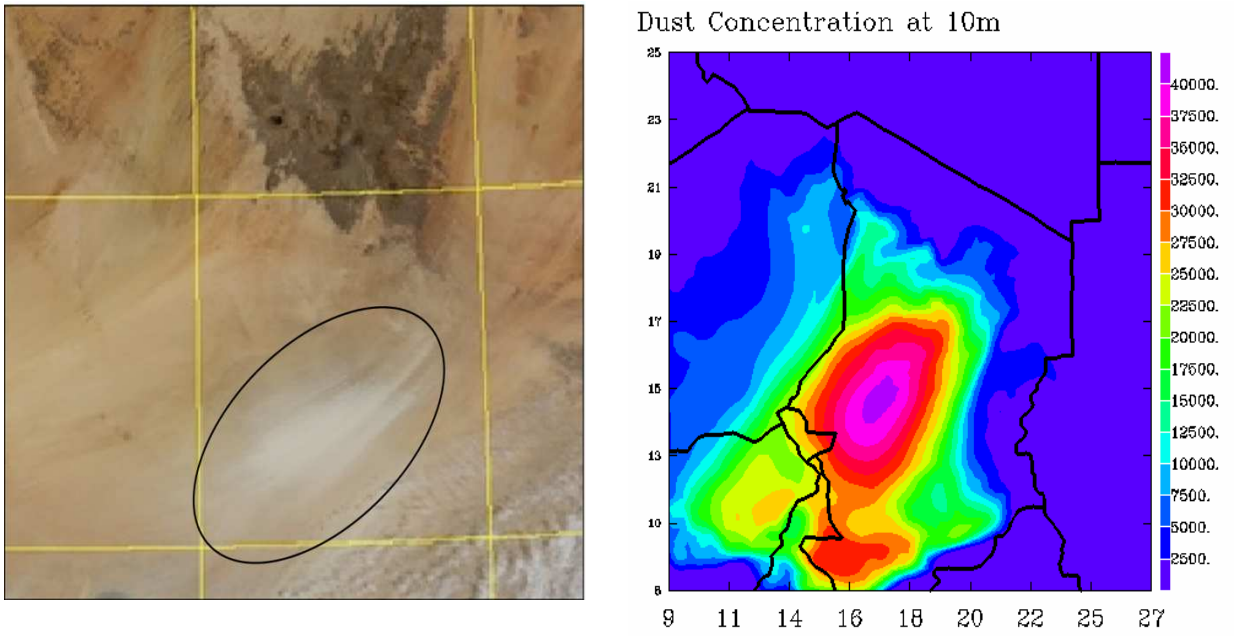
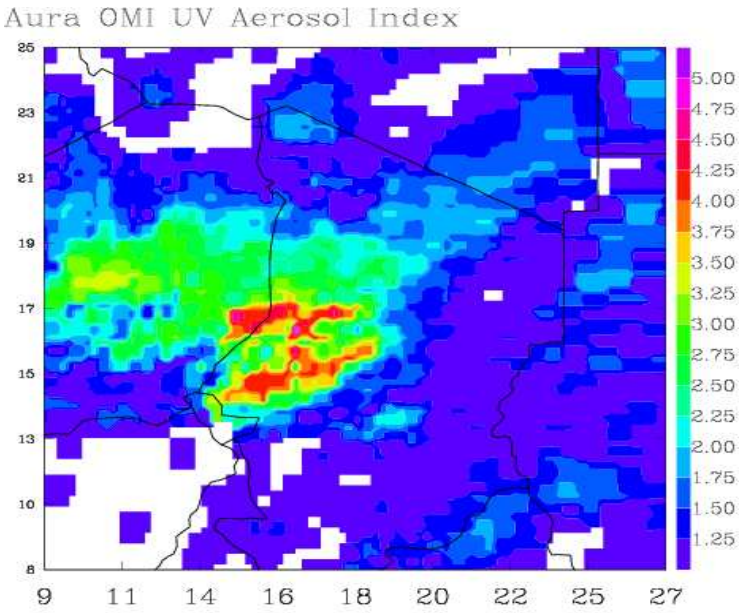


***Figure 4.10**: (a) Image visible acquise par MODIS le 11 Mars 2005 à 0950 TU sur laquelle le panache est vu en blanc. (b) Champ de concentration en aérosols à 10 m d'altitude simulé par MesoNH le 11 Mars 2005 à 9 TU.*

4.4.3.3 Champs d'épaisseur optique en aérosols minéraux

Le positionnement des soulèvements et l'extension du panache ont été bien simulés par MesoNH comme le montre la comparaison entre les observations OMI et l'EOA (l'épaisseur optique des aérosols) simulée pour la journée du 10 Mars 2005 à 12h (Fig. 4.11).

(a)



(b)

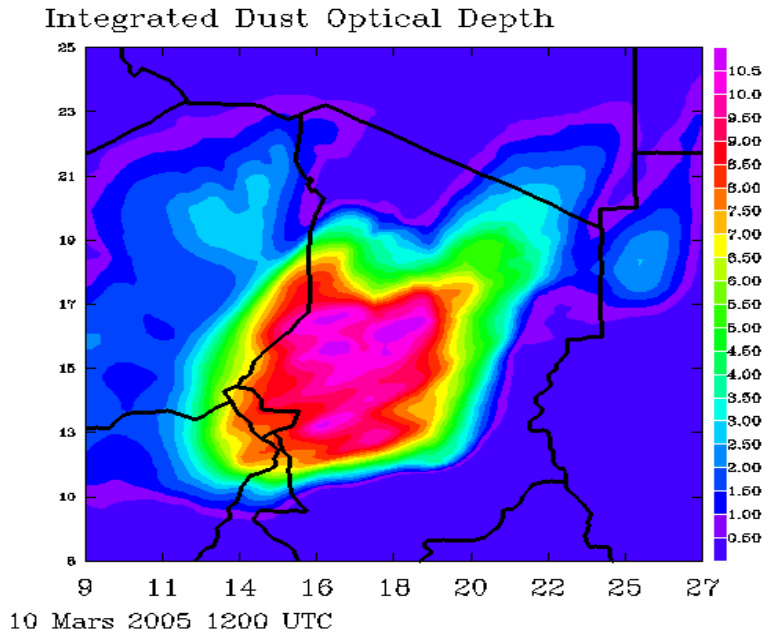


Figure 4.11*: Le 10 Mars 2005 à 12 TU (a) UV Aerosol Index par OMI projeté sur la grille MesoNH (source: J-P. Chaboureau) et (b) épaisseur optique simulée par MesoNH. L'axe des x représente les longitudes.*

4.4.3.4 Conclusions

Le modèle MesoNH a été capable de reproduire d'une façon satisfaisante la circulation atmosphérique spécifique à la région de Bodélé. Ainsi, le LLJ en altitude pendant la nuit et les vents de surface lui sont associés dans la matinée ont été bien simulés mais une sousestimation à

hauteur de 50% de l'intensité du vent à 2m du sol a été révélée et qui pourrait être liée à la sousestimation du vent dans ce type de régions par les analyses utilisées pour initialiser le modèle. Ceci pourrait conduire à une sousestimation des flux d'aérosols minéraux émis de cette région. Néanmoins, le modèle a été capable de bien restituer l'étendue des panaches d'aérosols observée par satellites et les épaisseurs optiques y sont associées.

4.5 Etude comparative inter-modèles de la modélisation des soulèvements liés au LLJ dans la région de Bodélé

Dans cette partie nous présentons une étude de comparaison entre 5 modèles atmosphériques à méso échelle qui ont simulé le même épisode (10-12 Mars 2005) de soulèvement d'aérosols minéraux dans la dépression de Bodélé, parmi lesquels le modèle MesoNH. Le but de l'étude était d'évaluer les incertitudes dans l'estimation des flux émis de cette région. Nous présentons ci-après les principaux résultats, l'étude détaillée sera présentée dans l'article sous presse actuellement au *Journal of Geophysical Research* intitulé «Quantifying uncertainty in estimates of mineral dust flux: an inter-comparison of model performance over the Bodélé Depression, Northern Chad».

4.5.1 Les principaux résultats

- Simulation du LLJ et des vents de surface

Les cinq modèles régionaux (LM-MUSCAT, DREAM, RAMS-DP, RegCM3 et MesoNH) évalués par cette étude reproduisent bien l'étendue spatiale du LLJ et des vents de surface. La position du noyau du LLJ en altitude (en dessous de 1000m) et son cycle diurne à Chicha ont été également bien reproduits par tous les modèles à l'exception de RAMS-DP. L'intensité des vents associés au noyau du LLJ a été évaluée par tous les modèles (à l'exception de RAMS-DP) à 20-24m.s^{-1} inférieure à celle observée (30m.s^{-1}). Tous les modèles sousestiment à hauteur de 50% les vents de surface observés à Chicha, à l'exception de RAMS-DP qui simule les vents de surface les plus élevés mais qui restent 30% inférieurs à ceux observés. Le cycle diurne des vents de surface a été plutôt bien reproduit par tous les modèles même s'il a été moins prononcé dans RAMS-DP. Le maximum de vents de surface qui a lieu à 09UTC dans les observations a été reproduit trois heures plutôt par tous les modèles à l'exception de DREAM qui le reproduit à la bonne heure.

- Simulation des émissions et du transport d'aérosols

Les émissions d'aérosols sont présentées, dans tous les modèles à l'exception de RAMS-DP, sous forme de pulsations suivant le cycle diurne des vents de surface qui les contraignent. Les émissions, sur les trois jours étudiés, ont été estimées à 1.4-3.6Tg contre 3.54 Tg évalués à partir des observations pour la même période (*Todd et al.,* 2007).

En comparaison avec des observations satellitaires, les modèles semblent bien reproduire l'étendue spatiale du panache (en termes de concentrations en aérosols et d'épaisseur optique) ainsi que le transport sous forme de paquets journaliers vers l'Ouest. Quantitativement, l'épaisseur optique du panache a été surestimée par MesoNH et LM-MUSCAT et sousestimée par RegCM3. DREAM et RAMS-DP restituent les épaisseurs optiques les plus proches de celles observées. La quantité d'aérosols transportée vers l'Ouest a été estimée par les modèles à 0.3-2.7 Tg par jour du même ordre que la valeur journalière estimée à 0.9-2.9 Tg via les observations satellites.

4.5.2 Détails de l'étude

M.C. Todd, D. Bou Karam, C. Cavazos, C. Bouet, B. Heinold, G. Cautenet, P. Tulet, C. Perez, I. Tegen, and R. Washington **(2008)**: Quantifying uncertainty in estimates of mineral dust flux: an inter-comparison of model performance over the Bodélé Depression, Northern Chad, ***J. Geophys. Res., 113, D24107, 2008, doi:10.1029/2008JD010476.***

Quantifying uncertainty in estimates of mineral dust flux: an inter-comparison of model performance over the Bodélé Depression, Northern Chad.

M.C. Todd[1], D. Bou Karam[2], C. Cavazos[1], C. Bouet[3], B. Heinold[4], J.M. Baldasano[5,6], G. Cautenet[3], I. Koren[7], C. Perez[5], F. Solmon[8], I. Tegen[4], P. Tulet[9], R. Washington[10] and A. Zakey[11]

1. Department of Geography, University College London (UCL), Gower Street, London, WC1E 6BT. m.todd@geog.ucl.ac.uk
2. Université Pierre et Marie Curie, Service d'Aéronomie/Institut Pierre-Simon Laplace, Paris, France
3. Laboratoire de Météorologie Physique, Université Blaise Pascal, Aubière, France
4. Leibniz Institute for Tropospheric Research, Leipzig, Germany
5. Earth Sciences Department, Barcelona Supercomputing Center, Barcelona, Spain
6. Laboratory of Environmental Modelling, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, Spain.
7. Weizmann Institute, Israel
8. Université Paul Sabatier, Laboratoire d' Aérologie, Toulouse, France
9. CNRM/GMEI Météo France, Toulouse, France
10. Oxford centre for the Environment, University of Oxford, UK
11. Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, Trieste, Italy

Abstract

Mineral dust aerosols play an important role in the climate system. Coupled climate-aerosol models are an important tool with which to quantify dust fluxes and the associated climate impact. Over the last decade or more, numerous models have been developed, both global and regional, but to date there have been few attempts to compare the performance of these models. In this paper a comparison of five regional atmospheric models with dust modules is made, in terms of their simulation of meteorology, dust emission and transport. The inter-comparison focuses on a 3-day dust event over the Bodélé depression in Northern Chad, the world's single most important dust source. Simulations are compared to satellite data and in-situ observations from the Bodélé Dust Experiment (BoDEx 2005). Overall, the models reproduce many of the key features of the meteorology and the large dust plumes that occur over the study domain. However, there is at least an order of magnitude range in model estimates of key quantities including, dust concentration, dust burden, dust flux and aerosol optical thickness. As such, there remains considerable uncertainty in model estimates of the dust cycle and its interaction with climate. The paper discusses the issues associated with partitioning various sources of model uncertainty.

1. Introduction

Mineral dust aerosols are an important component of the Earth's climate system by virtue of (i) their direct influence on the Earth's radiation budget through absorption and scattering of solar and terrestrial radiation (ii) the indirect effect through modification of cloud properties (iii) the effect of (i) and (ii) on atmospheric stability and circulation (iv) their role in terrestrial and oceanic bio-geochemical cycles. Despite increased research into these processes in recent decades, aerosols remain one of the greatest sources of uncertainty in interpretation and projection of past and future climate change [*Forster et al*., 2007]. The distribution, properties and climate impact of mineral dust in particular is relatively poorly understood, despite evidence that the radiative impact may be comparable to that of anthropogenic sulphate aerosols [*Forster et al*., 2007]. In many regions mineral dust is the biggest contribution to atmospheric optical thickness [*Tegen et a*l., 1997], and evidence exists of increasing dust production in recent decades [*Goudie and Middleton*, 1992; *Prospero and Lamb*, 2003].

Observations and simulations have demonstrated that in regions of high dust emission such as North Africa dust aerosols strongly influence surface and tropospheric radiation budgets and consequently the atmospheric circulation [e.g. *Miller and Tegen*, 1998; *Haywood et al*., 2005; *Grini et al.,* 2006; *Mahowald et al. 2006*; *Yoshioka et al*., 2007]. It is likely that numerical weather prediction models benefit from inclusion of dust aerosols in these regions [e.g. *Perez et al.*, 2006a; *Rodwell and Jung*, 2008]. As a result, in recent years a number of experimental and operational dust forecast systems have been developed at institutes around the world e.g. the Navy Aerosol Analysis and Prediction System (NAAPS), the Global and regional Earth-system (Atmosphere) Monitoring using Satellite and in-situ data (GEMS) at the European Centre for Medium-range Weather Forecasts [*Morcrette et al.,* 2007], and the Dust REgional Atmospheric Model [DREAM, *Nickovic et al*., 2001]. At the same time, inclusion of dust aerosols is an important step in the further development of climate and Earth system models. Such dust models can make an important contribution to understanding the role of dust in the climate system. At present, however, there exists considerable uncertainty in model estimates of dust emission and fluxes at global [*Zender et al*., 2004] and regional scales [*Uno et al*., 2006]. Therefore, it is important that numerical simulation of dust processes in weather forecast and climate models is improved. A common understanding of model behaviour will help reduce this uncertainty in the future and help inform the interpretation of dust forecasts.

It is widely recognised from analysis of satellite data that dust emission occurs primarily in a relatively small number of preferential source regions, mostly located in the world's arid zones, notably the Sahara desert [*Herman et al.* 1997*; Prospero et al*., 2002; *Torres et al.*, 2002; *Washington et al.,* 2003; *Zhang and Christopher*, 2003]. Of these source regions the Bodélé depression, in northern Chad is the region with consistently the highest mineral dust aerosol loadings. This region is, therefore, the single most significant dust source, and has been referred to as the 'dustiest place on Earth' [*Washington et al*., 2003]. Unlike other regions of the Sahara it is a major dust source throughout the year. The Bodélé depression is the lowest part of the paleo-lake basin Mega-Chad. The lake last dried up some 5000 years BP [*Drake and Bristow*, 2006] leaving diatomite sediments exposed at the surface. Today, these sediments cover an area of ~10,800km^2 centred near 17°N, 18°E, clearly apparent from satellite imagery (Figure 1a). The high dust emission from the region is due to the erosive action on these readily erodible sediments of locally strong winds associated with the Bodélé Low Level Jet (LLJ) [*Washington and Todd*, 2005; *Washington et al*., 2006; *Todd et al., 2007*]. This phenomenon is described in

more detail in Section 3.1 but is associated with the channelling effects of the Tibesti and Ennedi mountains that rise around 2600m to the north, and 1000m to the east, respectively, above the

Bodélé depression (Figures 1a, 2b). Thus, the coincidence of the LLJ and diatomite sediment produces extensive dust plumes, which extend as singular features up to 1000km downwind (Figure 1b) and occur with remarkable frequency, around 100 times per year [*Koren and Kaufman*, 2004; *Washington et al., 2006*]. *Koren et al*. [2006] estimate that about half of all mineral dust transported from North Africa to South America originates in the Bodélé depression.

A key requirement of dust models, therefore, is that they simulate accurately the dust flux from the Bodélé depression. This represents a key test of model fidelity. This paper presents the results of an inter-comparison of model simulations of a large dust event from the Bodélé over 3-days from 10-12th March 2005, coincident with the first in-situ data acquired from the region during the Bodélé Dust Experiment (BoDEx 2005, *Washington et al.*, 2006; *Todd et al*., 2007; *Warren et al*., 2007, (http://www.geog.ox.ac.uk/research/projects/bodex/). The paper aims to (i) determine the degree of uncertainty in estimates of dust emission and transport from a range of model simulations (ii) highlight the sources of uncertainty in these estimates and (iii) point to the key foci for future research to constrain this uncertainty. The aim is not to rank the model performance but rather highlight the degree of uncertainty in various aspects of model simulation.

The paper is organised as follows. Section 2 provides a description of the models and experimental configuration, as well as the observational data used for model evaluation. In Section 3 an overview of the meteorology of the study region of particular relevance to dust emission is provided. Section 4 includes the primary results of the model intercomparison subdivided into sections on meteorology and various components of the dust cycle. Discussion and conclusions follow in Section 5.

2. Data and methods

2.1 Dust models

Kinne et al. [2003] report that many global dust models underestimate dust emission from key source regions like the Bodélé. In this study we analyse the results of dust flux estimates from dust models configured at the regional scale more appropriate to simulation of this source region.

We obtained results from five dust models summarised in Table 1. All the models in this study except DREAM utilise essentially the same dust emission scheme originally developed by *Marticorena and Bergametti* [1995]. In this scheme size resolved dust emission (F) is based on parameterizations of soil aggregate saltation and sandblasting processes, in which saltating sand size soil aggregates break soil into smaller particles which are released into the atmosphere (equation (1)). Saltation occurs when the wind friction velocity exceeds a minimum threshold (u_{*tr}), itself a function of soil particle size, soil particle density, surface roughness and soil moisture. The size resolved horizontal saltation flux is then largely a function of the 3rd power of wind friction velocity. Finally, the vertical dust flux into the atmosphere results from the sandblasting effect of saltation and is a function of the kinetic energy of the aggregate (proportional to the horizontal flux) and the soil binding energies.

$$F = \alpha \frac{\rho_a}{g} u_*^3 \sum_i \left[(1+\frac{u_{*tri}}{u_*})(1-\frac{u_{*tri}^2}{u_*^2}) S_i \right] (1-A_{veg})(1-A_{snow}) \qquad (1)$$

where α is the ratio between the vertical dust flux and the horizontal saltation flux (the sandblasting efficiency), and the rest of the right hand side of equation (1) describes the horizontal saltation flux in which ρ_a is the air density, g is the gravitational constant, u_* is the surface friction velocity, u_{*tri} is the threshold friction velocity for size fraction i, S_i is the relative surface area covered by particles of size fraction i, A_{veg} is the part of the area covered by vegetation, and A_{snow} is the part of the area covered by snow [from Tegen et al., 2006]. The α parameter expresses the relationship between the kinetic energy of the saltating aggregate impacting on the soil and the binding strength of the soil, but the method by which the values are determined varies between the models. Table 1 shows the values of α where available. In RegCM3 the α parameter is calculated explicitly as a function of the kinetic energy of the saltating particles (proportional to the mass flux) and the soil binding energies of the soil particles from Alfaro and Gomes [2001], and as such is a complex function of friction velocity, soil texture and emission mode size. The values of α in the RAMS-DPM are calculated from the empirical relation deduced from the measurements of *Gillette* [1979], and are a function of soil texture, specifically clay content, where higher soil clay content is associated with higher values of α. In LM-MUSCAT the single α parameter was actually 'tuned' for these particular experiments by optimising to ensure good match between modelled and observed aerosol optical thickness (AOT) during BoDEx itself. In Meso-NH a single α parameter is used based on that

utilised in global simulations by *Zender et al.* [2003]. This α value provided acceptable estimates of AOT by Meso-NH compared to observations for model runs over West Africa at relatively low resolution (40-60km). Interestingly, P. Tulet (personal communication, 2008) notes that the α values here may be too high by about 33%, as subsequent model calibration experiments suggest a dependence on model resolution, an issue considered furher in Section 5. The values of α used in the models here (Table 1) range over ~3 orders of magnitude which is similar to the range of values observed by *Gillette* [1979] associated with variations in soil clay content from 0-20%. In most cases over the Sahara the clay content of the soil, like soil texture, is not well constrained [*Zender et al*., 2003; *Tegen et al*. 2006] such that empirical 'tuning' of the α parameter is frequently required (see Section 5 for further discussion).

The DREAM model uses the dust emission scheme originally developed by *Shao et al*. (1993) in which the dust flux, *F*, is, again, a function of the 3rd power of wind friction velocity.

$$F = c \times \delta \times u_*^3 \left[1 - (u_{*ti} / u_*)\right] \quad (2)$$

Dust flux is scaled by dust productivity factor δ which takes into account effects of soil structure and particle size distribution, and a constant, *c* (conceptually similar to the α parameter in equation (1)). Dust flux is then used to determine the surface dust concentration. However, unlike the other models, DREAM includes a viscous sub-layer between the surface and the lowest model layer [*Janjic*, 1994], since there is a physical similarity between mass/heat/momentum exchange over surfaces such as the ocean with that of mobilized dust particle over desert surfaces [*Chamberlain*, 1983; *Segal*, 1990]. This parameterizes the turbulent transfer of dust into the lowest model layer accounting for different turbulent regimes, using the simulated surface dust concentration as the lower boundary. More details on this scheme can be found in *Nickovic et al*. [2001] and *Perez et al*. [2006b]. As a forecast model DREAM has been extensively 'tuned' with respect to observations of AOT over North Africa by optimizing the constant *c* in the dust flux equation (2).

This saltation and sandblasting mechanism parameterized in equation (1) is commonly used in dust models. However, observations during BoDEx 2005 showed that in the diatomite sediments of the Bodélé depression the actual process of dust generation is more complex [*Warren et al*., 2007]. In the Bodélé saltation and sandblasting occur mostly where transport of sand sized quartz particles from the surrounding sand dunes is pronounced, largely at the northeastern end of the

diatomite sediment where the dune density is highest. However, over most of the diatomite sediment of the Bodélé an unusual process of 'auto-abrasion' occurs; in which saltating diatomite aggregates themselves disintegrate into fine dust sized particles [*Warren et al*., 2007]. Such complexity of dust generation mechanisms has yet to be parameterized in dust models. Therefore, in this model inter-comparison we evaluate the extent to which the *Marticorena and Bergametti* [1995] scheme (equation (1)) and the *Shao* et al [1993] scheme of DREAM (equation (2)), under various model configurations, can represent these processes.

Various model output fields at 3-hourly resolution were processed for comparative purposes over the period 10-12th March 2005 during a substantial dust event. The variables represent the driving winds (Table 2), the processes of dust emission (Table 3) and resulting dust burden (Tables 4 and 5) and transport (Table 6). In this study no consideration of deposition rates is made. The research teams involved were free to configure their model experiments as they chose. This condition was agreed for logistical reasons. Therefore, the model horizontal and vertical resolution, domain size, driving boundary conditions, land surface conditions, run duration, and dust physical and optical properties vary between the models, as summarised in Table 1. Although the differences between model configurations mean the model outputs need to be carefully interpreted, the results provide an initial benchmark of model uncertainty. Future model inter-comparison projects can then utilise a more tightly constrained model configuration. For display and analysis model output data were remapped to a common 0.2° spatial resolution over the domain of 12-24°E, 12-24°N and a common vertical resolution of 100m in the lowest 2km of the atmosphere. All dust quantities except AOT were integrated over the size range of 0.1-10μm diameter to represent the component involved in long-range transport. Estimates of AOT were provided by the model teams and are based on the dust optical properties and size distributions specified in each model.

2.2 Comparative data

The focus of this inter-comparison study is the large dust event of 10-12th March 2005. We have collated observations of local meteorology and estimates of dust burden, emission flux and aerosol optical thickness from various sources, for comparison with model output. Large-scale meteorological fields were obtained from National Centers for Environmental Prediction (NCEP) reanalyses for the study period and the ERA-40 reanalysis for the long term mean. Satellite estimates of AOT were obtained from the 'Deep Blue' algorithm of *Hsu et al.* [2004]

applied to Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWifs) and MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data (0.1° resolution, daily at local noon) providing estimates even over highly reflective desert surfaces. SeaWifs observed the study region on the 10th and 12th March only, and there is some cloud contamination on the 10th. It should be acknowledged that Deep Blue estimates of AOT are subject to uncertainties, most notably those associated with assumptions about the aerosol size and shape and vertical distribution used in the generation of the look-up tables of satellite radiances associated with AOT and single scattering albedo. Estimates of AOT from the Multiangle Imaging SpectroRadiometer (MISR) system have very limited coverage over the Bodélé during the period of interest and are only used for calculation of dust mass transport downwind where an overpass occurred. In-situ data were obtained from the Bodélé Dust Experiment (BoDEx 2005). Observations of 2m height winds (converted here to 10m height using a logarithmic wind profile defined with an appropriate roughness length value for desert surfaces) and AOT measured using a microtops sunphotometer were made at 'Chicha' (16.9°N, 18.5°E). Observations of AOT were necessarily sporadic due to very high dust emissions rendering observation problematic.

Model output and observations are compared at three spatial scales. (i) Point quantities at Chicha (ii) Quantities averaged over an area which approximates the area of exposed diatomite sediment, defined by the grid cells lower than the 250m surface height contour in the RegCM3 model domain. (iii) Quantities averaged over the domain 14-21°N, 14-21°E, which covers the area from the northern point of lake Chad in the southwest to the Tibesti-Ennedi gap in the northeast, encompassing the dust plumes in their entirety. These domains are approximately indicated on Figure 1a.

3. Overview of the climate of the Bodélé depression

In winter, North Africa including the Chadian sector is dominated by the low level northeasterly Harmattan winds [*Hamilton and Archibald*, 1945; *Hastenrath*, 1988], which occur in the lowest 100hPa of the atmosphere. These winds are driven by north-south pressure gradient between the mean high-pressure ridge centered over Libya (the Libyan High) and the equatorial trough (Figure 2a). The Bodélé LLJ is embedded in this mean northeasterly Harmattan wind and is oriented NE-SW with a mean maximum of ~12 ms^{-1} (at the 925hPa level in reanalyses) centred near 17°N, 19°E in the ERA-40 reanalysis data (Figure 2a). Mean wind speeds at 925hPa in excess of 11 ms^{-1} extend over a large region from northern Chad to Lake Chad, a distance of

some 1200km. The high wind speeds to the northwest of the Tibesti Mountains (centered near 22° N, 14° E) indicate a split in the Harmattan wind associated with the presence of the mountains.

The LLJ exhibits a pronounced diurnal cycle with a night-time (daytime) maximum (minimum) consistent with the inertial oscillation mechanism [*Blackadar*, 1957; *Washington et al*., 2006; *Todd et al*., 2008]. During the day, surface heating leads to a well mixed deep boundary layer that exerts a frictional deceleration of the LLJ. After sunset, radiative cooling of the surface leads to a near surface temperature inversion and decoupling of the surface and low level winds. This initiates an inertial oscillation in which the LLJ accelerates through the night, until turbulent mixing starts again the following day. This process leads to an out-of-phase relationship of the diurnal cycle of the LLJ with respect to that of surface winds. At the surface maximum wind speeds are observed during mid-morning when turbulence mixes the momentum of the nocturnal LLJ down to the surface. At night, decoupling of the surface and low levels leads to minimum wind speeds at the surface and LLJ maximum [*Washington et al.*, 2006; *Todd et al.*, 2008]. This pattern is typical of many regions in the tropics that experience a nocturnal LLJ phenomenon [e.g. *May*, 1995; *Parker et al*., 2005; *Sultan et al*., 2007; *Knippertz*, in press]. Accordingly, dust production is 'locked' to the diurnal cycle of surface winds and tends to peak during the early-mid morning, and weaken during the afternoon [*Washington et al.*, 2006; *Todd et al.*, 2007; *Schepanski et al*., in review]. This results in discrete daily pulses of dust that are then transported out of the region within the LLJ [*Koren and Kaufman*, 2004*; Todd et al*., 2007].

Although the nocturnal LLJ is a widespread phenomenon in the region, it is strongest and most pronounced over the Bodélé depression as a result of the local orographic configuration. The northeasterly flow is channelled through the Tibesti-Ennedi gap (Figure 2a) and the combination of a gap wind and downslope wind forcing acts to accelerate the LLJ by up to 50% [*Todd et al*., 2008]. Dust events occur when surface winds exceed the threshold velocity for dust emission (about 10 ms^{-1} at 2m height, *Todd et al*., 2007]. Outside of summer, variability in surface winds is associated with day-to-day synoptic scale variability in the strength of the north-south pressure gradient across the region, most notably controlled by ridging of the Libyan High [*Washington and Todd*, 2005]. Thus, the temporal characteristics of dust emission from the Bodélé during winter results from the interaction of the basic state of the atmosphere over North Africa,

local/regional topography, synoptic variability and the coupled diurnal cycle of the LLJ and surface winds.

The large dust event from 10-12th March 2005 occurred when a blocking anticyclone over the northeastern Atlantic suddenly migrated eastwards and extended a pronounced ridge across North Africa, drawing an anomalously strong north-north-easterly flow across the Bodélé region (Figure 2b). The structure and duration of this circulation pattern is quite typical condition for wintertime Bodélé dust events [*Washington and Todd*, 2005], resulting in pronounced dust emission over 3 days. Typically, the diurnal cycle of winds resulted in emission occurring in pulses that peaked after sunrise and ceased during the late afternoon/evening in each day.

4. Results and discussion

4.1 Simulation of regional winds

The models under study here all provide similar representation of the spatial structure of the LLJ and 10m height winds (Figure 3). Key features include a split jet north and south of the Tibesti Mountains with peak wind speeds located immediately south of Tibesti, both in the 3-day time mean and instantaneous fields (Figure 3). All models except RAMS-DP also simulate well the day-to-day variability at the location of Chicha (Figures 4, 5). All models have a nocturnal LLJ maximum peaking below 1000m elevation, but this is rather weakly defined in RAMS-DPM. The models LM-MUSCAT, RegCM3 and DREAM all simulate a nocturnal LLJ of similar structure and magnitude, with peak wind speeds of 20-24 ms^{-1} on the 10th, likely to be lower than the real LLJ wind speeds [*Todd et al.*, 2008]. In addition, all models underestimate mean (in-situ) 10m height winds by 13-50% (Table 2, Figure 4). RAMS-DPM simulates the highest mean wind speeds but with peak wind speeds ~30% lower than in-situ observations. It is interesting to note that in the LM-MUSCAT model when the dust-radiative feedback is not activated surface wind speed underestimation is reduced (I. Tegen, personal communication, 2008). All models except RAMS-DPM have pronounced diurnal cycle in surface winds and LLJ but have smaller amplitude than observations (Figures 4 & 5). However, only the DREAM model captures the diurnal phase of wind speed maxima at 0900 UTC consistent with observations. All other models tend to produce the peak rather too early by ~3hrs typically. In these models the diurnal cycle of near surface wind speed is in phase with LLJ jet core such that downward mixing of nocturnal LLJ may not be well simulated. There does not appear to be a relationship between model horizontal or vertical resolution and the accuracy of near surface wind speed estimates.

Todd et al. [2008] undertook a sensitivity study using the MM5 mesoscale model for near surface and boundary layer winds over the BoDEx period. They note that there is a factor of ~ 2 variations in mean and peak wind speeds over the BoDEx period using MM5 under various configurations. Simulated winds are most sensitive to the model Planetary Boundary Layer (PBL) scheme and vertical resolution in the lowest 200m. 10m wind speeds from the models in the present study lie within the range simulated using the MM5 model in *Todd et al*. [2008]. Under an optimised configuration (Eta PBL scheme, 15 vertical levels in lowest 1000m with lowest level at 2m, roughness length=0.001m) the MM5 estimated LLJ and surface wind speeds and phase are close to observed quantities. This suggests that improved representation of the surface and low level winds responsible for emission and transport of dust in these models would be possible with careful model configuration. Indeed, *Laurent et al*. [2008a] report that a more recent version of RAMS (v6.0) that includes an improved soil scheme provides a more realistic simulation of the diurnal cycle of surface winds than the version used in this study and by *Bouet et al*. [2007].

4.2 Simulation of dust emission and transport

4.2.1 Dust emission

Emission estimates are available for all models except Meso-NH. Estimates of dust emission from DREAM are not directly comparable to those of the other models, due to the use of a viscous sub-layer close to the surface (see Section 2.1), and are not presented here. The spatial structure in emission (Figure 6) is broadly similar in RAMS-DPM, LM-MUSCAT and RegCM3 with emission restricted to areas of low elevation close the Bodélé depression. RegCM3 produces localised emission sources which represent well the areal extent of the localised outcrops of diatomite sediment identified as the dust source regions in satellite observations (see below), although not in precisely the same location. In the model these locations correspond to the areas where the soil texture (derived from the FAO/USDA map) is 100% sand, rather than a representation of diatomite, thus activating dust emission by saltating sand particles via the *Marticorena and Bergametti* [1995] emission parameterisation. In LM-MUSCAT emission is highest from regions north of 17°. In this model preferential dust sources are parameterised to ensure that areas of high dust productivity are co-located with enclosed topographic depressions including the Bodélé depression [*Tegen et al*., 2006].

At the location of Chicha, dust emission closely matches the diurnal cycle of near surface winds, such that the models (except RAMS-DPM) do simulate a diurnal 'pulsing' of emission (not shown). Mean emission from the three models available (Table 3) show an approximately two to three-fold range in mean and peak dust emission at the location of Chicha and averaged over the wider domains. Estimates of total emission from the exposed diatomite area within the Bodélé depression were calculated from the product of the mean emission rate over the area less than 250m elevation (which approximates the diatomite location) and the area of diatomite (10,800 km^2, derived from MODIS surface reflectance data, Figure 1a). Over the three days 10-12th March 2005 estimates range between 1.4Tg for RegCM3 to 3.6Tg for RAMS-DPM (Table 3). *Todd et al*. [2007] estimated the total dust flux from the Bodélé during the 3-day dust event of 10-12th March 2005 using a simple relationship of surface wind speed and vertically integrated dust flux relationship derived empirically from observations at Chicha, then scaled to the entire area of diatomite sediment. Their estimate was 3.54 Tg, which falls at the upper end of the range of model estimates. It should be noted, however, that the models do not all show peak emission collocated with the region <250m height (Figure 6). The equivalent figures for the entire domain (12-21˚E, 12-21˚N) range from 21.1 Tg for RegCM3 to 42.5 Tg for RAMS-DPM (Table 3).

4.2.2 Dust concentration

Mean dust concentration (0.1-10 μm diameter) in the lowest model layer show a wide range between the models (Figure 7). Over the study domain as a whole Meso-NH has the highest mean value, up to 30,000 μg m^{-3} and DREAM the lowest, about one tenth of that of Meso-NH. RAMS-DPM has similarly high peak values but over a more restricted dust plume area. At Chicha model mean dust concentration values range over about one order of magnitude from 2100 (DREAM) to 26,000 μg m^{-3} (Meso-NH) (Table 4). Similar values are estimated over the region with elevation <250m with RAMS and Meso-NH producing dust concentration of about one order of magnitude greater than DREAM. In most models dust concentration at Chicha shows the diurnal pulsing and peaks at 0900 UTC on the 10th March when RAMS simulates the highest value of 78,000 μg m^{-3} (Figure 8). In-situ observations at Chicha are limited but a maximum value of 9900 μgm^{-3} at 2m height was observed at 1000 UTC on the 11th (Figure 8). Observed dust concentrations therefore lie towards the lower end of the range simulated in the dust models. Caution must be exercised in comparing the models due to the varying heights of the lowest model layers. As noted above dust emission fields were not available from Meso-NH and DREAM. However, as Meso-NH produces the highest dust concentration of all models it is

likely to have the highest emission. This may be related to the soil data used whereby the soil texture is dominated by sand across the entire domain 14°N-17°N leading to a high horizontal saltation flux and subsequent emission.

4.2.3 Aerosol optical thickness

Dust emitted from the surface is transported in the low level northeasterly winds in all models. As a result, all models simulate NE-SW oriented dust plumes (centred below 1000m elevation, not shown), which have the fundamental characteristics of the observed data (Figures 7, 9, 11 and 12). Thus, despite small-scale differences in the location of dust source regions the coherent northeasterly LLJ results in dust plumes that are generally good representations of reality. Nevertheless, most models produce a tongue of high atmospheric dust loadings extending to the north of the main NE-SW oriented plume, centred close to the Chad-Niger border north of about 17°N. Satellite estimates of AOT do not show elevated AOT values there (Figures 11 and 12) The time evolution of the dust plumes shows rapid transport to the southwest in all cases, with the dust transported in distinct diurnal 'packets' in most cases. The speed of propagation differs however and the time taken for dust transport to 14°E (the longitude of Lake Chad) varies between about 9 hours for Meso-NH and about 15 hours for DREAM.

The time-mean column dust mass (0.1-10 μm diameter) at Chicha varies from 1.91 gm^{-2} in RegCM3 to 24.5 gm^{-2} in RAMS-DPM (Table 4). At Chicha the time distribution of dust mass is similar in most models with a peak near 1200 UTC on the 10th March and subsequent decline (Figure 10). Estimates based on in-situ data from *Todd et al.* [2007] fall towards the lower end of the model range closest to the estimates by the RegCM3 and DREAM models. There is about a 15-fold difference in mean column dust mass between RAMS-DPM and RegCM3 averaged over the whole domain (Table 4).

Whilst there is generally close agreement between the models in terms of the spatial structure of AOT there is an approximately seven-fold range in simulated AOT at all spatial scales (Figures 11 and 12, Table 5). Meso-NH estimates the highest AOT and RegCM3 the lowest. Satellite estimates of AOT from the 'Deep Blue' algorithm applied to SeaWifs and AI from OMI data indicate the distinct dust NE-SW oriented plumes. The spatial structure is particularly well represented by RegCM3 and RAMS-DPM, with Meso-NH and LM-MUSCAT overestimating

the areal extent of the plume and DREAM locating the plume rather too far north, a consequence of the source areas and plume propagation speed. We should be aware of potential errors in the Deep Blue aerosol product but the Aerosol Index product (*Herman et al*., 1997) from the Ozone Monitoring Instrument (OMI, not shown) presents a very similar spatial structure to the Deep Blue AOT.

A quantitative comparison of AOT is problematic as the 'Deep Blue' algorithm saturates at a maximum AOT of 3.0. At Chicha limited observations of AOT were made during the afternoons of 11th and 12th March. On both days the decline in wind speeds after midday was such that transport exceeded local emission (which ceased in early afternoon) and AOT declined rapidly (Figure 13). All models except DREAM simulate this decline but the LM-MUSCAT and Meso-NH models overestimate AOT by about a factor of 2 whilst RegCM3 AOT is about 50% of observed. DREAM and RAMS-DPM provide a close agreement with observed AOT at Chicha during 11-12th March. Overall, the combined in-situ and satellite observations indicate overestimation of AOT by Meso-NH and LM-MUSCAT and underestimation by RegCM3. Some of the over-estimation by Meso-NH may result from use of a sub-optimal α parameter derived from model 'tuning' experiments conducted at lower resolution. Application of an updated α parameter would result in AOT estimates about 1/3 lower (P. Tulet, personal communication, 2008). It is interesting to note that the ratio of model minimum to model maximum mean column dust mass (Table 4) is about twice that for AOT (Table 5) reflecting differences in the size distribution and the optical properties of the dust aerosols in the models. AOT calculations in the models are based on the full size range of the dust particles.

4.2.4 Long range dust transport

Previous studies, notably *Koren et al*. [2006] have clearly indicated substantial long-range transport of dust from the Bodélé. The impact of this on climate and remote ecosystems will depend on the mass flux from the region. Here, we derive the mass flux of dust from the region estimated by each model from the product of the wind speed and dust concentration in each model layer, summed over the atmospheric column. Dust transport is dominated by a westward flux in the Harmattan northeasterly flow such that in the vertical integration calculation at levels where the zonal wind component is eastward the dust flux is considered to be negative. The net flux is summed over the latitude range 12.5-21°N. Therefore, the result represents the net westward export of dust mass from the entire region towards West Africa and the Gulf of

Guinea. Estimates of westward dust flux over the 3-day period leaving Chad at 16°E range widely from 0.44 Tg day^{-1} from RegCM3 to 12.8 Tg day^{-1} from RAMS-DPM (Table 6)..

Koren et al. [2006] estimate the long range dust flux from the Bodélé by identifying dust plumes from MODIS satellite imagery and determining their average dimensions after one day when the plume lies to the west of lake Chad. The dust mass within the plume was then derived from the product of plume area and column integrated dust mass, estimated from the satellite MISR-derived AOT. The average plume mass over the period October 2003 to October 2004 was estimated to be 0.77 Tg day^{-1}. The same method is applied to the BoDEx dust event except that we consider a greater range of uncertainty in the estimates associated with (i) satellite AOT, by considering contrasting estimates derived from MISR and the 'Deep Blue' algorithm applied to MODIS data (ii) the conversion of AOT to dust mass, by using the contrasting values of *Koren et al* [2006] (2.7 gm^{-3}) and *Todd et al.* [2007] (1.9 gm^{-3}, updated using sun photometer observations at the Aeronet station at Maine Soroa (12.02°E, 13.22°N), downwind from the Bodélé). The resulting estimated range of the dust mass flux for the emission events of 10-11th March 2005 is 0.9-2.9 Tg day^{-1}, not accounting for uncertainty in the estimates of dust area. Assuming these 'one day old' plumes identified from MODIS are centred on 13°E then the equivalent estimates for the models are 0.299, 2.31, 2.76 and 0.54 Tg day^{-1} from the RegCM3, LM-MUSCAT, Meso-NH and DREAM models, respectively (Table 6), and we might expect higher values from Meso-NH and RAMS-DPM had data been available at 13°E. As such, the 'observational' estimates using an updated method of *Koren et al.* [2006] lie within the model range.

5. Discussion and conclusions

A dust model inter-comparison has been undertaken for a three-day dust event over the Bodélé depression, the world's greatest single dust source region. The meteorology during the event was typical of wintertime dust events. The results here are not strictly intended to determine which models are 'better' than others, and no single model performs better than the others in all aspects. Results show that near surface wind speeds are underestimated by up to 50% and the out-of-phase relationship of the diurnal cycles of the LLJ and surface winds is not well resolved. The pronounced diurnal cycle in surface and lower level winds is present in most models and results in pulsed dust emission as in observations, but peak winds exhibit slight phase shift relative to observations in all but one model. In a comparable study of dust models over Asia,

Uno et al. [2006] noted that for most locations wind speed observations lie within the range of model results. Underestimation of winds over the Bodélé may result from poor representation of surface and boundary layer conditions and processes highlighting the need for improved configuration of Regional Climate Models [*Todd et al*., 2008]. Given that in most dust schemes the dust flux is proportional to the third power of friction velocity then small errors in wind speeds can result in large dust flux uncertainties. In this study, generally, the models with highest wind speeds (RAMS and Meso-NH) do tend to produce the highest dust fluxes. However, the substantial differences in dust fluxes between models with similar wind magnitudes (e.g. Meso-NH, LM-MUSCAT and RegCM3) serve to highlight the importance of surface factors such as soil texture, soil size distribution and surface roughness in determining emission, as well as the calibration of the α factor in the emission equation (equation (1)).

Models generally show good representation of Bodélé dust plumes over the period 10-12th March 2005 and the temporal variability. All have emission in the wider Bodélé region. At local scales, however, the sources of dust emission show variability between models and RAMS-DPM and LM-MUSCAT show emission that is rather too spatially widespread, relative to observations. RegCM3 produces more localised emission from regions where, coincidentally, the soil texture map indicates pure sand soils. In reality, however, within the Bodélé depression the diatomite sediment has a range of size distributions and the soil datasets in the models do not represent this feature well. Moreover, the sandblasting emission scheme of the models is only partially applicable to the diatomite sediment. As such, the model representations of dust plumes in the region are rather crude representations of the complexity of actual emission process in the diatomite sediment of the Bodélé. It may be that the models based on the *Marticorena and Bergametti* [1995] scheme simulate reasonable dust emission from the Bodélé for the wrong reasons, i.e. because the soil maps erroneously indicate sandy soils. Nevertheless, for the purposes of simulating long range transport and climate impact the models may be acceptable.

The range of model estimates of quantities (for which we have estimates from all models, specifically surface dust concentration and vertically integrated dust mass and AOT) is approximately one order of magnitude. In terms of the total dust mass exported from the Bodélé depression the model estimates range over a factor of about 30. It is reassuring, however, to note that observational estimates of the equivalent quantities from a range of sources do lie within the model range. It should be noted that the model estimates presented here do refer to a common

dust particle size range (0.1-10 μm diameter) such that these differences between the models do not result from certain models having a wider or smaller range of particle sizes.

The degree of model uncertainty reported here is actually very similar to the range of mean emission and typical dust concentration from nine models compared for two dust periods over East Asia by *Uno et al*. [2006]. For sub-regions within East Asia the range is about one order of magnitude. It seems, therefore, that the current degree of uncertainty of dust models in regional studies over relatively short periods of days to weeks may be about one order of magnitude. This is somewhat greater than the uncertainty associated with model estimates of long term mean global dust emission [*Zender et al*., 2004], suggesting that model over and underestimation in various regions may cancel out to a certain degree. All the models here have been 'calibrated' in previous studies to produce sensible results, usually with respect to satellite or surface based estimates of AOT. This calibration tends to be conducted at the larger sub-continental scale, over North Africa in most cases. Therefore, the degree of model divergence in this case study may be surprising, as such, it is logical to conclude from this paper that model divergence may increase at smaller space/time scales. The BoDEx case study provides a particularly rigorous test of model performance, especially given the particular soil and emission conditions in the region. The results highlight that model calibration which optimises performance at larger scales may not be appropriate for specific regions.

Further model inter-comparison is necessary to determine the extent to what model divergence is associated with difference calibration of emission equation coefficients. In many cases, the model calibration or 'tuning' is conducted by varying the α parameter in equation (1) such that model estimates of AOT are close to observations. This is not unreasonable since lack of accurate soil information means that direct application of the empirical relationship between clay fraction and α [*Gillette*, 1979] is problematic [*Zender et al*., 2003]. However, it should be noted that model simulations over the Sahara by Laurent et al. [2008b] in which α is derived from soil texture provide acceptable results. In any case, model 'tuning' by varying the α parameter (or the c constant in equation (2) for DREAM) to optimise model AOT represents a 'catch-all' correction which accounts for uncertainty in all aspects of the model, including meteorology, surface roughness, soil texture, emission size distribution and optical properties of the dust as well as the deposition schemes.

Model inter-comparison can be more useful to the research community when we are able to partition model error associated with various sources within the model. This process is hindered in the present study by differences in model configurations and model 'tuning'. Thus, a future model inter-comparison exercises should involve much more tightly constrained model configurations such that the sensitivity of model estimates to individual factors such as meteorological model performance, model resolution, boundary conditions, soil characteristics, dust physical and optical properties and the various parameterisations within the emission (and deposition) schemes can be quantified. This requires a coordinated set of multiple model experiments using a consistent set of pre-defined model configurations in which the domain, horizontal and vertical resolution, lateral boundary conditions, soil data, emission scheme coefficients, and aerosol size and optical properties are carefully defined.

In addition, this programme requires adequate observations for comparison. At present the observational data on terms of dust emission, concentration, mass and flux are neither sufficiently accurate nor extensive enough in space and time to provide a suitable estimate of 'truth' for absolute comparison with models. Therefore, the study highlights the pressing need for more comprehensive in-situ observations in dust source regions like the Bodélé depression covering dust concentration, physical and optical properties of dust, as well and boundary layer meteorology, which are more extensive in space and time. Further detailed observations, perhaps using wind tunnel experiments, of the emission processes in the Bodélé are also required. Only when such data are available we will be able to really constrain model uncertainty and to identify individual sources of error. In the meantime, however, model experiments can comprehensively consider model sensitivity.

Moreover, there is a clear need for further research into other source regions in the Sahara, and elsewhere. This should include identification of the key preferential dust source regions in the Sahara, observation of the dust emission processes and determination of the associated soil characteristics at a resolution higher than is available from existing soil datasets. Whilst satellite-derived estimates of surface roughness are available [e.g. *Marticorena et al*., 2004] used here in LM-MUSCAT and RAMS-DPM dust models tend to rely on maps of soil texture (from which the dry soil size distribution is derived) with questionable accuracy in remote regions of the Sahara desert. There is a clear requirement for improved soil texture data for the Sahara that can resolve features like the diatomite deposits in the Bodélé depression. The results here demonstrate that the model dust emission is strongly associated with sandy soils such that the

emission scheme itself may require modification in preferential source regions with similar characteristics to the Bodélé. It is important to determine to what extent the Bodélé is unusual amongst the source regions of the Sahara in this regard.

Acknowledgements

The 'Deep Blue' satellite AOT from SeaWifs data were kindly provided by Christina Hsu from NASA Goddard Space Flight Centre. Vanderlei Martins of the University of Maryland, USA, processed the in-situ dust concentration observations. We thank Didier Tanré and Jean Louis Rajot for their effort in establishing and maintaining Aeronet Maine Soroa site. Thanks to Benoit Laurent for helpful comments.

Table 1. Dust-climate model details

Model name	RegCM3	LM-MUSCAT	Meso-NH	RAMS DPM	DREAM
Reference	*Zakey et al*. [2006]	*Tegen et al*. [2006]; *Heinold et al.* [2007]	*Lafore et al.*,1998 *Tulet et al*., 2005 *Grini et al*., 2006	*Cotton et al*. [2003]; *Bouet et al.* [2007]	*Nickovic et al*. [2001]
Boundary conditions	NCEP reanalysis	Global forecast model of the Deutscher Wetterdienst (DWD)	ECMWF	ECMWF	NCEP analysis 1º
Domain	3-25°N, 3-25°E	Corners at 12.60°N,11.63°E; 10.30°N,25.00°E; 22.17°N,29.08°E; 25.09°N,12.10°E	8.3-25.3°N, 9.1-26.9°E	14.4-21.5°N; 13-25°E	0-28ºN; 0-28ºE
Dust-radiative	Yes	Yes	Yes	No	No (for this version)

feedback?					
Simulation period	8-13th March 2005	1-13th March 2005	1-13th March 2005	5-15th March 2005	1-16 March 2005
Horizontal resolution (km)	20	7	20	10	~26
Vertical levels	23	40	72	30	24
Height of lowest layer (m)	40	68	10	10	86
PBL and surface schemes	K-Theory eddy diffusion with non-local closure [*Holstag and Boville* 1993]	Prognostic TKE-based turbulence closure scheme (order 2.5) and surface layer scheme [*Raschendorfer*, 2001]	The 1.5-order closure turbulence scheme [*Cuxart et al*., 2000] and the Interaction Soil Biosphere Atmosphere (ISBA) scheme [*Noilhan and Mahouf*, 1995]	K-Theory eddy diffusion [*Smagorinsky*, 1963] modified using *Lilly* [1962] and *Hill* [1974]. Surface scheme of *Louis* [1979]	Pronostic TKE - Mellor-Yamada 2.5, and Monin-Obukhov similarity theory in the surface layer
Emission scheme [a]	U^{*3} (MB 95)	U^{*3} (MB 95)	U^{*3} (MB 95)	U^{*3} (MB 95)	U^{*3} [*Shao et al*., 1993] with viscous sublayer concept

					[*Janjic*, 1994; *Nickovic et al.*, 2001] [b]
α parameter in Eq. (1) (cm^{-1})	N/A	$1.8*10^{-6}$	$1.8*10^{-3}$	$1.0x10^{-6}$-$7.5*10^{-6}$	N/A
Land use data	18 classes on 1° grid based on *Matthews* [1984] and USGS	27 potential vegetation types from equilibrium terrestrial biogeography model BIOME4 of *Kaplan* [2001]	ECOCLIMAP [*Masson et al.*, 2003]		Olson World Ecosystems /(SSiB) vegetation types [*Wilson and Henderson-Sellers*, 1985]
Surface roughness	One value per land class (0.1m)	From POLDER satellite data 1/15° [*Marticorena et a*l., 2004]	One value per land class ($1*10^{-4}$m)	From POLDER satellite data 1/15° [*Marticorena et al*., 2004]	*Zoumakis and Kelessis*, [1991]
Soil texture data	12 texture classes based on FAO [*Zobler*, 1986] and USDA data [*Dickinson et al.*,	Texture classes from *Zobler* [1986] except in preferential source regions where uniform texture is applied	IGBP Global Soil Data Task	*Laurent et al*. [2008b]	From FAO and *Zobler* [1986]

	1993]				
Soil aggregate size distribution	3-mode, lognormal distribution associated with each texture class	4-mode, lognormal particle size distribution of clay, (2 μm), silt (15 μm), fine sand (158 μm), and coarse sand (720 μm) associated with each texture class	3-mode, lognormal distribution associated with each soil type.	3-mode, lognormal distribution associated with each soil type.	4-mode size distribution (0.73, 6.1, 18 and 38 μm radii) associated with each texture class
Preferential dust sources	No	Yes [c]	No	No	No
Soil particle density (g m^3)	2.65	2.1 [d]	2.5	2.65	2.5-2.65
Number of dust bins	4 size bins for dust transport derived from 3 log-normal dust emission modes	5 size bins for dust transport with log-normal distribution	3 size modes with lognormal distribution	20 size bins with uniform distribution	4 size bins with lognormal distribution
Dust particle size range (μm, diameter) [e]	0.1-20	0.2-50	0.1-10	0.1-26	1.46-76

Notes:

[a] u* is the wind friction velocity and MB95 refers to *Marticorena and Bergametti* [1995]

[b] DREAM derives the dust fluxes between the surface and a thin viscous sub-layer and then between this sub-layer and the lowest model layer, using concentration as a lower boundary condition. As such DREAM dust fluxes are not directly comparable emission fluxes from the other models

[c] In LM-MUSCAT preferential source regions correspond to the distribution of paleo- and temporal lake beds computed with the water routing and storage model HYDRA [*Coe et al*., 1998]. For the Bodélé depression this area corresponds to the extent of the paleo lake Mega-Chad, whose deposits account for the today's strong dust activity. In these preferential source regions soil texture is set to a uniform 100μm to ensure high emission

[d] This value was chosen to be consistent with field observations of surface sediment samples from BoDEx 2005

[e] In the results presented here the dust quantities are derived over a common size range of 0.1-10μm

Table 2. Dust model results: Mean 10m height wind speed over period 10-12th March 2005

Averaging area	Observations	RegCM3	LM-MUSCAT	Meso-NH	RAMS-DPM	DREAM
Chicha	13.5	8.82	8.42	9.62	11.73	6.78
Area <250m height	N/A	8.92	8.08	9.19	11.15	5.98
14-21°E, 14-21°N	N/A	6.71	6.27	6.0	8.34	4.98

Table 3: Dust model results: dust emission

Quantity	Averaging time period	Averaging area	RegCM3	LM-MUSCAT	Meso-NH	RAMS-DPM	DREAM
Peak emission ($gm^{-2}s^{-1}$)	1200 UTC 10/3/05	Chicha	$6.93*10^{-4}$	$5.92*10^{-4}$	N/A	$3.38*10^{-3}$	N/A
Peak emission ($gm^{-2}s^{-1}$)	1200 UTC 10/3/05	Area <250m height	$9.0*10^{-4}$	$6.17*10^{-4}$	N/A	$2.58*10^{-3}$	N/A
Peak emission ($gm^{-2}s^{-1}$)	1200 UTC 10/3/05	14-21°E, 14-21°N	$2.63*10^{-4}$	$2.58*10^{-4}$	N/A	$5.61*10^{-4}$	N/A
Mean emission ($gm^{-2}s^{-1}$)	10/3/05-12/3/05	Chicha	$4.1*10^{-4}$	$4.69*10^{-4}$ [a]	N/A	$1.38*10^{-3}$	N/A
Mean emission ($gm^{-2}s^{-1}$)	10/3-05-12/3/05	Area <250m height	$5.0*10^{-4}$	$5.37*10^{-4}$ [a]	N/A	$1.3*10^{-3}$	N/A
Mean emission ($gm^{-2}s^{-1}$)	10/3-05-12/3/05	14-21°E, 14-21°N	$1.39*10^{-4}$	$2.1*10^{-4}$ [a]	N/A	$2.81*10^{-4}$	N/A
Total emission (Tg)	10/3-05-12/3/05	Area <250m height	1.4	1.5	N/A	3.6	N/A
Total emission (Tg)	10-3/05-12/3/05	14-21°E, 14-21°N	21.1	31.9	N/A	42.5	N/A

[a] Emission for LM-MUSCAT is for 1200 UTC only

Table 4: Dust model results: Dust concentration and mass

Quantity	Averaging time period	Averaging area	RegCM3	LM-MUSCAT	Meso-NH	RAMS-DPM	DREAM
Lowest level dust concentration ($\mu g\ m^{-3}$)	10/3-05-12/3/05	Chicha	3757	15322	26000	19740	2148
Lowest level dust concentration ($\mu g\ m^{-3}$)	10/3-05-12/3/05	Area <250m height	4500	15700	25200	26800	2700
Column integrated dust mass (gm^{-2})	10/3-05-12/3/05	Chicha	1.91	11.57	14.92	24.5	2.44
Column integrated dust mass (gm^{-2})	10/3-05-12/3/05	Area <250m height	1.57	11.58	16.1	26.37	2.87
Column integrated dust mass (gm^{-2})	10/3-05-12/3/05	14-21°E, 14-21°N	0.77	5.74	11.36	11.61	1.84

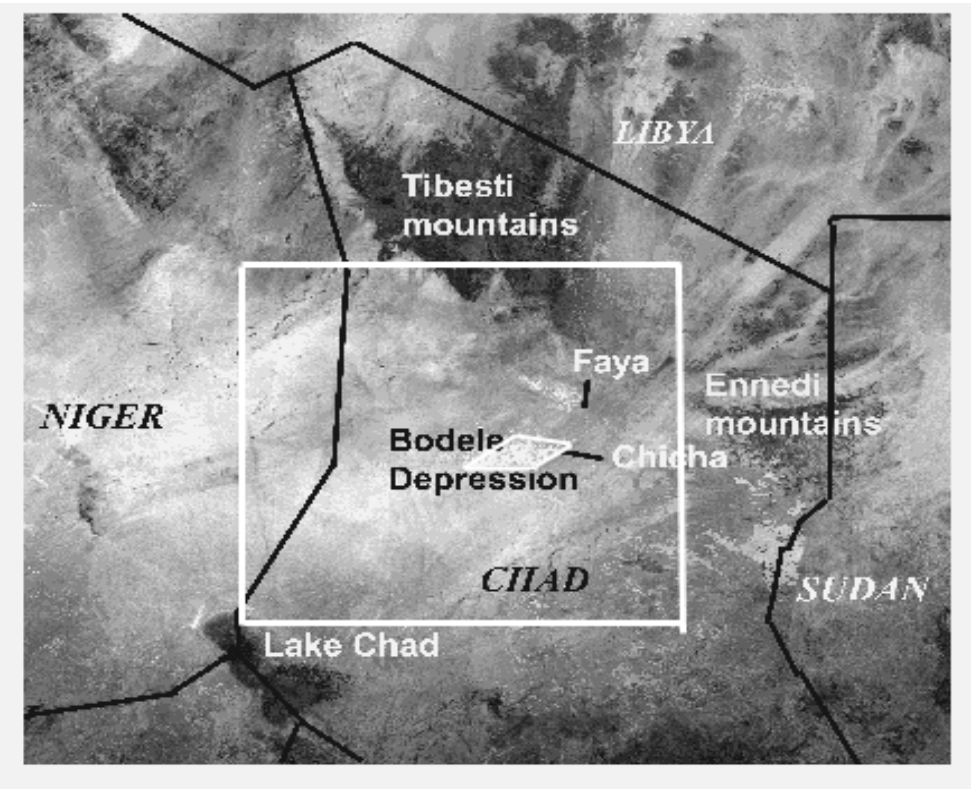
Table 5: Dust model results: AOT

Variable	Averaging time period	Averaging area	RegCM3	LM-MUSCAT	Meso-NH	RAMS-DPM	DREAM
Mean AOT	10/3-05-12/3/05	Chicha	0.93	4.29	6.53	3.67	1.82
Mean AOT	10/3-05-12/3/05	Area <250m height	0.85	4.71	6.47	3.95	2.14
Mean AOT	10/3-05-12/3/05	14-21°E, 14-21°N	0.58	2.1	4.23	1.74	1.38

Table 6: Dust model results: Dust mass flux

Quantity	Averaging time period	Averaging area	RegCM3	LM-MUSCAT	Meso-NH	RAMS-DPM	DREAM
Net westward dust flux at 16˚E (Tg day^{-1})	10/3/05-12/3/05	12.5-21°N	0.44	4.59	4.89	12.8	0.79
Net westward dust flux at 12.5˚E (Tg day^{-1})	11/3/05-12/3/05	12.5-21°N	0.29	2.32	2.76	N/A	0.54

(a)



(b)

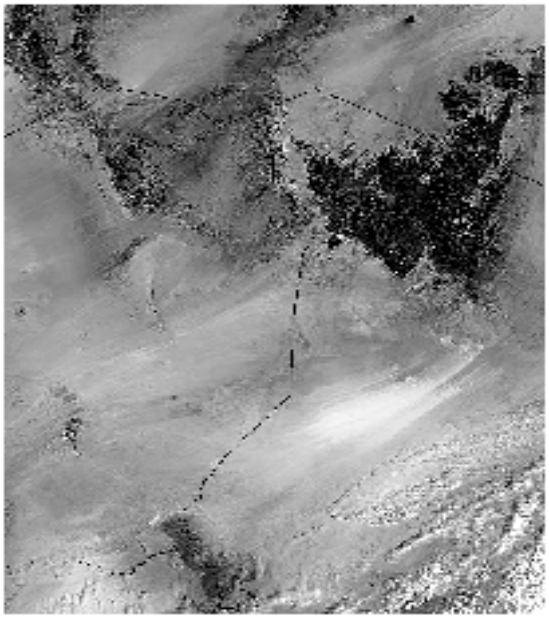


Figure 1: *(a) MODIS channel 4 surface reflectance (8-day composite 27/2/05-6/3/05), (b) MODIS true color composite (channels 3, 4 and 1) image for 0945 UTC 11th March 2005. The location of the BoDEx 2005 field site at Chicha (16.9°N, 18.5°E) and other political and geographical features are indicated. In Figure 1a the domains over which the model quantities are derived in Tables 2-6 are indicated as white lines. The smaller of these encompasses the area of exposed diatomite sediment within the Bodélé Depression, visible as the bright surface immediately east of Chicha.*

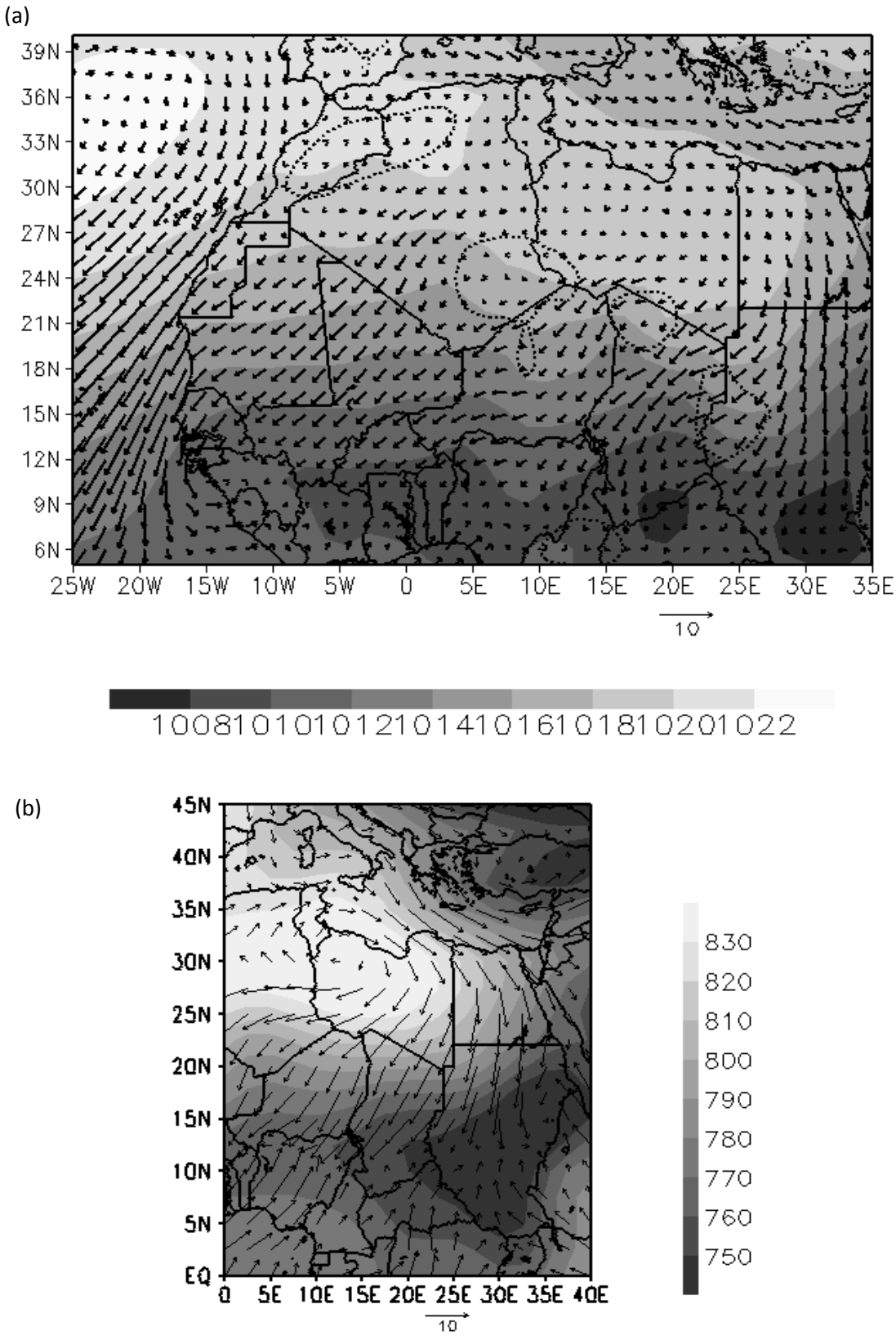


Figure 2: *Mean (1979-2001) winter JFM season SLP (hPa, shading) and 925hPa wind (vectors), surface 1000m contour is marked with dotted line (b) Mean 925hPa height (gpm, shading) and wind (ms^{-1}, vectors) for 10-12th March 2005. Data for (a) from ERA-40 reanalysis and for (b) from NCEP reanalysis.*

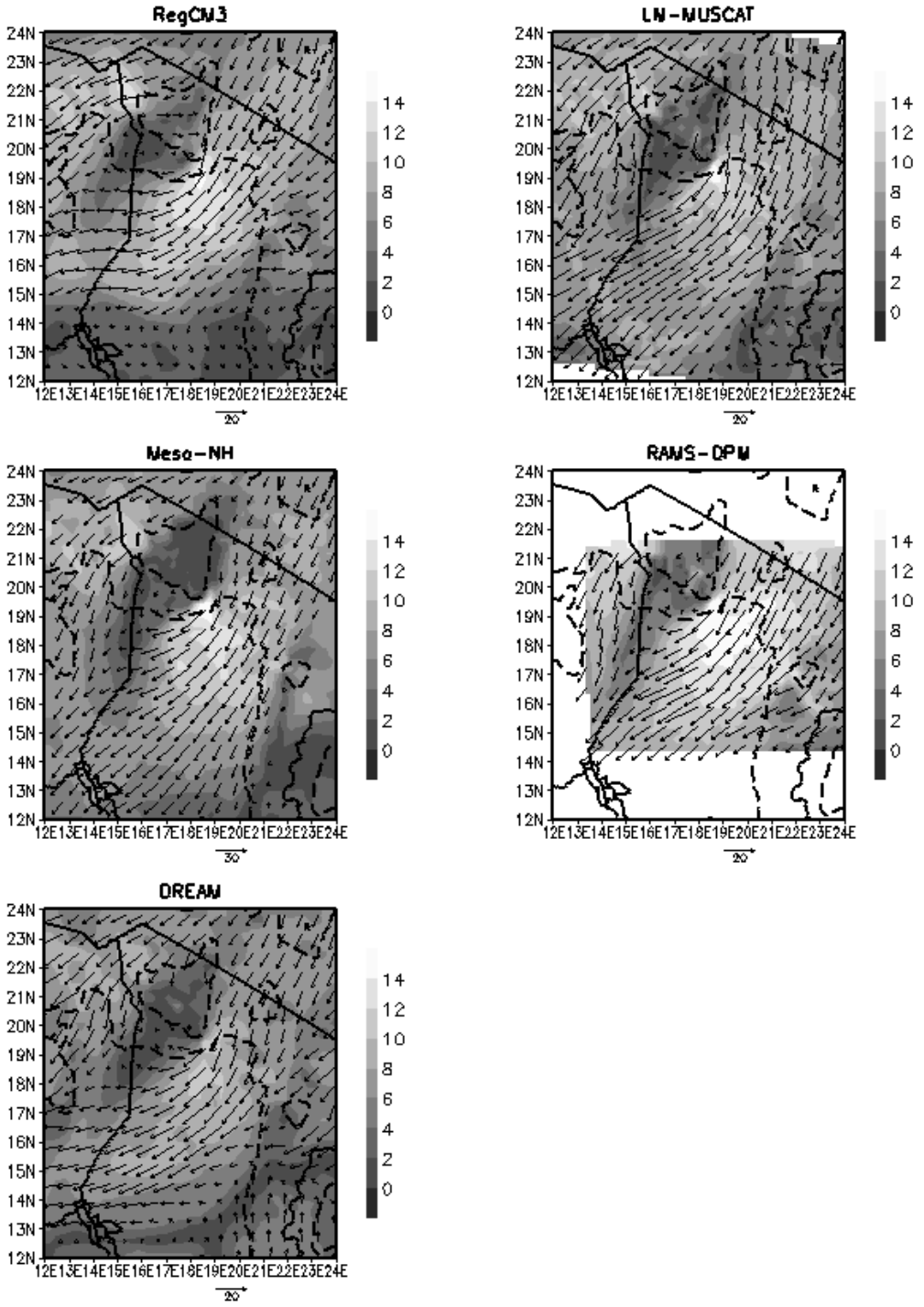


***Figure 3**: Model simulated 925hPa winds (ms^{-1}, vectors) and 10m scalar wind speed (ms^{-1}, shading) at 0900 UTC on 10th March 2005. The 500m and 1000m surface elevation (dashed) contours are shown.*

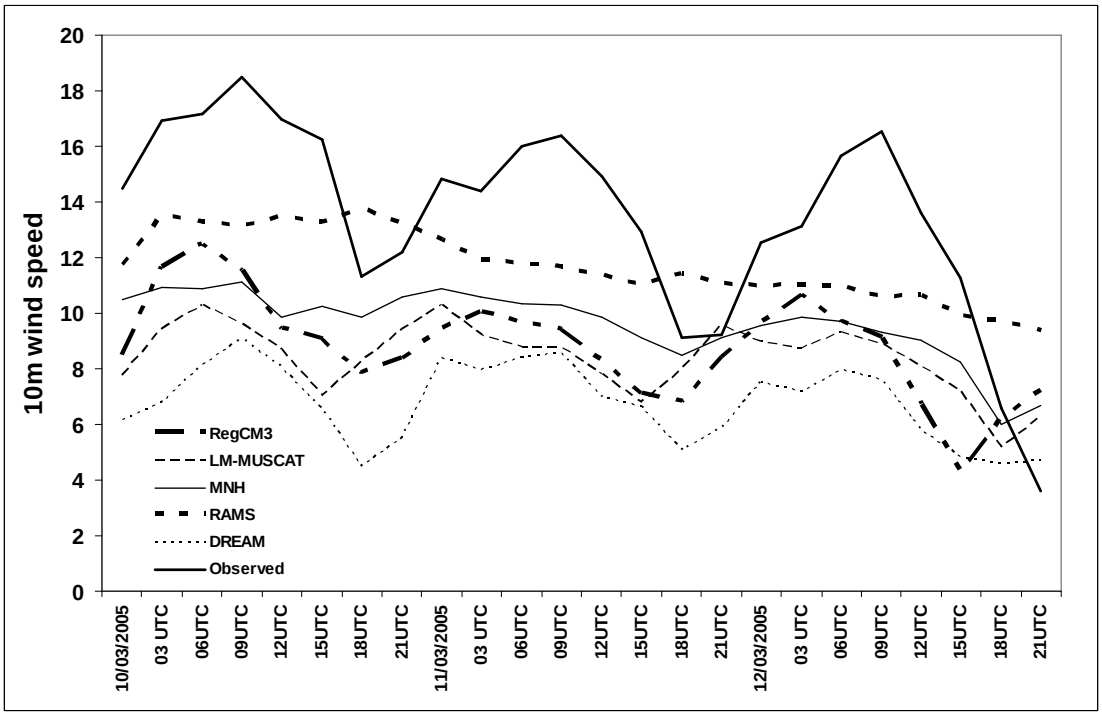


***Figure 4**: Timeseries of in-situ observed and model simulated 10m height wind speed at Chicha (ms^{-1}).*

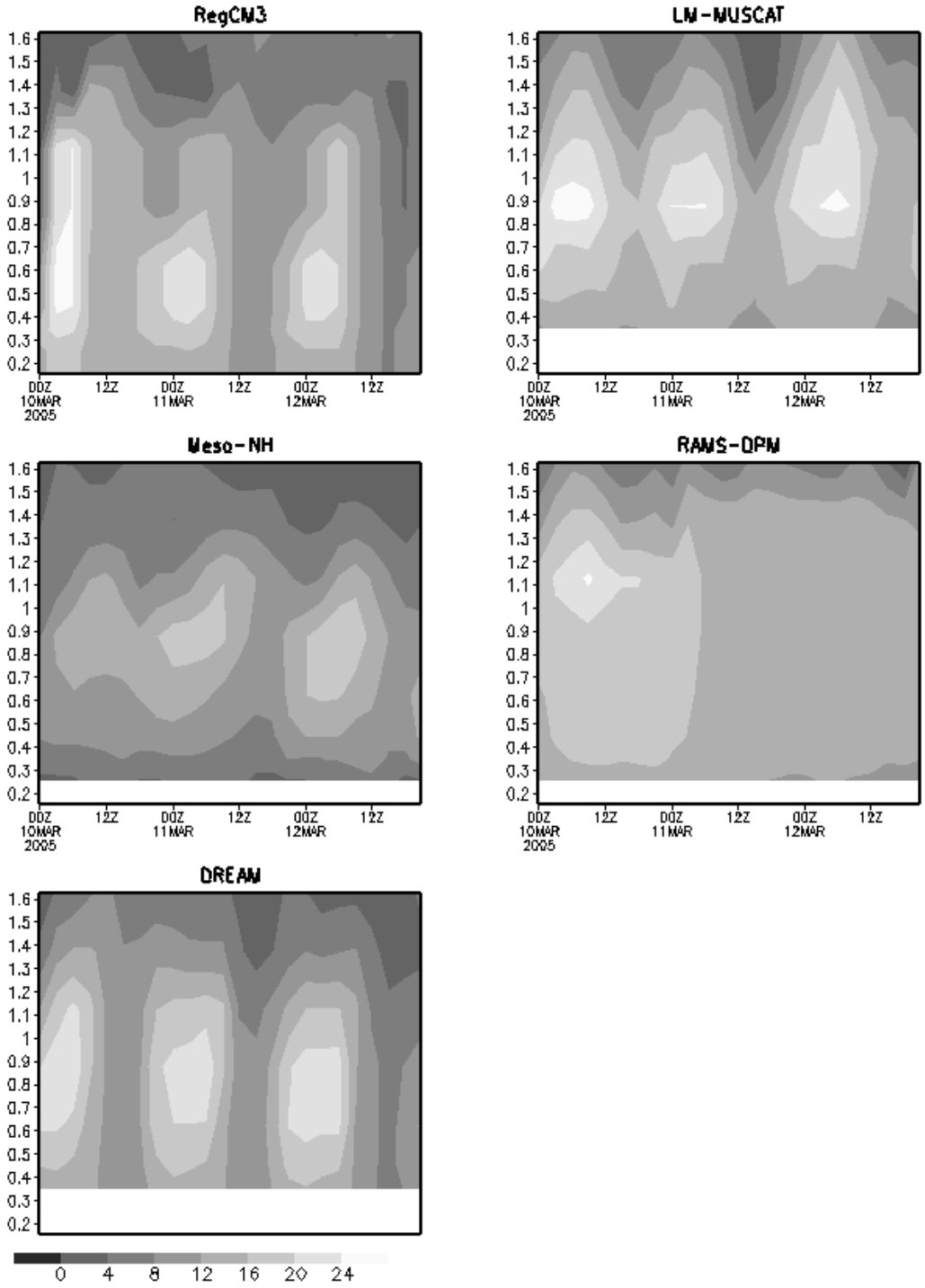


***Figure 5**: Timeseries of model simulated vertical profile of wind speed at Chicha (ms^{-1}). The y-axis is height above the surface in km. Note that for Meso-NH the location is 16°E, 17°N.*

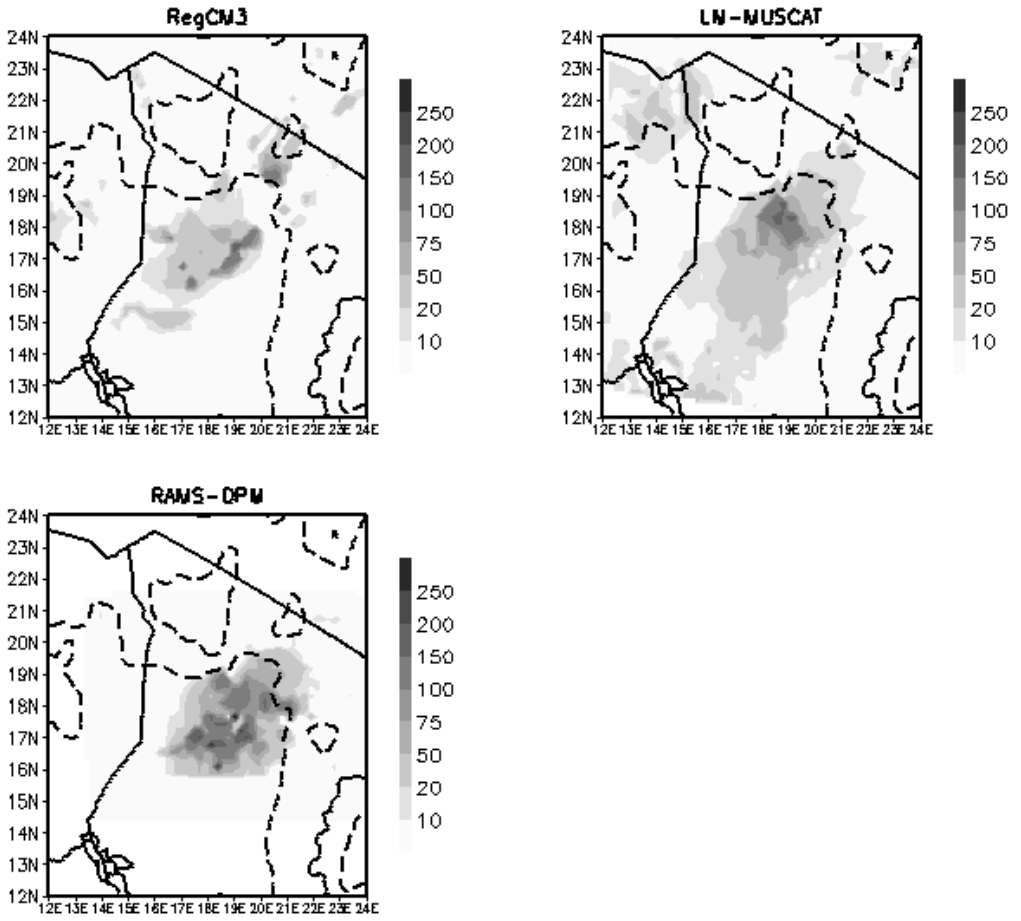


***Figure 6**: Model simulated mean rate of surface dust emission 10th-12th March 2005 (gm^{-2}s^{-1}). The 500m and 1000m surface elevation (dashed) contours are shown.*

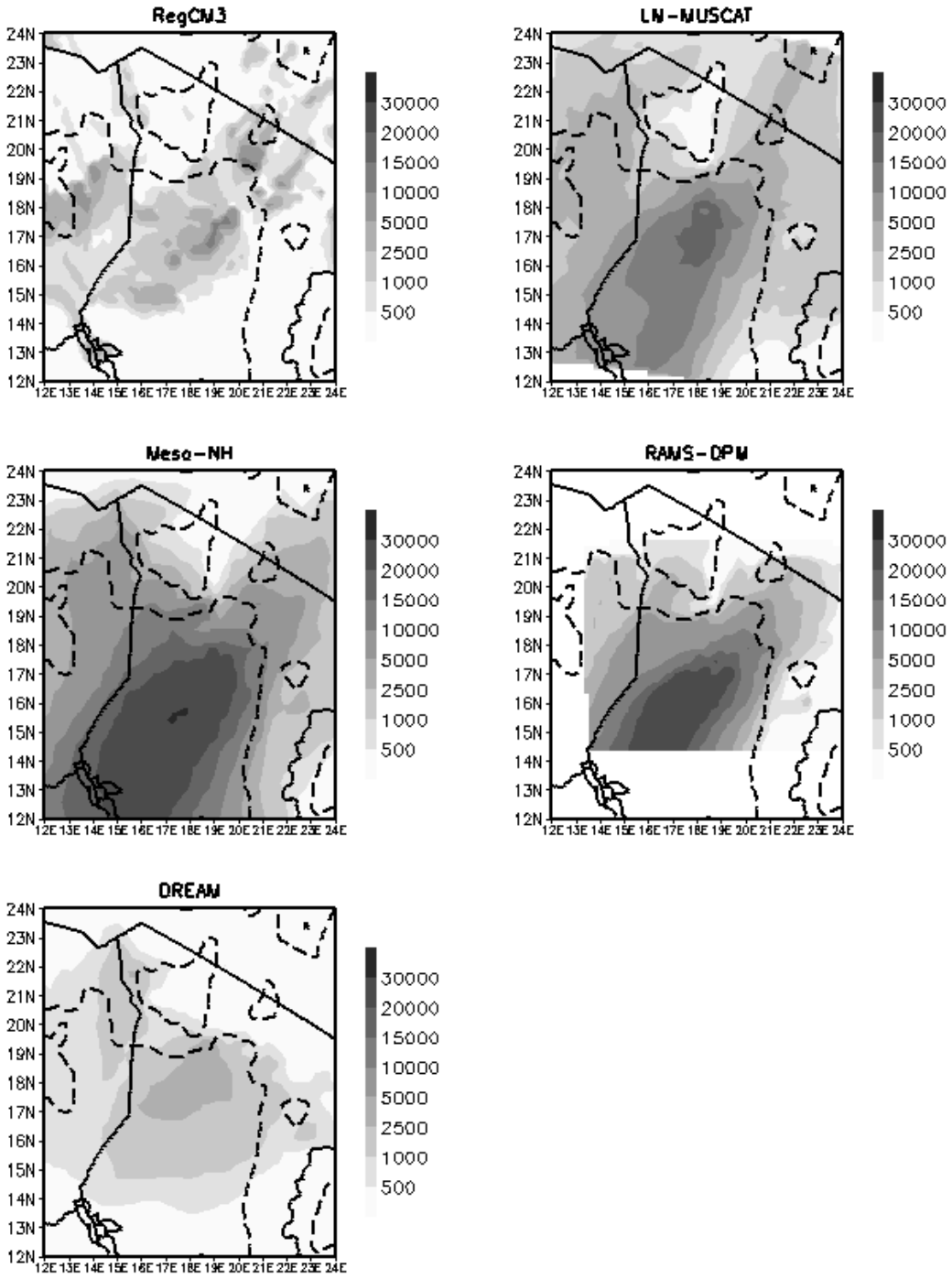


Figure 7: *Model simulated mean dust concentration in model lowest layer 10th-12th March 2005 (μgm^{-3}). The 500m and 1000m surface elevation (dashed) contours are shown.*

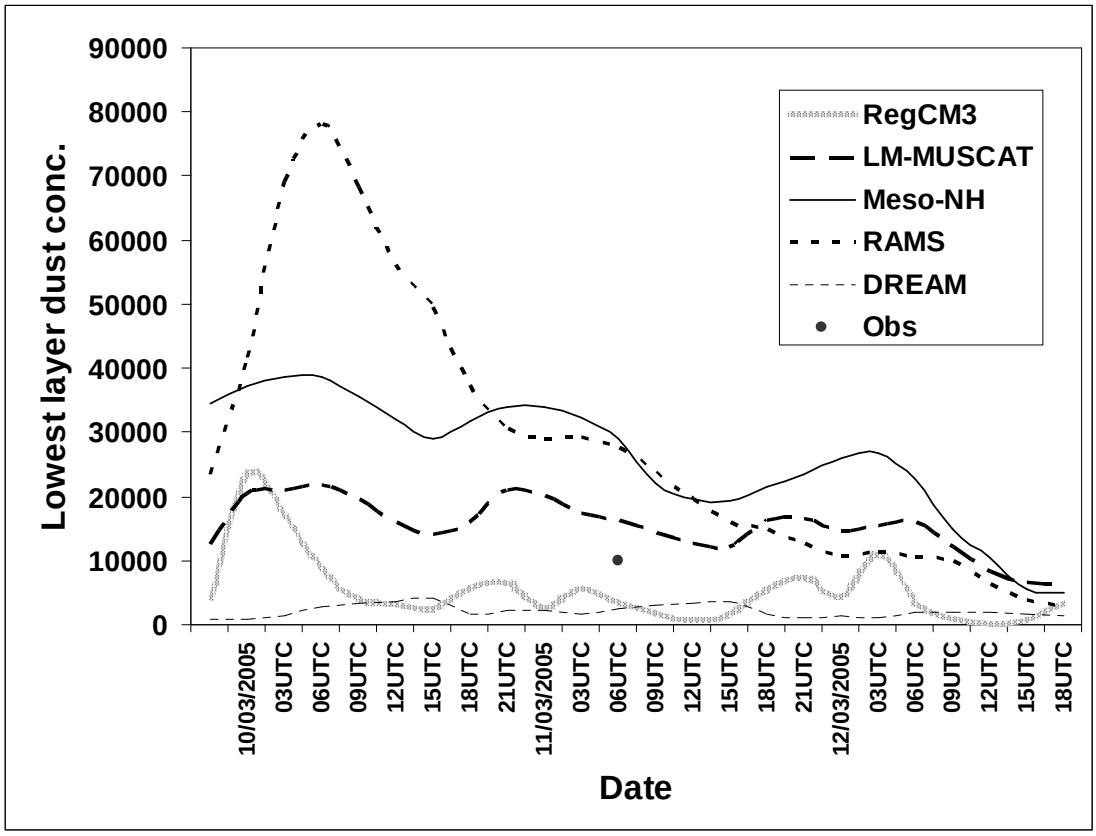


Figure 8: *Time series of model simulated dust concentration in model lowest layer (μgm^{-3}) at the location of Chicha.*

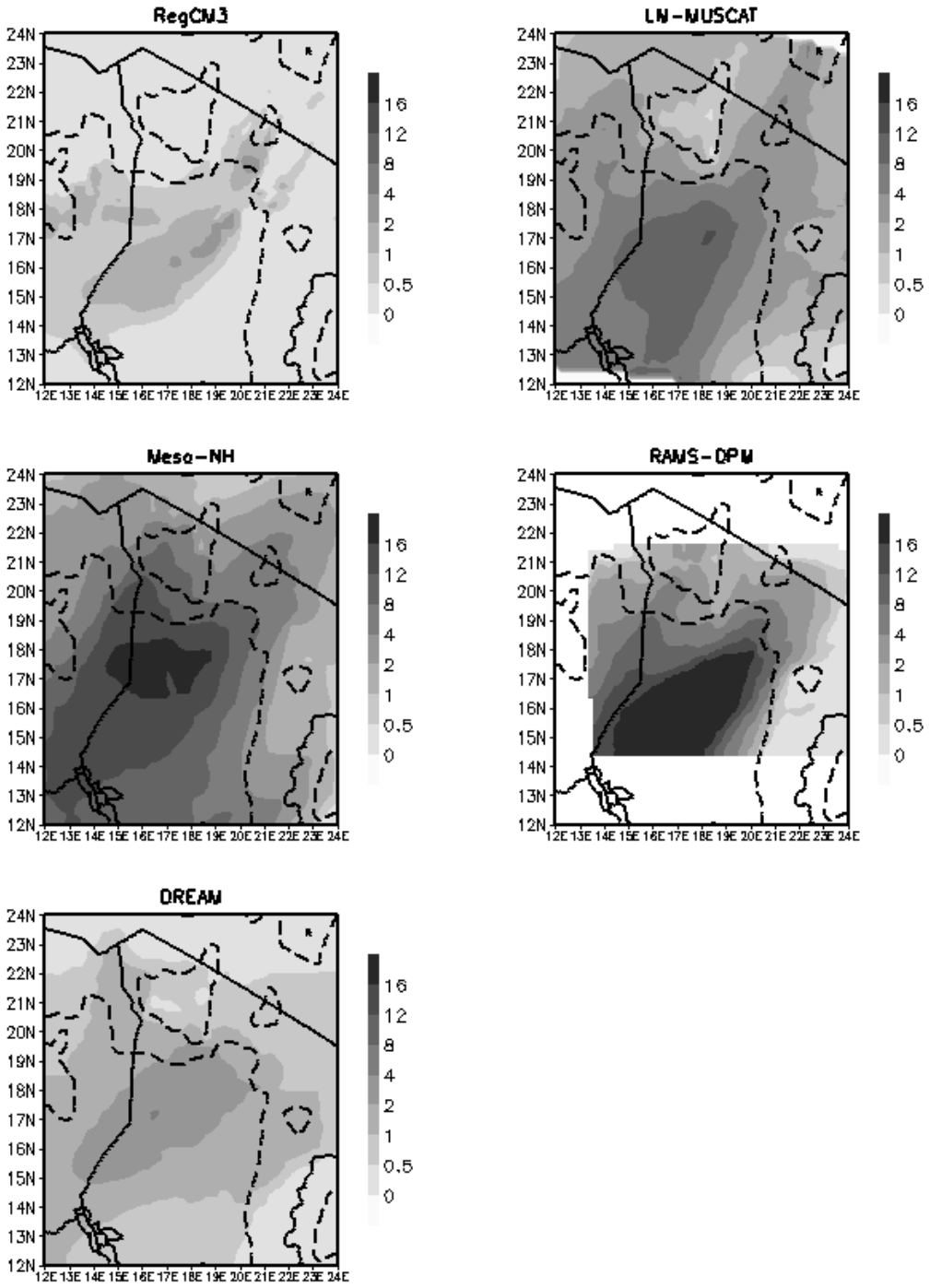


***Figure 9**: Model simulated mean vertically integrated dust mass 10th-12th March 2005 (gm-2). The 500m and 1000m surface elevation (dashed) contours are shown.*

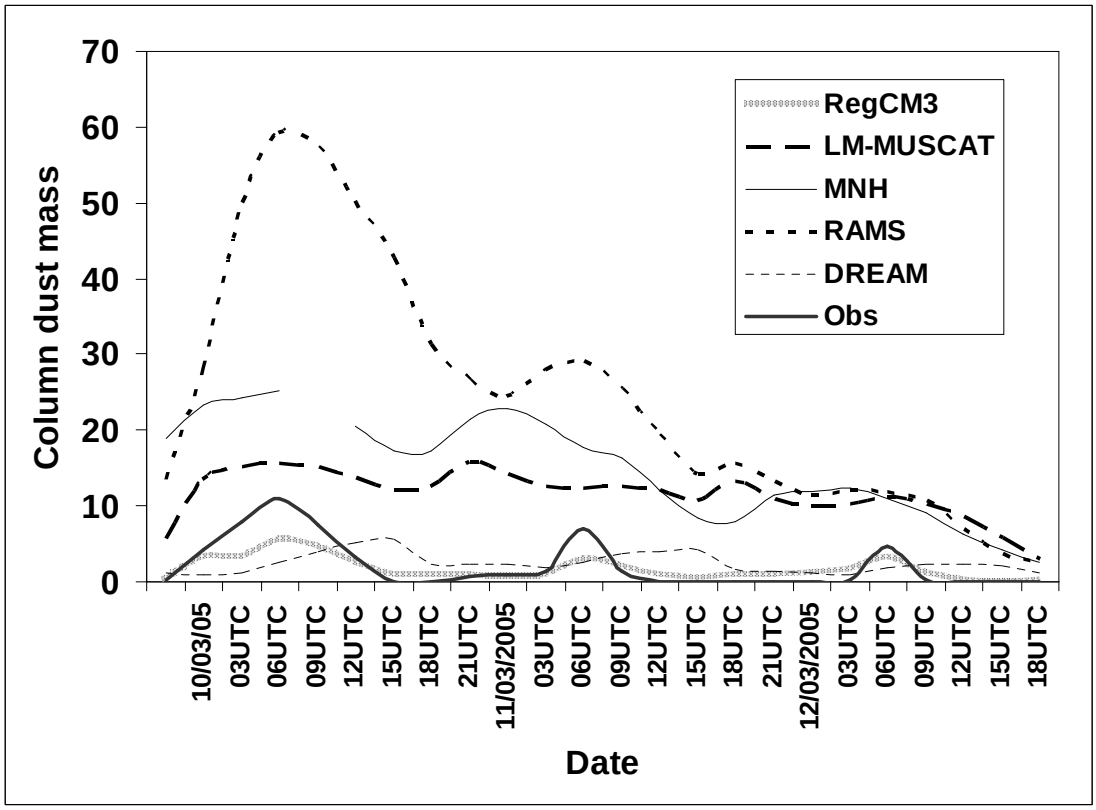


***Figure 10**: Timeseries of model simulated vertically integrated dust mass (gm^{-2}) at the location of Chicha*

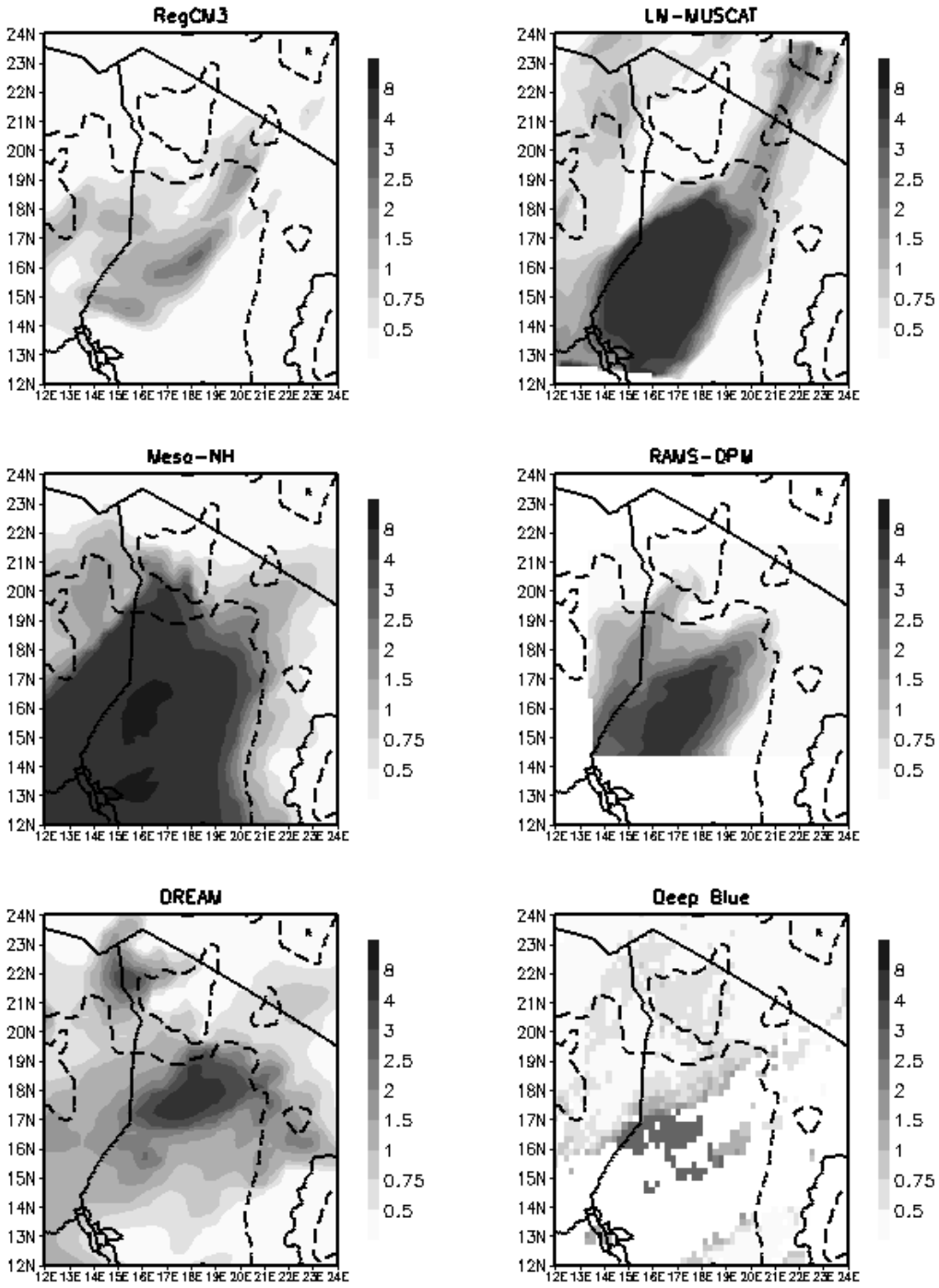


***Figure 11**: AOT estimated by models and 'Deep Blue' satellite algorithm on 1200 UTC 10/3/05. The 500m and 1000m surface elevation (dashed) contours are shown. Note cloud contamination (white colour) over dust plume in 'Deep Blue' product.*

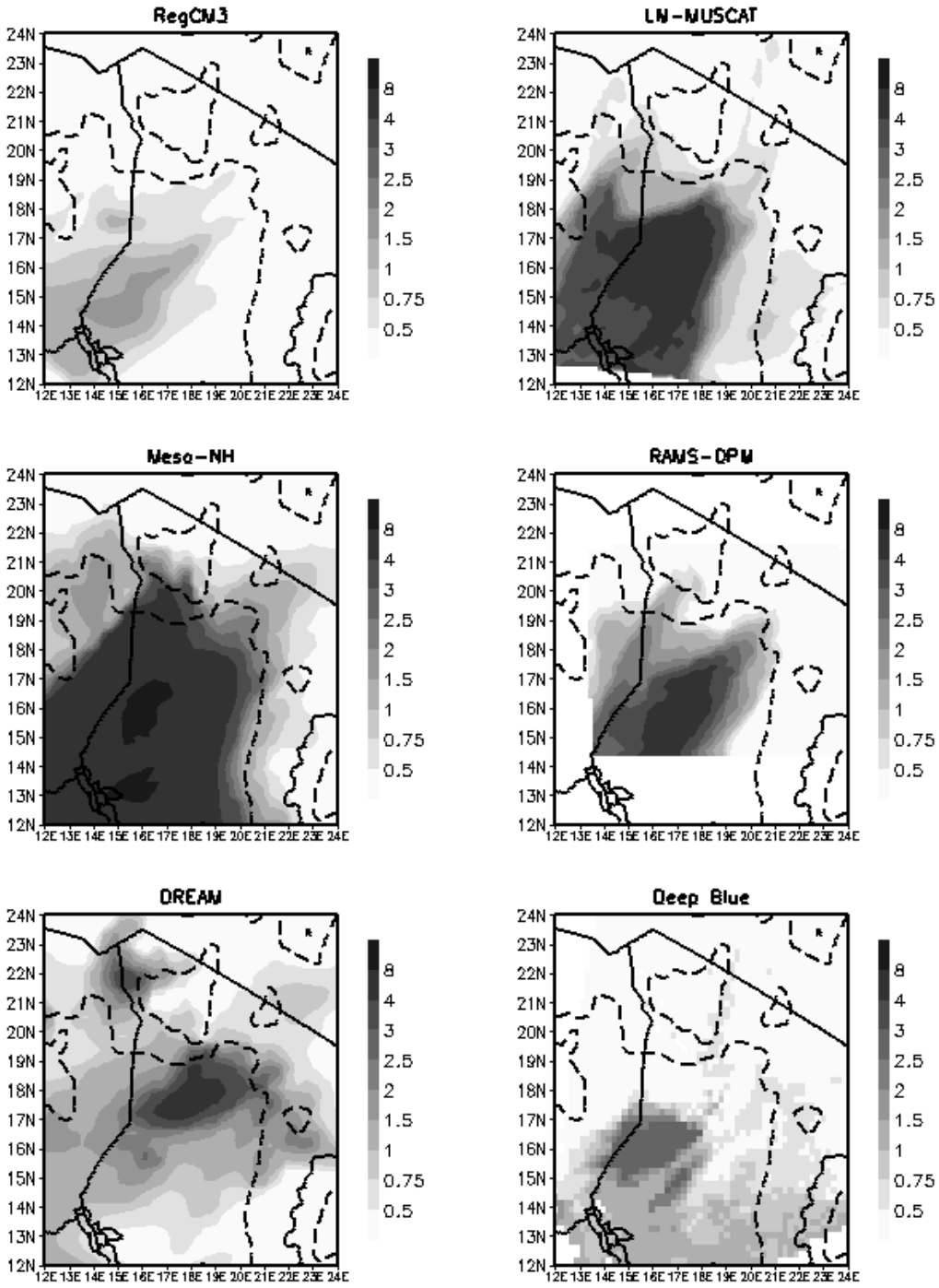


***Figure 12**: As Figure 11 except for 1200 UTC on 12/3/05.*

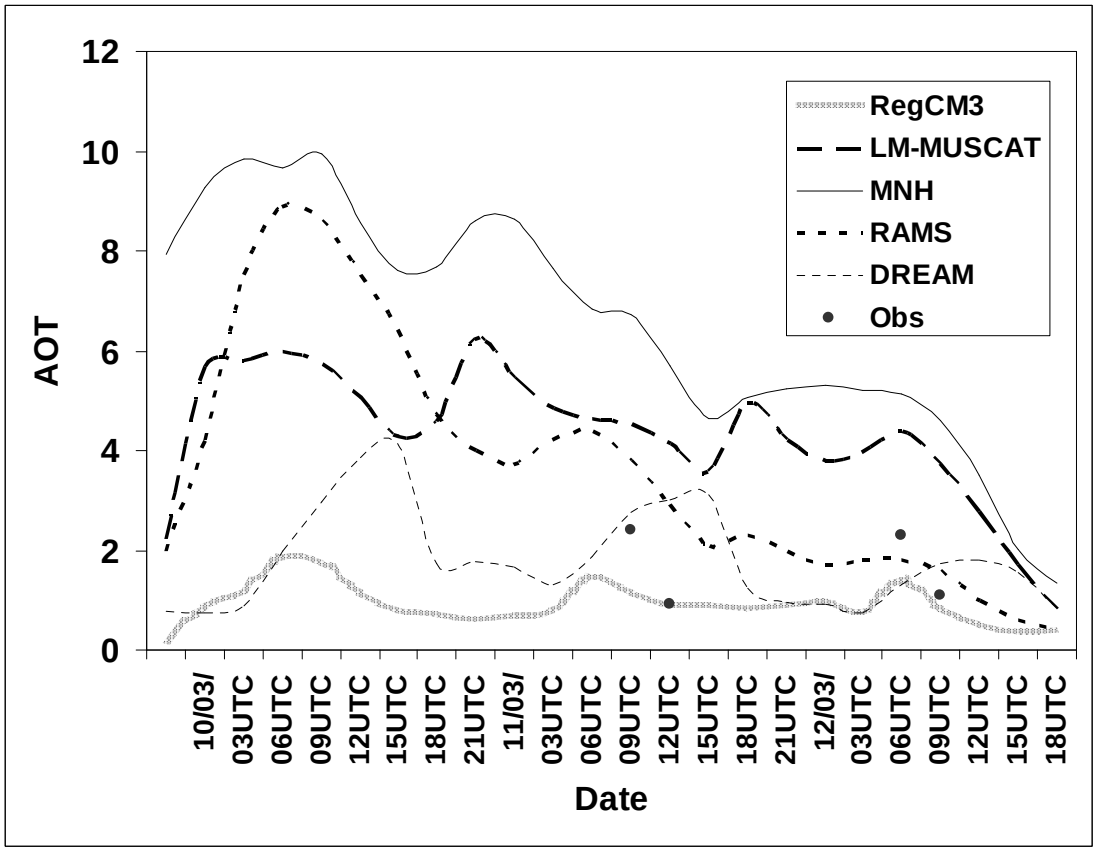


***Figure 13**: Timeseries of model simulated and observed AOT at the location of Chicha.*

4.5.3 Conclusions

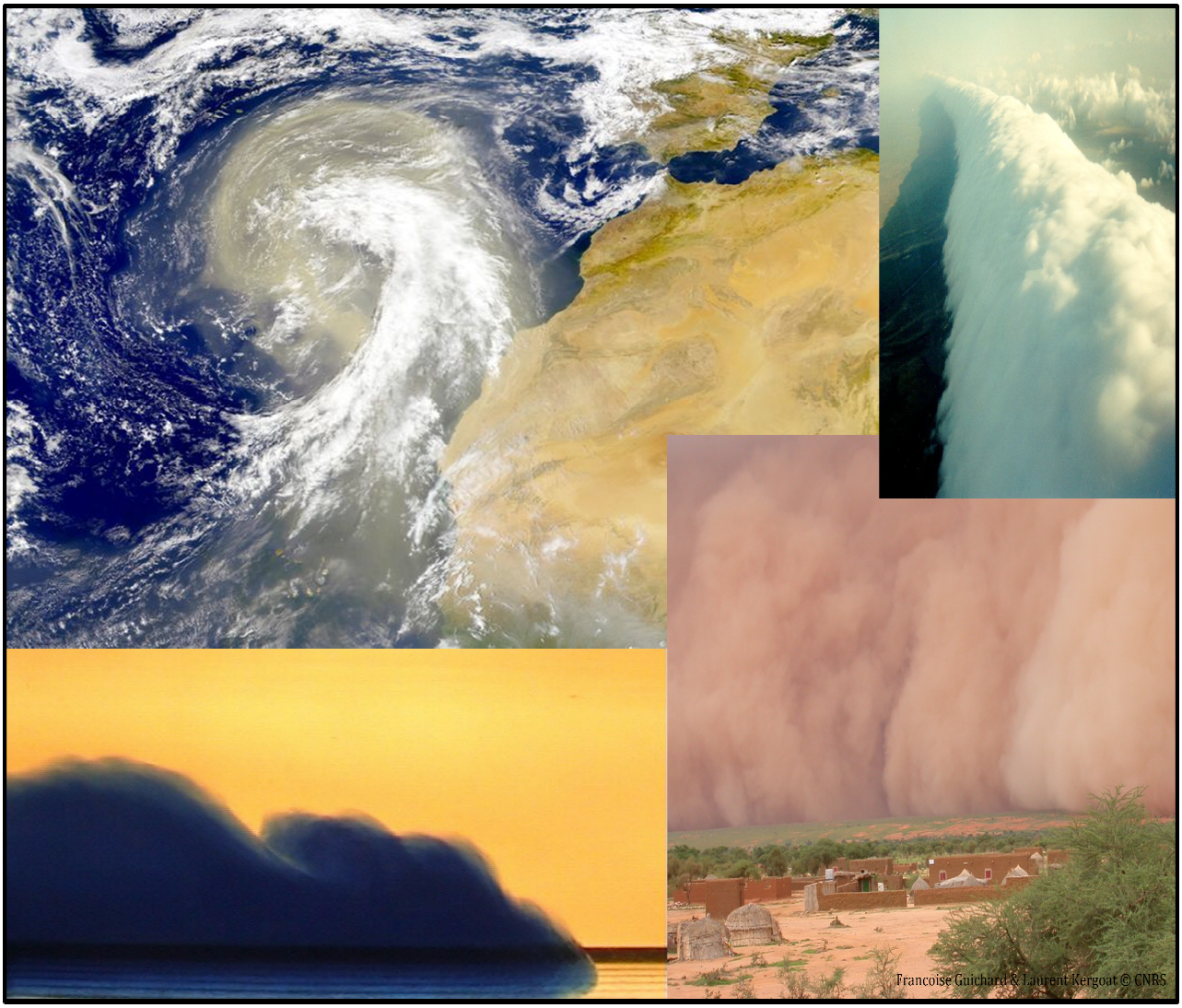
Les cinq modèles régionaux évalués par cette étude simulent bien les différents facteurs météorologiques spécifiques à la région de Bodélé ainsi que le panache d'aérosols désertiques observé durant l'épisode intense de soulèvements du 10-12 Mars 2005. En revanche, les modèles sous-estiment à hauteur de 50% l'intensité des vents de surface observés et ne reproduisent pas d'une manière satisfaisante le déphasage entre le cycle diurne du LLJ et celui des vents de surface.

Par ailleurs, les modèles simulent bien l'étendue spatiale du panache et estiment correctement les quantités d'aérosols émises et transportées vers l'Ouest depuis la dépression de Bodélé. Ce qui laisse entendre que les modèles simulent les bonnes quantités au bon endroit pour les mauvaises raisons.

Ceci suggère la présence d'incertitudes dans les modèles liées à la représentativité de la surface (texture, rugosité et humidité du sol), de la distribution en taille des particules émises et du dépôt. Cependant, les lacunes identifiées dans les modèles évalués ne devraient pas limiter leur utilisation vu que lesdites lacunes ont été comblées par d'autres facteurs et qu'au final l'effet de la sousestimation de l'intensité des vents de surface a été compensé par la mauvaise représentativité de la surface résultant ainsi à une bonne estimation des flux émis.

Cette étude montre qu'un travail d'amélioration des schémas de paramétrisations de la couche limite, des émissions et du transport d'aérosols est indispensable pour une représentativité plus réaliste du cycle d'aérosols dans des régions sources à topographie complexe type la dépression de Bodélé.

V. Soulèvements d’aérosols liés au front de mousson



5.1 Introduction	155
5.2 Principaux résultats	155
5.3 Mise en évidence d’un nouveau mécanisme de soulèvements d’aérosols en Afrique de l’Ouest	161
5.4 Simulation du mécanisme identifié et estimation des émissions d’aérosols qui lui sont associées	177
5.5 conclusions	201

5.1 Introduction

Dans ce chapitre, la première partie détaille le mécanisme de soulèvement d'aérosols minéraux identifié dans le cadre de ma thèse et dans lequel des émissions d'aérosols au-dessus du Sahel sont associées au flux nocturne de mousson dans la région de l'ITD. Dans la deuxième partie nous simulons le mécanisme identifié et nous quantifions les émissions qui lui sont associées via une étude numérique. Ce chapitre s'appui sur deux articles, le premier publié dans le *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society* intitulé «*Dust emissions over the Sahel associated with the West African Monsoon inter-tropical discontinuity region: a representative case study*», le deuxième soumis au *Journal of Geophysical Research* et intitulé «*Estimate of Sahelian dust emissions in the inter-tropical discontinuity region of the West African Monsoon*».

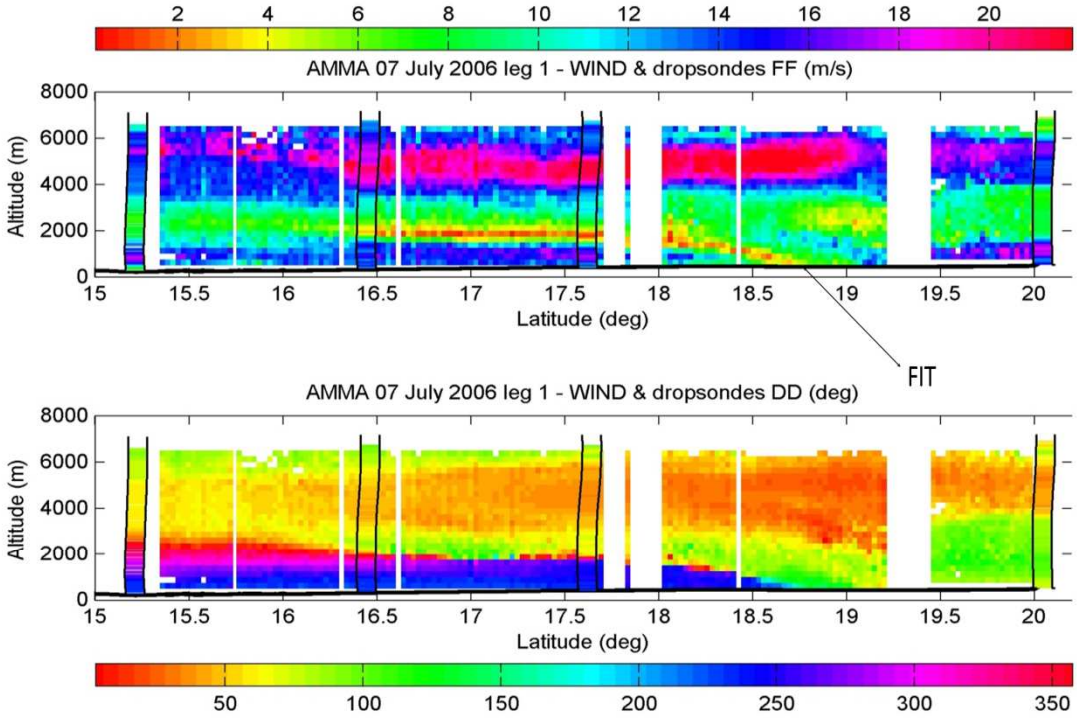
Le premier article, dans un premier temps, met la lumière sur les caractéristiques dynamiques de la mousson dans la région de l'ITD tout en donnant accès à la structure verticale multicouche qui caractérise la couche limite atmosphérique dans cette région, pour la première fois par la voie d'observations directes en 2D. Dans un second temps il décrit les implications des caractéristiques dynamiques de la mousson et de la structure de la couche limite sur le soulèvement et le transport d'aérosols au dessus du Sahel avec notamment la mise en évidence d'un nouveau mécanisme d'émission d'aérosols en Afrique de l'Ouest durant la saison de mousson.

Le deuxième article, dans un premier temps, évalue la capacité d'un modèle atmosphérique de méso-échelle doté d'un module d'aérosol, en l'occurrence le modèle MesoNH, de simuler le mécanisme mis en évidence et quantifie, dans un second temps, les soulèvements liés à ce mécanisme dans le but d'estimer sa contribution à l'activité d'émission totale en Afrique de l'Ouest durant la saison de mousson.

Pour plus de clarté, nous résumons les principaux résultats auxquels ont abouti les deux études décrites ci-dessus, avant de les détailler sous forme d'articles.

5.2 Principaux résultats

Moyennant des mesures lidars aéroportées et dropsondes effectuées au cours de la mission du 7 Juillet 2006 pendant la SOP 2a1 du projet AMMA, il a été découvert que dans la région de l'ITD, durant la nuit et les premières heures du matin, le flux de mousson manifeste les caractéristiques d'un courant de densité en termes de vitesse de propagation du front et de profondeur de sa couche et est accompagné d'important vents turbulents au niveau du nez (Fig. 5.1).



Flux de Monsoon durant la nuit / Caractéristiques d'un courant de densité	Valeurs théoriques (Koch et al., 1991)	Valeurs mesurées par le Lidar WIND et les dropsondes
Profondeur de la couche de mousson:	1480 m	1800 m
Vitesse de propagation du front:	9.8 m/s	10.5 m/s

Figure 5.1*: Observations aéroportées en 2D (Latitudes/Altitudes) de la vitesse et la direction du vent, acquises par le lidar Doppler WIND durant la mission du 7 Juillet 2006, faisant apparaitre une structure verticale multicouche de la basse troposphère dans cette région avec de haut en bas sur la figure du haut: le Jet d'Est Africain en rouge, l'Harmattan en vert, le FIT en jaune et le flux de mousson en bleu. On note également sur la figure du bas le fort cisaillement vertical entre la couche d'Harmattan et la couche de mousson aux alentours de 2000 m d'altitude (Bou Karam et al., 2008).*

Ces vents forts ont été à l'origine d'importants soulèvements d'aérosols comme rapporté par les observations du lidar aéroporté LEANDRE 2 (Fig. 5.3) qui ont par ailleurs permis d'avoir accès à la distribution sur la verticale de la charge en aérosols observée sur l'image composite SEVIRI-MSG (Fig. 5.2). Ainsi, un peu plus au sud du front de mousson, les aérosols soulevés ont subi un transport vertical à travers les isentropes qui leur a permis de franchir le sommet de la couche de mousson et d'atteindre des altitudes plus élevées (~ 4 km) devenant ainsi disponibles au transport à plus grandes échelles (Fig. 5.3).

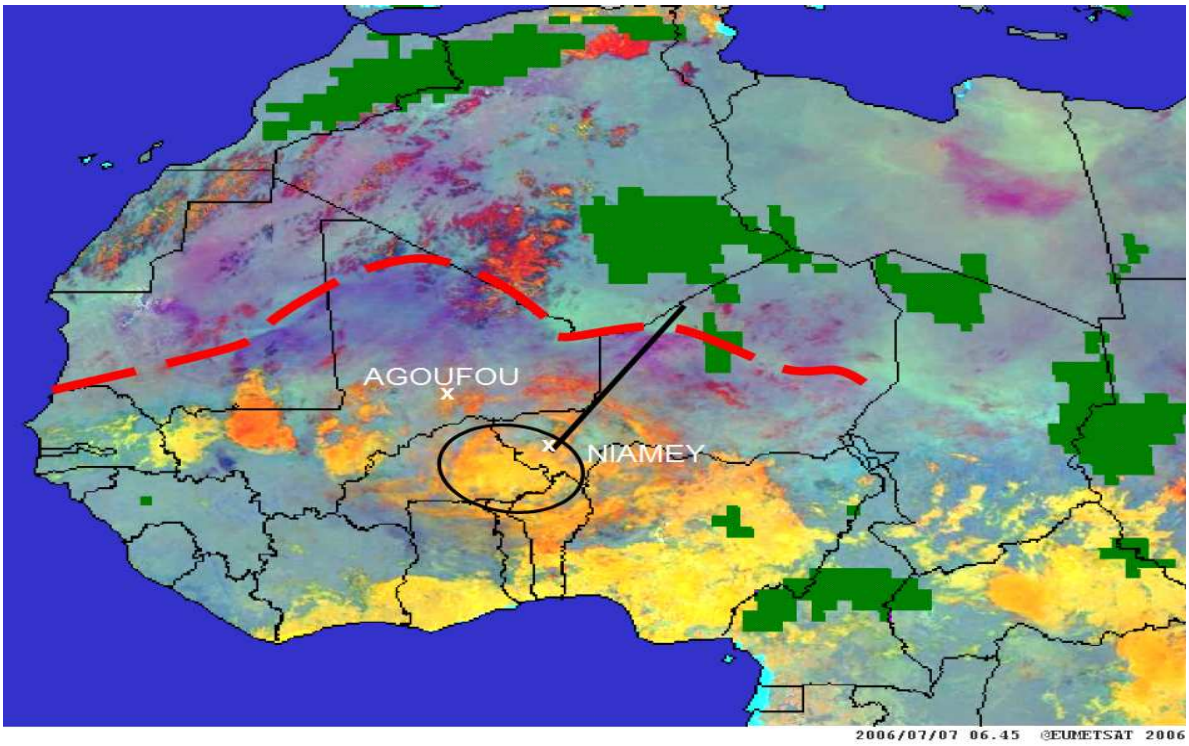


Figure 5.2: *Image composite SEVIRI-MSG pour le 7 Juillet 2006 à 0645UTC sur laquelle la charge en aérosols présente dans l'atmosphère correspond aux couleurs violettes et magenta. La trace en noir représente la trajectoire empruntée par l'avion (Le Falcon 20) durant la mission du 7 Juillet 2006. La ligne rouge tiretée schématise la position du Front Intertropical (Bou Karam et al., 2008).*

Ce potentiel de mélange entre les deux couches de mousson et d'Harmattan, qui a permis aux aérosols soulevés initialement dans la couche de mousson de la quitter, a été rendu possible par la présence d'un fort cisaillement vertical entre ces deux couches se manifestant par une forte turbulence au sommet de la couche de mousson comme suggéré par les profils du nombre de Richardson (Fig. 5.3).

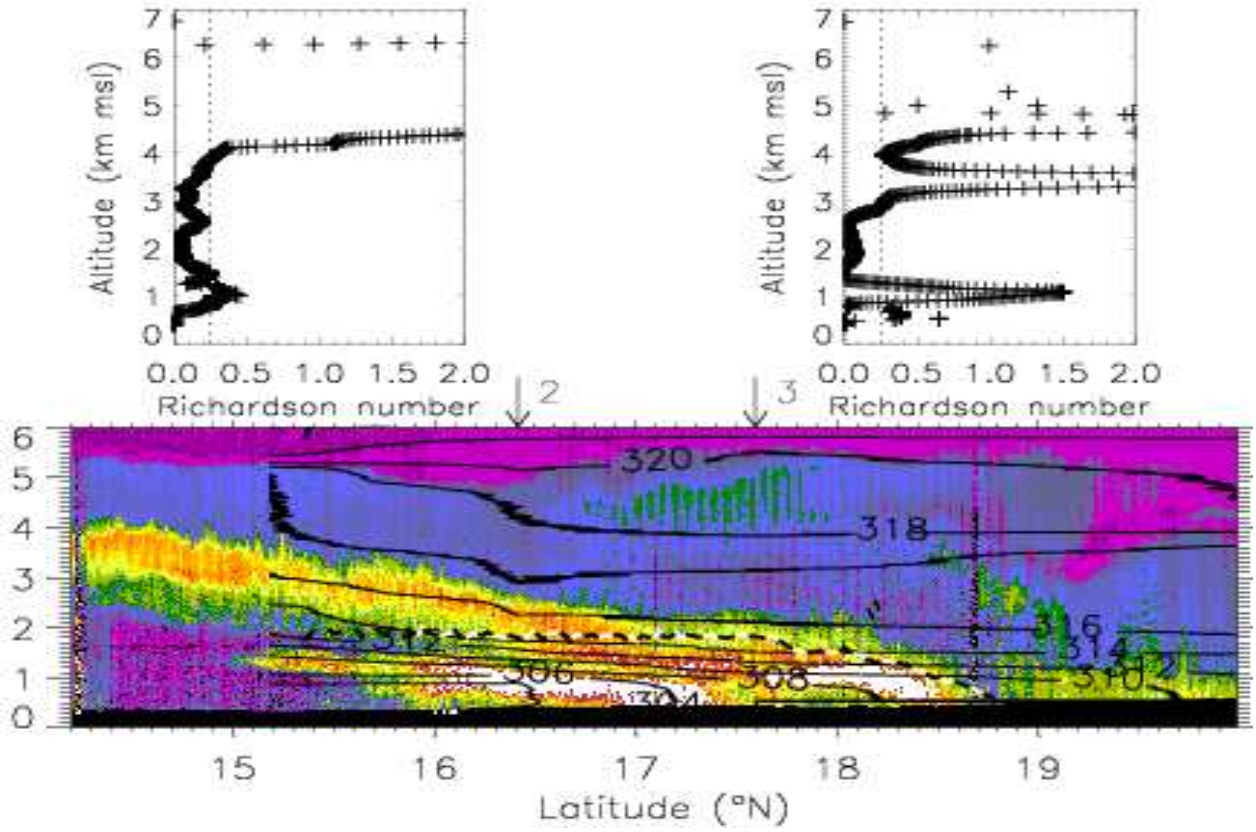


***Figure 5.3**: Les observations aéroportées acquises par le lidar LEANDRE 2 durant la mission du 7 Juillet 2006 et les profils du nombre de Richardson calculés à partir des mesures dropsonde. La ligne tiretée représente le sommet de la couche de mousson identifié à partir du champs de vent perpendiculaire à la trace de l'avion comme étant l'isocontour zéro (Bou Karam et al., 2008).*

Par ailleurs, la structure de la couche limite atmosphérique dans la région de l'ITD y compris celle du flux de mousson, du flux d'Harmattan et du Jet d'Est Africain, a été bien simulée par le modèle, notamment une bonne reproduction des caractéristiques du front de mousson a été notée (Fig. 5.4).

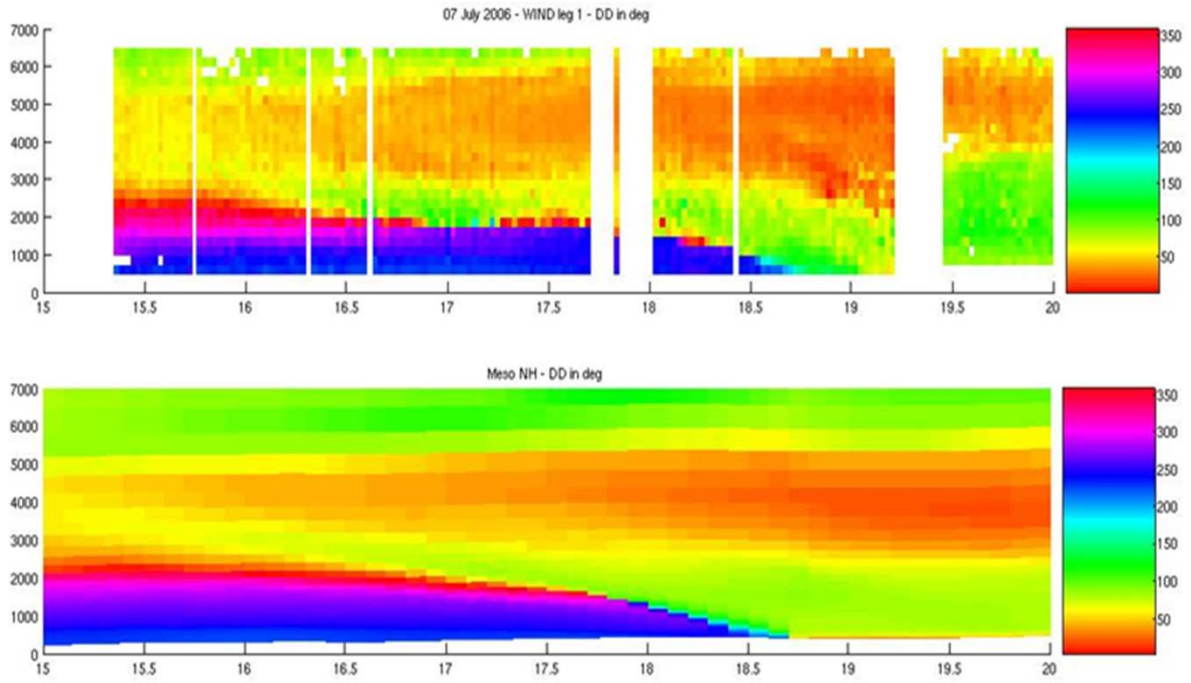


***Figure 5.4**: Direction du vent observée par le lidar WIND (haut) et simulée par le modèle MesoNH (bas) le long de la trace de l'avion durant la mission du 7 Juillet 2006 (Bou Karam et al., 2009b).*

Les soulèvements au niveau du front ont été bien reproduits par le modèle ainsi que le transport vers le sud des aérosols soulevés, dans la couche de mousson en premier temps et à travers l'interface entre la couche d'Harmattan et la couche de mousson en deuxième temps (Fig. 5.5).

Cette fiabilité dans la représentation du mécanisme qu'a montré le modèle permet de pousser l'étude plus loin pour quantifier les émissions associées au front de mousson ainsi que ceux observées dans la région du front intertropical. Les émissions dans la région du FIT ont été donc estimées à 2 Tg en moyenne par jour et celles associées au front de mousson à 0.5-0.8 Tg. Ceci implique que les émissions associées au front de mousson sont du même ordre que celles estimées dans la région de Bodélé au Tchad (e.g. *Koren et al.*, 2006; *Todd et al.*, 2007).

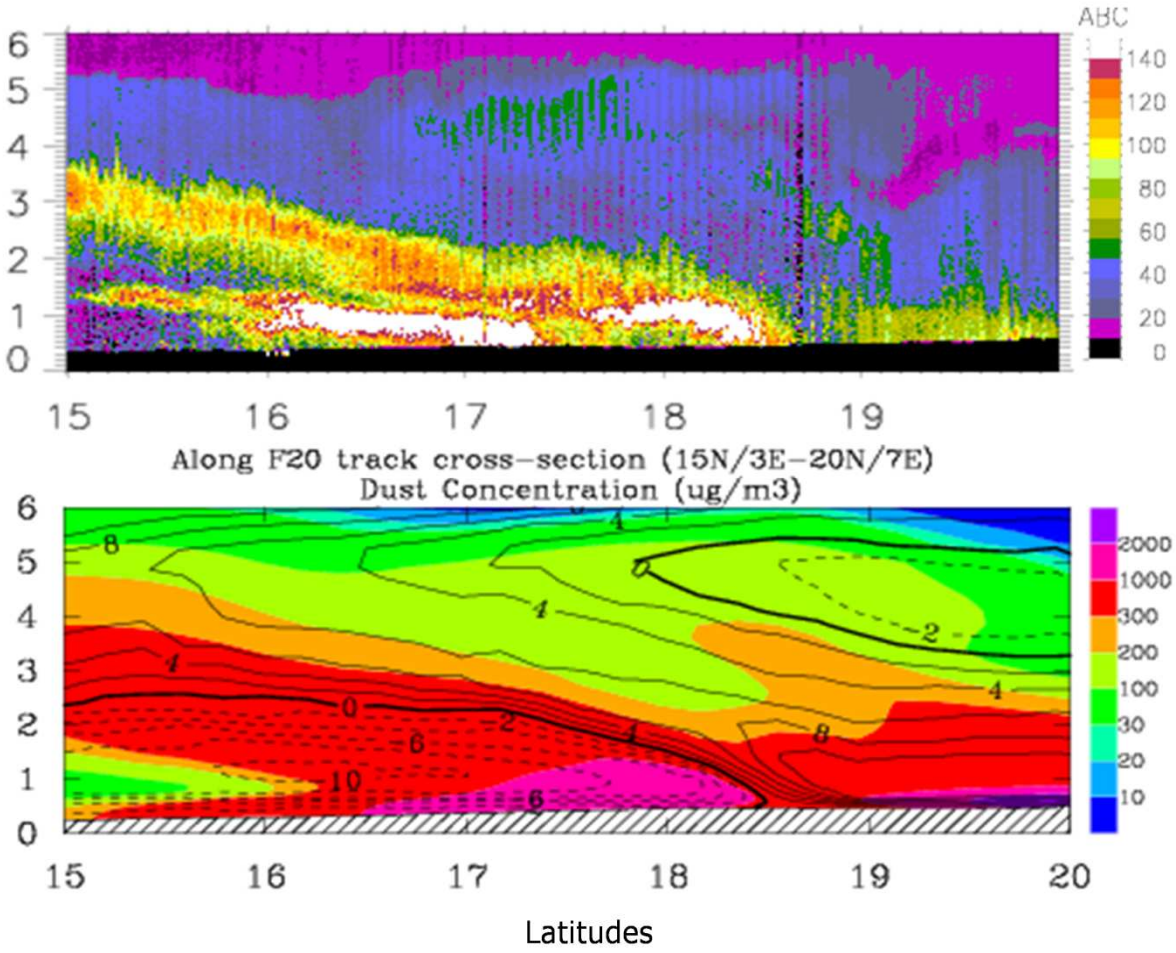


***Figure 5.5**: La structure verticale (Latitudes/Altitudes) du panache d'aérosols comme détectée par le lidar LEANDRE 2 (Haut) et concentrations en aérosols simulée par le modèle MesoNH (bas) le long de la trace de l'avion durant la mission du 7 Juillet 2006 (Bou Karam et al., 2009b).*

5.3 Mise en évidence d'un nouveau mécanisme de soulèvements d'aérosols en Afrique de l'Ouest

Bou Karam D., C. Flamant, P. Knippertz, O. Reitebuch, J. Pelon, M. Chong, A. Dabas, **(2008)**: Dust emissions over the Sahel associated with the West African Monsoon inter-tropical discontinuity region: a representative case study, ***Q. J. R. Meteorol. Soc. 134: 621–634.***

QUARTERLY JOURNAL OF THE ROYAL METEOROLOGICAL SOCIETY
Q. J. R. Meteorol. Soc. **134**: 621–634 (2008)
Published online in Wiley InterScience
(www.interscience.wiley.com) DOI: 10.1002/qj.244

Dust emissions over the Sahel associated with the West African monsoon intertropical discontinuity region: A representative case-study

D. Bou Karam,[a]* C. Flamant,[a] P. Knippertz,[b] O. Reitebuch,[c] J. Pelon,[a] M. Chong[d] and A. Dabas[e]

[a] *Université Pierre et Marie Curie, Service d'Aéronomie/Institut Pierre-Simon Laplace, Paris, France*
[b] *Institut für Physik der Atmosphäre, Johannes Gutenberg-Universität Mainz, Germany*
[c] *Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt DLR, Oberpfaffenhofen, Germany*
[d] *Université de Toulouse, Laboratoire d'Aérologie, Toulouse, France*
[e] *Centre National de Recherches Météorologiques (Météo-France/CNRS), Toulouse, France*

ABSTRACT: Near-dawn airborne lidar and dropsonde observations acquired on 7 July 2006, during the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) Special Observing Period 2a1, were used to investigate dust mobilization, lifting and transport in the intertropical discontinuity (ITD) region over western Niger. Atmospheric reflectivity data from the LEANDRE 2 lidar system enabled us to analyse the structure of dust plumes in the context of wind and thermodynamic information provided by the WIND lidar system and dropsondes. Dust mobilization was mainly observed in two locations: (a) within the monsoon flow as the result of the passage of a density current originating from a mesoscale convective system over southwest Niger, and (b) at the leading edge of the monsoon flow where the near-surface winds and turbulence were strong, because the monsoon flow was behaving as an intrusive density current. The circulation in the head of the monsoon density current lifted the mobilized dust towards the wake, along an isentropic surface. Behind and away from the leading edge, some of the mobilized dust was observed to mix across the monsoon–harmattan interface, due to the existence of mechanical shear above the monsoon layer. The dust thus becomes available for long-range transport by the harmattan. Because dust sources are widespread over the Sahel and presumably active on many days when the ITD is located in this region during summer, dust emissions associated with the described mechanism may influence the radiation budget over West Africa. Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

KEY WORDS AMMA; harmattan; density current; airborne lidars; dropsondes; ECMWF analyses

Received 19 November 2007; Revised 8 February 2008; Accepted 10 March 2008

1. Introduction

The impact of dust on the climate system and the large uncertainties associated with the role of dust in the Earth's radiation budget is now widely recognized (e.g. Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC 2001, 2007). West Africa is the world's largest source of mineral dust. Satellite sensors consistently indicate that dust aerosol plumes are the most widespread, persistent and dense found on Earth (e.g. Prospero *et al.*, 2002). The radiative effects of dust (both direct and indirect) can modify the general circulation at climate time-scales (e.g. Yoshioka *et al.*, 2007), but also at shorter (synoptic) time-scales (e.g. Tompkins *et al.*, 2005a).

Dust emissions from West Africa follow a distinct annual cycle and are connected with the occurrence of high wind speeds at the surface. Satellite-based climatological studies (e.g. Evan *et al.*, 2006) have demonstrated that dust exports from the Sahara during winter are associated with strong harmattan winds and take place in discrete outbreaks of several days duration. In contrast, the summer season is prone to high dust activity and is the period when most of the intense dust outbreaks over the North Atlantic occur (Engelstaedter and Washington, 2007).

Occasional strong dust outbreaks have been documented to be associated with the penetration of an upper-level trough to low latitudes (e.g. Jankowiak and Tanré, 1992), with low-level cold fronts (e.g. Alpert and Ganor, 1993) or with density currents caused by evaporational cooling along precipitating cloud-bands over the northern Sahara (Knippertz and Fink, 2006) and along the Sahara side of the Atlas Mountain chain in southern Morocco (Knippertz *et al.*, 2007). Figure 1(d) provides details of orographic features. In the Bodélé Depression, dust outbreaks have been reported in association with strong surface winds generally occurring after sunrise, as

*Correspondence to: D. Bou Karam, Service d'Aéronomie, Institut Pierre-Simon Laplace, Tour 45, Boite 102, Université Pierre et Marie Curie, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France.
E-mail: diana@aero.jussieu.fr

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

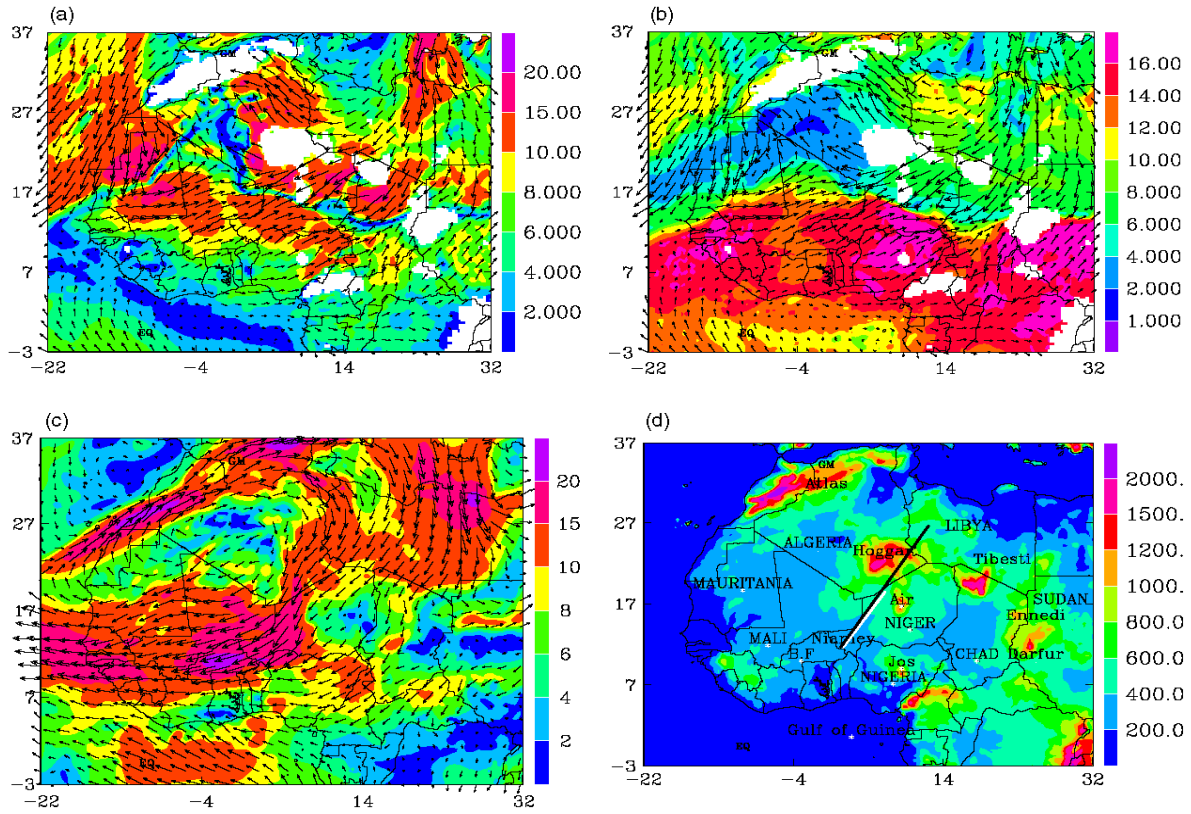


Figure 1. ECMWF analysis on 7 July 2006 at 0600 UTC showing (a) wind speed (colour, m s^{-1}) and direction (arrows) at 925 hPa, (b) water vapour mixing ratio (colour, g kg^{-1}) and wind direction (arrows) at 925 hPa and (c) wind speed (colour, m s^{-1}) and direction (arrows) at 600 hPa. (d) shows the main geographic and orographic features mentioned in the text. The solid white line represents the F/F20 and D/F20 flight tracks on 7 July 2006, and the solid black line indicates the location of the vertical cross-sections shown in Figure 2. This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/qj

turbulence in the growing planetary boundary layer (PBL) mixes the momentum of the nocturnal low-level jet downward. This jet forms above the radiatively cooled surface layer in the lee of the constriction between the Ennedi and the Tibesti uplands (e.g. Washington and Todd, 2005) and decays in the course of the day (Todd *et al.*, 2008). Over the Sahel, propagating mesoscale convective systems (MCSs), and their associated density currents, offer the most efficient mechanism for dust lifting and injection to altitudes favourable for long-range transport, particularly at the beginning of the monsoon season, before the growing vegetation rapidly inhibits local dust emission (e.g. Sterk, 2002; Flamant *et al.*, 2007).

Recently, using a satellite-derived dust index and reanalysed atmospheric fields, Engelstaedter and Washington (2007) have shown that the annual dust cycle in the West African dust hot spots is not related to changes in mean surface wind strength, but is linked to small-scale high-wind events. They put forward evidence that the dust loads over West Africa are highest around the monsoon onset period in June, in coincidence with the northward displacement of the intertropical discontinuity (ITD, the near-surface position of the interface between the monsoon and the harmattan, referred to as the 'convergence zone on the northward bound' of the ITCZ by Engelstaedter and Washington, 2007) to dust hot spots in the Sahel.

In this study we present observational evidence of dust emission over western Niger associated with the winds and turbulence existing along the leading edge of the monsoon flow in the ITD region. The dust emissions were observed shortly after sunrise, when the nocturnal monsoon flow was still behaving as an intruding density current advancing into the harmattan flow. (Summer monsoons, in essence, are giant sea-breeze systems. It is well known that atmospheric density currents are fitting descriptions of sea-breeze fronts, e.g. Reible *et al.*, 1983; Simpson, 1987. A density current is an intrusion of a denser fluid beneath a lighter fluid, due mainly to the hydrostatic forces arising from gravity and the density differences.) The region over which the dust emissions were documented (i.e. to the south of the Hoggar and to the west of the Aïr Mountains) is characterized by the existence of a huge system of ephemeral rivers and streams that drain the Hoggar and Aïr massifs, thereby defining a complex array of dust

sources consisting of fluvial deposits. A recent study by Schepanski *et al.* (2007), based on the Meteosat Second Generation (MSG) Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager (SEVIRI) dust index, has shown that this area is a prominent dust source in the summer season, being located in the vicinity of mountain foothills where fluvial sediment provides fine material for deflation.

Airborne observations used here (a combination of backscatter and Doppler wind lidars, as well as dropsonde measurements) were acquired in the framework of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA; Redelsperger *et al.*, 2006) Special Observing Period (SOP), during the month of July 2006. Even though this paper focuses on observations gathered on 7 July 2006, evidence of dust emission at the leading edge of the monsoon flow was also found during two other missions on 3 and 10 July 2007 (not shown). To the best of the authors' knowledge, the airborne lidar and dropsonde measurements presented in this paper are the first to be obtained in the remote region of western Niger. It is also the first comprehensive observational study of the impact of the monsoon leading edge on aerosol vertical distribution in the ITD region.

The remainder of the paper is organized as follows. In Section 2, the data used in this paper as well as the airborne operations on 7 July 2006 are presented. The synoptic situation is described in Section 3. Section 4 provides an overview of the vertical structure of the atmosphere across the ITD. Dust mobilization, mixing and transport in the ITD region are detailed in Section 5. The paper concludes with a discussion in Section 6.

2. Data

On 7 July 2006, an 'ITD survey' mission was conducted using two aircraft, namely the Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement (SAFIRE) Falcon 20 and the Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) Falcon 20 (hereafter F/F20 and D/F20, respectively). Both aircrafts flew at approximately 8 km above mean sea level (amsl) from Niamey (2.16 °E; 13.5 °N) to a waypoint close to the Algerian border located at 7 °E; 20 °N, i.e. across the ITD (Figure 1(d)). The mission was performed in the early morning between 0600 and 0900 UTC (between 0700 and 1000 LT, i.e. shortly after sunrise which was around 0545 LT in the region of operations), when the monsoon flow is typically strong and the ITD is well marked.

The objective of the mission was to document the vertical structure of the Saharan PBL and the aerosol distribution, as well as the structure of the ITD, using the high-resolution (both horizontal and vertical) lidar-derived atmospheric reflectivity and horizontal wind vector fields, together with temperature, water vapour and wind profiles derived from dropsondes.

The D/F20 was equipped with the airborne Wind INfrared Doppler lidar (WIND; Werner *et al.*, 2001; Reitebuch *et al.*, 2001). The airborne WIND lidar operates at a laser wavelength of 10.6 μm and is thus sensitive to large aerosol particles in the μm range. The vertical profile of the horizontal wind vector is determined by a conical scan using the Velocity Azimuth Display (VAD) technique. The vertical and horizontal resolutions of the wind field are 250 m and about 4 km, respectively. The accuracy of wind estimates depends on the aerosol loading of the atmospheric layers sounded by the lidar, and varies from about 0.5 m s^{-1} (high aerosol loading) to about 2 m s^{-1} at worst (weak aerosol loading).

The F/F20 was equipped with the airborne differential absorption lidar LEANDRE 2 (Bruneau *et al.*, 2001; Flamant *et al.*, 2007) and a 4-channel dropsonde system, the Airborne Vertical Atmospheric Profiling System (AVAPS). The high-resolution (15 m in the vertical and 1.5 km in the horizontal) lidar-derived atmospheric reflectivity (at 730 nm) is mostly sensitive to aerosols with radii ranging from 0.1 to 5 μm, and hence to dust aerosols (e.g. Flamant *et al.*, 2007). Furthermore, reflectivity is sensitive to aerosol optical properties and concentration, as well as relative humidity in the case of hygroscopic aerosols. However, over the African continent, close to the sources, desert dust particles are generally considered to be hygrophobic (e.g. Fan *et al.*, 2004). Therefore, reflectivity associated with desert dust is generally not expected to be sensitive to relative humidity fluctuations.

Ten dropsondes were released during the mission by the F/F20, four on the way to northern Niger and six on the way back to Niamey (Table I). The dropsonde data have been processed with the latest release of the Atmospheric Sounding Processing Environment (ASPEN) software (version 2.6.5 of July 2006). In addition to providing information on the temperature and water vapour fields, dropsonde data were used to compute the vertical profiles of the bulk Richardson number to assess where mechanical shear-induced turbulence was important. The bulk Richardson number was computed as

$$R_b = \left(\frac{g}{T_v}\right) \frac{\Delta\theta_v \Delta z}{(\Delta U^2 + \Delta V^2)}, \qquad (1)$$

Table I. Dropsonde release times and positions along the F/F20 flight track on 7 July 2006.

Dropsonde	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Time (UTC)	0614	0629	0644	0714	0725	0730	0737	0751	0806	0820
Latitude (°N)	15.18	16.41	17.59	20.00	19.30	18.79	18.18	16.98	15.75	14.56
Longitude (°E)	3.42	4.33	5.20	7.00	6.47	6.10	5.65	4.75	3.85	2.96

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/qj

where g is gravitational acceleration, T_v is absolute virtual temperature, $\Delta\theta_v$ is the virtual potential temperature difference across a layer of thickness Δz, and ΔU and ΔV are the changes in horizontal wind components across that same layer.

Dropsonde-derived near-surface measurements were also used to estimate the theoretical depth and speed of the monsoon leading edge in an idealized density current framework. The depth and speed of a steady-state density current moving into an unstratified atmosphere with no vertical wind shear may be expressed as (Simpson 1987; Koch *et al.* 1991)

$$d_{gc} = \frac{\theta_{vc}\Delta p}{\rho_w g\{(p_c - p_w)\theta_{vw} - \theta_{vc}\}}, \quad (2)$$

and

$$C_{gc} = Fr\left(\frac{\Delta p}{\rho_w}\right)^{1/2}, \quad (3)$$

where p is pressure, ρ is air density and Fr is the Froude number. Subscripts w and c refer to warm and cold air masses, respectively, i.e. ahead of and behind the leading edge of the density current.

Complementary analyses from the European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF) as well as ground-based and satellite observations were also used. In particular, dust storms were identified over North and West Africa using MSG/SEVIRI images produced from a combination of three infrared channels, namely channel 10 (12 μm), channel 9 (10.8 μm) and channel 7 (8.7 μm). We shall not show any data from ground-based stations as no SYNOP data from the stations of the meteorological services of Niger and Mali were available on that day. A short discussion on density currents propagating north of Niamey on 7 July will be provided on the basis of the surface measurements made in Agoufou, Mali (1.48 °W; 15.34 °N).

3. Synoptic situation on 7 July 2006

Prevailing meteorological conditions over West Africa at 0600 UTC on 7 July 2006 are illustrated using the ECMWF analyses (Figure 1). At 925 hPa, the southern half of West Africa was under the influence of the southwest monsoon, while to the north, the wind field was under the influence of the Libyan high and was modulated by the topography. Strong northerly winds were seen over Libya, which were deflected around the northern flank of the Hoggar towards the Atlas (Figure 1(a)). Strong northeasterly winds blew between the Tibesti and Ennedi Mountains in Chad, and over the Bodélé Depression, an area known to be one of the world's most productive dust sources. Niger was under the influence of strong opposing winds, separated by a northwest–southeast oriented line of weak winds corresponding to the ITD (Figure 1(a)); strong southwesterly winds associated with the monsoon flow were seen north of Niamey just east of the Mali–Niger border, while strong northeasterly winds were observed to the north of the ITD, in the lee of the constriction between the Tibesti and Hoggar massifs, as well as between the Aïr and Hoggar massifs. As a result, a sharp gradient of water vapour mixing ratio was observed at 925 hPa across the ITD over Niger (Figure 1(b)), with high moisture values to the southwest (in excess of 14 g kg^{-1}) and drier conditions to the northeast (less than 6 g kg^{-1}). At higher levels (600 hPa, Figure 1(c)), western Niger was under the influence of the African Easterly Jet (AEJ), which covered most of the Sahel and Soudanian zones. The AEJ intensity was moderate in the analysis (15–20 m s^{-1}), with a maximum over Burkina Faso. Over western Niger, the AEJ exhibited a marked northeasterly component, in connection with the broad anticyclonic circulation above the Saharan heat low (Figure 1(c); Lavaysse *et al.*, 2008).

4. Vertical structure of the atmosphere across the ITD from observations and analyses

4.1. Large-scale picture from ECMWF analyses

Figure 2 shows vertical cross-sections of potential temperature, water vapour mixing ratio and wind fields extracted from the ECMWF analysis on 7 July 2006 at 0600 UTC along the F/F20 and D/F20 track, between 12 °N and 28 °N (i.e. extented to the north with respect to the aircraft track, Figure 1(d)). The section crosses the topography to the north of the Aïr, over the Djado Plateau, between the Hoggar and the Tibesti massifs.

Figure 2 suggests that, along the aircraft flight track, the ITD was located at about 18.5 °N, as delineated by the wind reversal at low level, characteristic of the transition from the monsoon to the harmattan flow (Figure 1(a)). Strong near-surface convergence and a strong updraught reaching approximately 6 km amsl are seen at the ITD. North of the ITD the northeasterly flow interacts with the topography resulting in strong downslope winds below 2 km amsl in the northern and southern parts of the Hoggar.

The upper-level flow is also quite perturbed by the orography. As a result, the potential temperature and water vapour mixing ratio fields exhibit a large horizontal variability. Just to the north of the ITD, a tongue of dry, warm air is seen to extend towards the surface, reaching down to 1 km amsl as the result of the interaction between the northeasterly flow and the topography. Hence, the moist monsoon air is separated from the dry northerly air by an even drier air mass. South of the ITD, the isentropes are sloping upward (Figure 2(a)). A similar behaviour is seen in the water vapour mixing ratio field (Figure 2(b)). Though the sloping is similar, the potential temperature is increasing with height whereas the water vapour mixing ratio is decreasing. The ECMWF analysis suggests the existence of a closed circulation south of the leading edge of the monsoon flow, roughly centred at 17 °N, reminiscent of the circulation observed in density current heads (e.g. Goff, 1976; Simpson, 1987).

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/qj

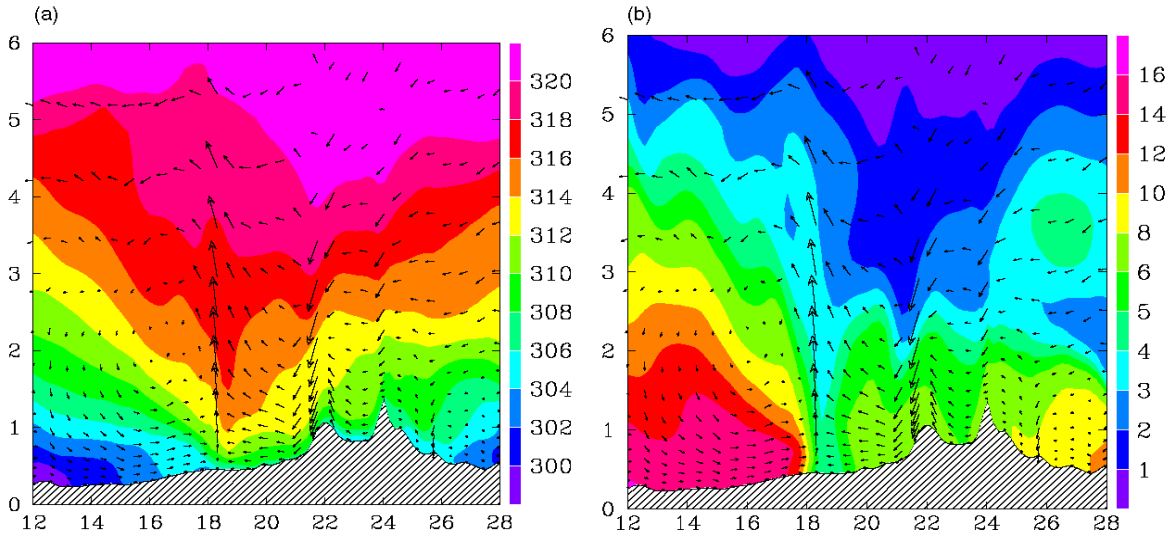


Figure 2. Vertical cross-section extracted from ECMWF analysis on 7 July 2006 at 0600 UTC along an extension of the F/F20 flight track to the north (12 °N;1 °E–18 °N;13 °E, solid black line in Figure 1(d)), showing (a) potential temperature (colour, K) and (b) water vapour mixing ratio (colour, g kg^{-1}), with along-cross-section winds (including vertical component) overlain. This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/qj

4.2. WIND and dropsonde data

The wind speed and direction data acquired from the downward-pointing WIND system are shown in Figure 3(a) for the transect towards the north (0616 to 0718 UTC), and in Figure 3(b) for the transect back to Niamey (0719 to 0827 UTC). The two-dimensional cross-sections of potential temperature and water vapour mixing ratio fields along the flight track out of (back to) Niamey shown in Figure 4 were constructed using data from dropsondes 1 to 4 (4 to 10).

The near-surface wind reversal associated with the ITD is observed to be at around 18.7 °N along the outgoing transect (Figure 3(a)), as determined from the WIND-derived zero isotach of the wind component perpendicular to the flight track. The shape of the monsoon–harmattan interface (not just the ITD) stands out clearly in the WIND data as the region of very light winds separating the two opposing flows (Figure 3(a)). The WIND data stresses that the slope of the monsoon–harmattan interface was gentle near the leading edge of the monsoon flow, of the order of 17 m km^{-1}. (The height of the monsoon layer top increased from 500 to 1700 m amsl between 18.7 and 18 °N). South of 18 °N, the monsoon–harmattan interface was almost horizontal. The depth of the southwesterly monsoon flow was of the order of 1.8 km, away from the leading edge. The AEJ is clearly seen in the WIND and dropsonde data, extending throughout the entire aircraft leg, with the largest wind speeds below 6 km amsl. North of the ITD, WIND data indicate the existence of a thin near-surface layer of strong southeasterly winds (12–14 m s^{-1}), separated from the northeasterly AEJ (16 m s^{-1} or more) by a layer of weaker winds (8 m s^{-1}).

Isentropes within the monsoon flow (309 K and below) were observed to slope downwards with latitude (Figure 4(b)). A similar behaviour was observed for isentropes and contours of water vapour mixing ratio associated with the harmattan flow, both north of the ITD and above the monsoon. The monsoon flow was characterized by water vapour mixing ratio values of 9 g kg^{-1} or more (Figure 4(a)). The stratification in the AEJ was quite different from that of the monsoon and harmattan layers, potential temperature and water vapour mixing ratio being more mixed in the vertical.

On the return flight to Niamey, the thermodynamical structure of the atmosphere did not change significantly, with the notable exception of the location of the leading edge of the monsoon which was observed from WIND measurements to have slightly progressed north, i.e. to roughly 18.9 °N (Figure 3(b)).

The progression speed of the leading edge was estimated to be approximately 10.5 m s^{-1}, based on the precise determination of the location of the leading edge by WIND and the time at which it was detected. It was found to be close to the near-surface wind speeds derived from WIND and dropsonde 7, just behind the leading edge, as shown by Lowe *et al.* (2002). However, the measurements do not show a distinct maximum of winds just above the surface behind the leading edge, as expected from the wind structure in a density current. One reason could be that the monsoon density current is more diffuse than a two-fluid laboratory system. In addition, heating of the ground in the early morning hours helps to weaken the monsoon density current. The propagation of the leading edge was substantially slower than the maximum wind speed (of the order of 15 m s^{-1}), observed several hundred kilometres behind it by WIND and dropsonde 9.

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

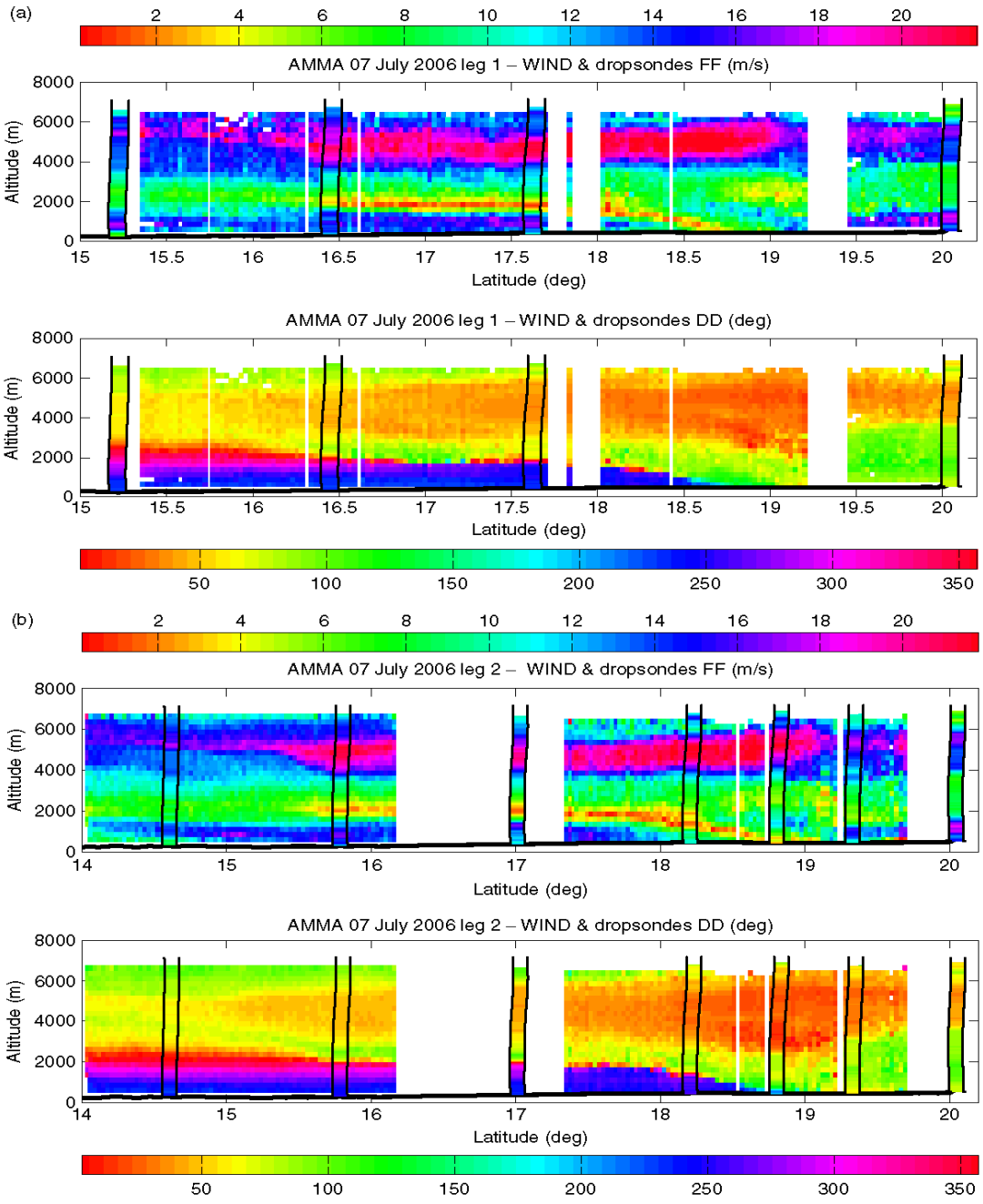


Figure 3. (a) Wind speed (top, m s^{-1}) and direction (bottom, degrees) derived from WIND on 7 July 2006 on the flight from Niamey, between 0616 and 0718 UTC. Wind speed and direction derived from dropsondes are overlain (between pairs of vertical solid black lines). Altitudes are amsl. (b) is as (a), but for the return flight to Niamey between 0719 and 0827 UTC. This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/qj

The theoretical depth and the propagation speed of the monsoon density current were computed using Equations (2) and (3) using the near-surface measurements of pressure, virtual potential temperature, and air density from dropsonde 8 (within the cold air mass) and dropsonde 5 (within the warm air mass ahead of the leading edge). The pressure was corrected using the hydrostatic equation to account for the slight increase

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/qj

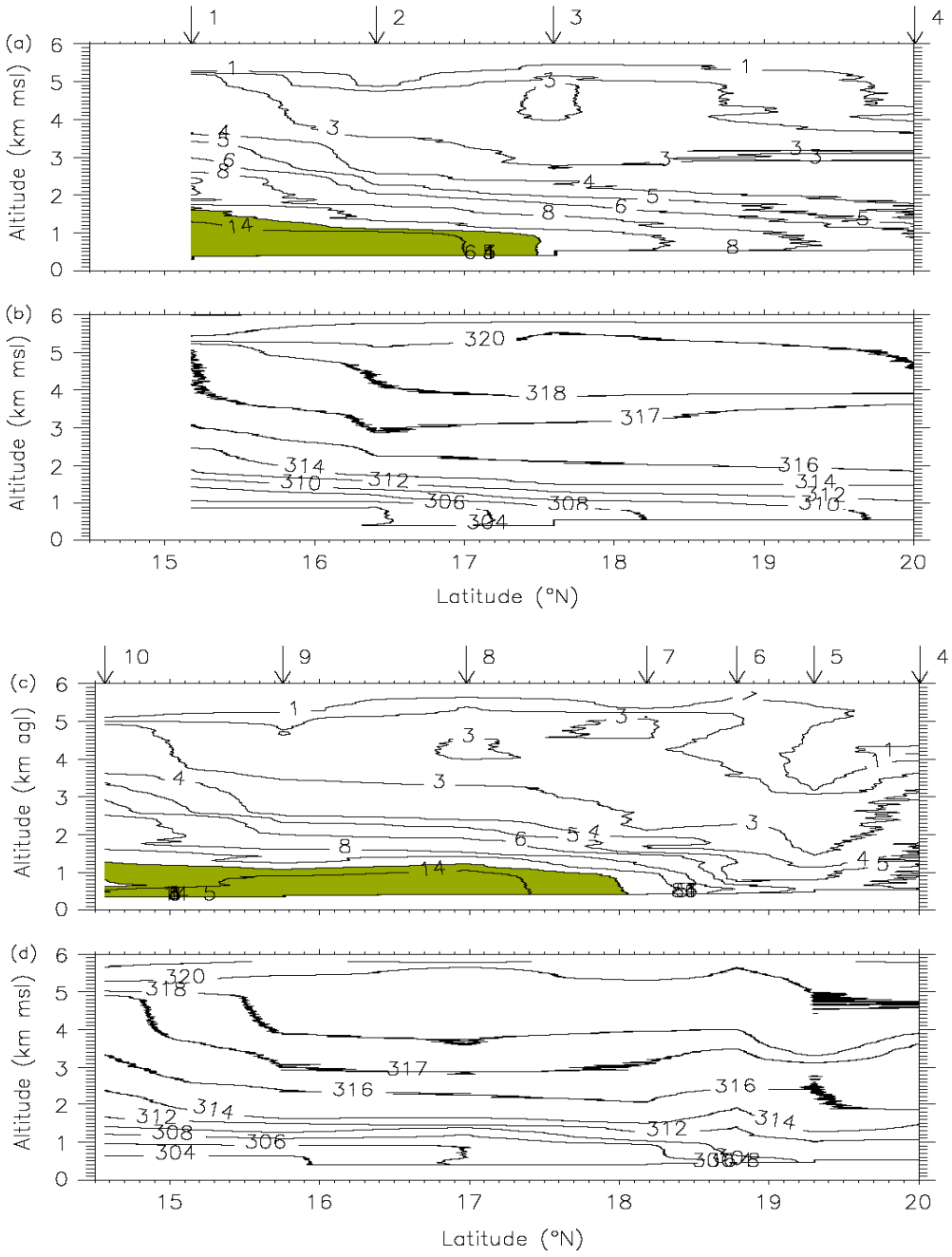


Figure 4. Vertical cross-sections of (a) water vapour mixing ratio and (b) potential temperature derived from dropsonde measurements on 7 July 2006, on the flight out of Niamey between 0614 and 0714 UTC. (c, d) are as (a, b), but for the flight back to Niamey between 0714 and 0820 UTC. The contour interval for water vapour mixing ratio is 1 g kg^{-1} between 1 and 6 g kg^{-1}, and 2 g kg^{-1} between 6 and 14 g kg^{-1}; the green area indicates regions where the mixing ratio is > 12 g kg^{-1}. For potential temperature, the interval is 2 K, with an additional contour at 317 K. The arrows indicate the location of the dropsondes released along the transect, with the numbers as in Table I. This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/qj

in altitude of the surface with respect to sea level. The theoretical propagation speed of the leading edge was estimated to range from 9.8 to 13.6 m s^{-1} for a Froude number ranging from 0.8 to 1.1, in fair agreement with the estimate discussed previously. The theoretical depth of the monsoon was found to be 1480 m, i.e. slightly less than the depth estimated from the WIND measurements (roughly 1800 m away from the head). This difference may be explained by the existence of significant vertical shear north of the monsoon leading edge (e.g. Figure 3),

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/qj

as density currents become deeper and propagate faster relative to the environmental flow as the shear increases (Xu, 1992).

4.3. Comparison between ECMWF analyses and observations

To facilitate the comparison with the observations along the flight track, Figure 5 shows the ECMWF analysis wind speed and direction, as well as water vapour mixing ratio and potential temperature from 14 to 20 °N, at 0600 UTC. ECMWF analysis should be representative of the average atmospheric state during aircraft operations.

Overall, there is good agreement between dropsonde, WIND observations and the ECMWF analyses along the track (Figure 5). The ECMWF analysis at 0600 UTC captured the main dynamical features well.

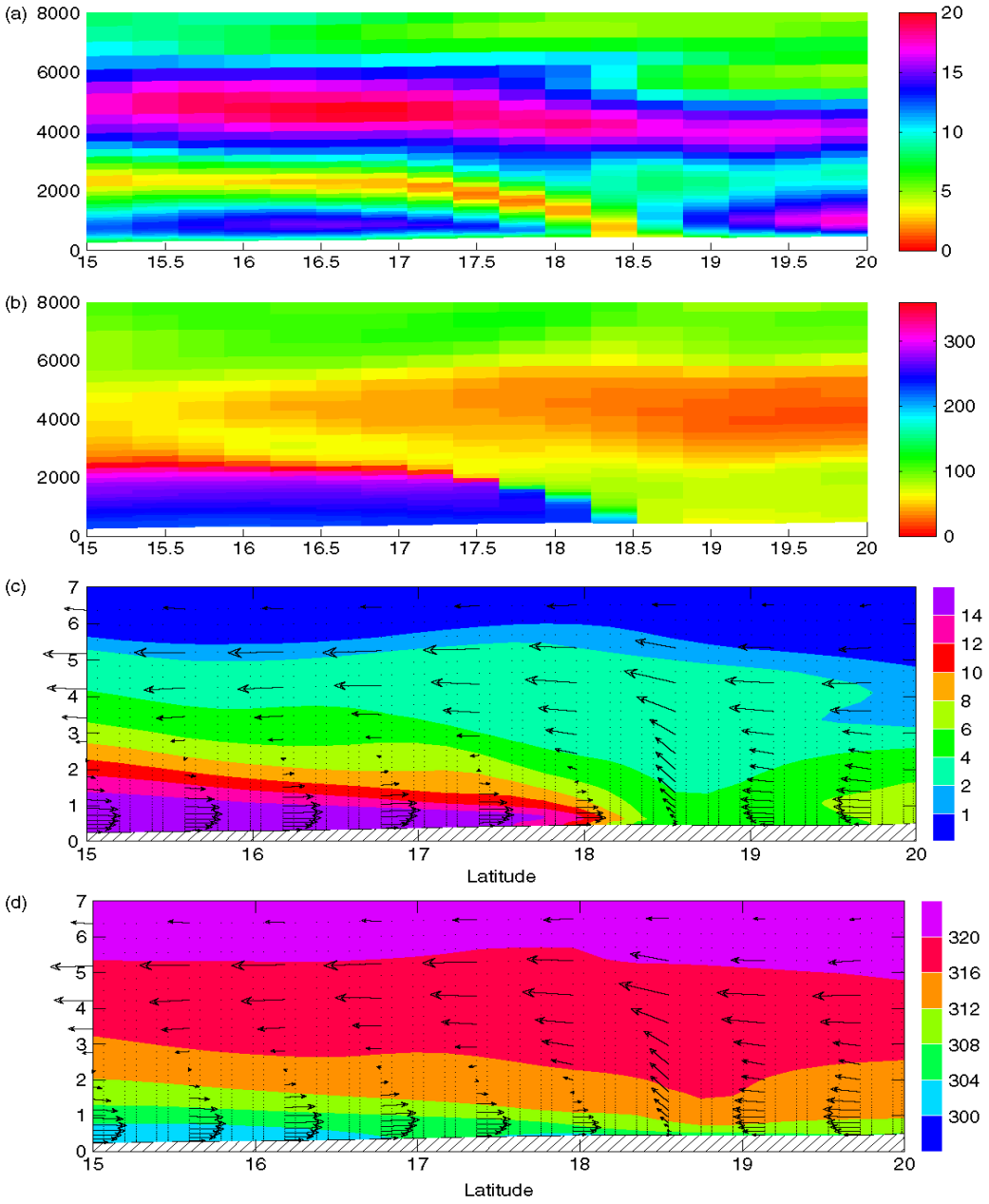


Figure 5. Vertical cross-sections of (a) wind speed (m s^{-1}), (b) wind direction (degrees), (c) water vapour mixing ratio (g kg^{-1}), and (d) potential temperature (K) from ECMWF analysis on 7 July 2006 at 0600 UTC along the F/F20 flight track. Along-cross-section winds (including the vertical component) are overlain on (c) and (d). This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/qj

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/qj

The intensities of the monsoon flow, of the AEJ and of the low-level jet north of the ITD are quite realistic (Figure 5(a)). The ITD, as determined by the low-level wind reversal, is found in very close agreement with that derived from WIND (Figure 3). On the other hand, the region of weak winds at the interface between the monsoon and the harmattan is seen to extend further south than in the WIND data (Figure 5(a)). The change in wind direction near the top of the monsoon layer south of 17.5 °N is well reproduced by the ECMWF analysis (Figure 5(b)). The signature of the Hoggar-related orographic perturbation in the water vapour mixing ratio (Figure 5(c)) and in the potential temperature fields (Figure 5(d)) are also well captured by the analysis. For instance, the intrusion of hot, dry air to the north seen in the analysis is evident in the dropsonde data, north of 19 °N and above 4 km amsl (Figures 4(c) and (d), respectively). The structure and moisture content of the monsoon flow is found to be in agreement with the dropsonde observations. The monsoon and the atmosphere above are observed to be slightly cooler than in the analysis (Figure 5(d)). Nevertheless, the stratification in the lower 7 km amsl along the flight track was very realistic, as for instance the steepening of the isentropic surfaces above the monsoon flow at 15.5 °N or the shape of the isentropic surfaces in the ITD region.

5. Dust mobilization, mixing and transport in the ITD region

5.1. Spaceborne observations

Several areas with high dust load were observed over North and West Africa during the airborne operations as indicated from MSG/SEVIRI false-colour images (Figure 6). At 0645 UTC large dust storms (appearing pink or magenta in Figure 6(c)) were visible over Libya, Chad, Mauritania, Mali, Algeria and Niger. Three distinct types of dust storms can be seen, all being closely linked with the strong low-level winds shown in Figure 1(a): (a) over Mauritania, Mali and Niger, to the south of the ITD in connection with the strong turbulent winds along the leading edge of the monsoon acting as an intrusive density current, (b) over northern Mauritania and over

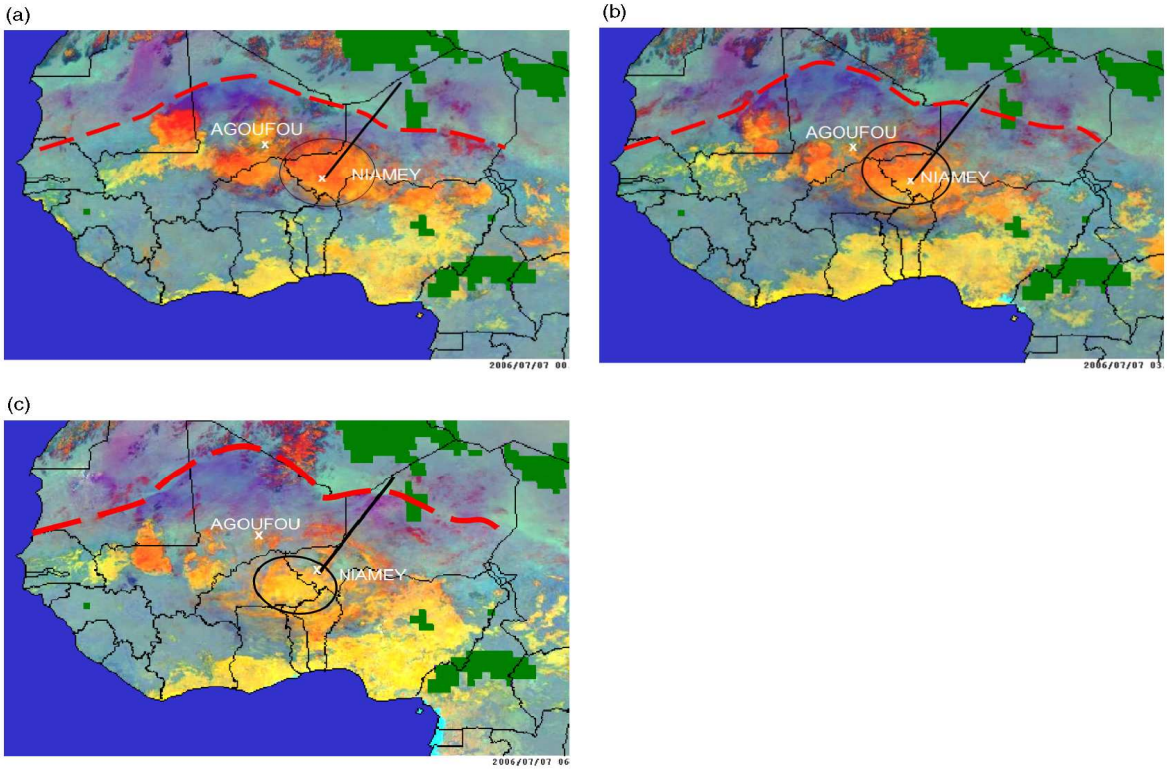


Figure 6. False-colour image constructed using 12.0 minus 8.7 μm (red), 10.8 minus 8.7 μm (green) and 10.8 μm (blue) infra-red SEVIRI channel brightness temperatures on 7 July 2006 at (a) 0000 UTC, (b) 0330 UTC and (c) 0645 UTC. Dust appears pink or magenta, water vapour dark blue, thick high-level clouds red-brown, thin high-level clouds almost black and surface features pale blue or purple. Thin black lines indicate political boundaries. The bold black line indicates the F/F20 track. The orography as it appears in the ECMWF analysis at the 925 hPa level is shown in green. The ellipse indicates the position of the MCS from which the northward-propagating density current observed in Figure 7 south of the monsoon leading edge emanated. The position of the ITD, marked by the bold red dashed line, is estimated from the dust plume's position and visual inspection of ECMWF wind fields at 925 hPa at 0000 and 0600 UTC. This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/qj

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/qj

Libya, in connection with the strong winds blowing from the Atlantic and the Mediterranean, respectively, and (c) over the Bodélé Depression, as well as over western Niger (west of the Aïr), in the lee of the constriction between the Hoggar and the Tibesti massifs. The later storms were likely associated with orographic channelling of the harmattan flow. Note that the sharp colour contrast (purple to light blue) observed across the ITD is further enhanced by the water vapour loading south of the ITD as seen in the ECMWF analysis.

Animation of the SEVIRI colour composition images (e.g. http://loaamma.univ-lille1.fr/AMMA/MET/gall_2006.php) suggest that the dust storms associated with the leading edge of the monsoon flow propagated slowly northward between 0000 and 0600 UTC (Figure 6), before being blocked by the northerly winds. The northward progression of the dust storms during this period may also be related to the presence of density currents associated with the large MCSs over southwest Niger (Niamey area), Burkina Faso and at the Mali–Mauritania border at 0000 UTC. (The MCS appears in bright orange in Figure 6(a).) The density currents associated with such MCSs offer the most efficient mechanism for dust lifting (e.g. Flamant *et al.*, 2007). As discussed in Flamant *et al.* (2007), the ITD region is likely to be perturbed by propagating density currents, which may modify its structure locally. The density current, associated with the MCS seen over Niamey at 0000 UTC, was observed at 0130 UTC on 7 July at Agoufou, Mali (1.48 °W; 15.34 °N). No SYNOP data were available on that day for stations in Niger, so that evidence of the northward propagation of the density current over northwest Niger cannot be demonstrated. Nevertheless, as discussed in the next section, there was indirect evidence of the presence of a propagating density current in the LEANDRE reflectivity data in the form of a dust plume lifted from the surface, as in Flamant *et al.* (2007). Density currents have been observed to propagate north over long distances, away from their parent MCSs (e.g. at least 8 hours in the case detailed by Flamant *et al.*, 2007). Hence, even though the airborne observations shown here were acquired at a time when MCSs were decaying, a density current may still have propagated northward over Niger.

5.2. Airborne observations of dust emission over Niger

The high-resolution atmospheric reflectivity measurements made with the nadir-pointing LEANDRE 2 system are shown in Figure 7 (0602 to 0658 UTC) for the transect from Niamey and in Figure 8 (0718 to 0829 UTC) for the transect back to Niamey.

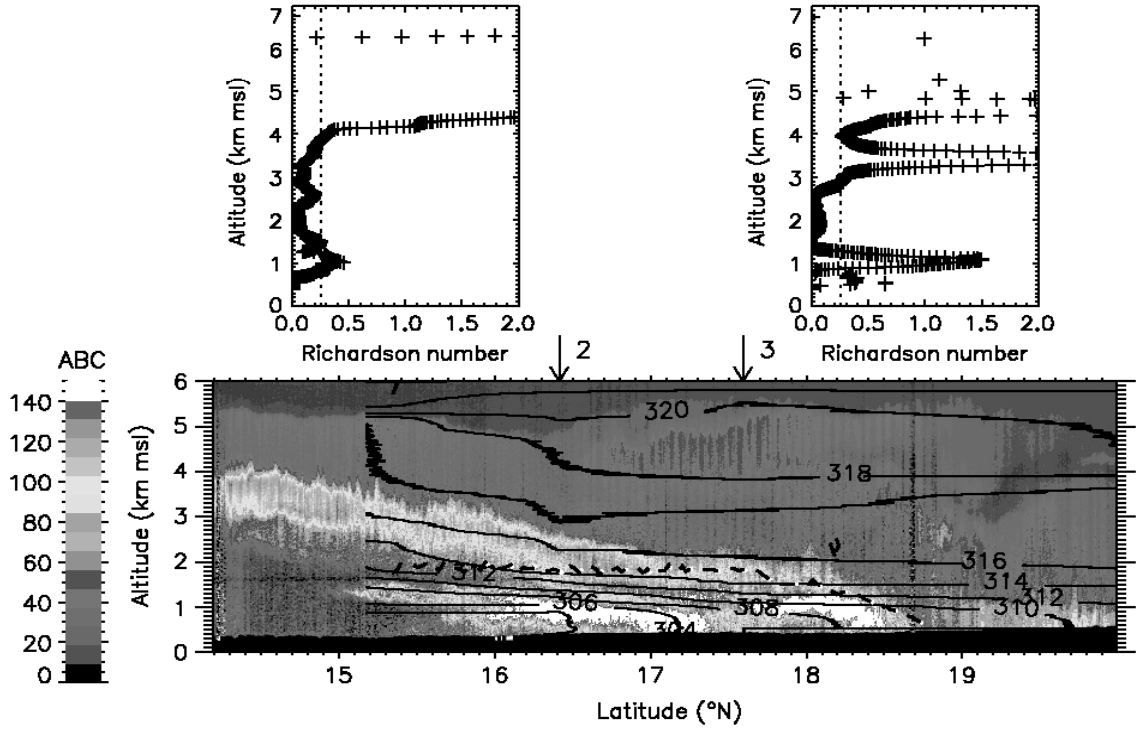


Figure 7. The cross-section shows LEANDRE 2-derived attenuated backscatter coefficient (ABC, colour) at 732 nm ($\times 3\ 10^{-4}$ km sr^{-1}) along the F/F20 track on 7 July 2006, on the flight out of Niamey between 0602 and 0658 UTC, with superimposed isentropes interpolated from dropsondes as in Figure 4. The bold black and white line corresponds to the zero isotach in the WIND-derived winds perpendicular to the flight track. The arrows indicate the location of the dropsondes (numbered as in Table I) released along the transect which were used to compute the profiles of bulk Richardson number shown in the upper part of the figure. The vertical dashed lines on these profiles represent the critical Richardson number value of 0.25.

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/qj

Large near-surface values of atmospheric reflectivity were observed with LEANDRE 2 between 16.9 and 17.3 °N (i.e. within the monsoon flow) as well as between 18.2 and 18.5 °N (close to the leading edge of the monsoon flow) as seen in Figure 7. As discussed by Flamant *et al.* (2007), these high reflectivity values correspond to a large concentration of dust aerosols being eroded from the surface and subsequently lifted by the monsoon winds. A crucial criterion for the existence of a dust source is the availability of fine deflatable material, which can be lifted from the ground when the surface wind speed exceeds a certain threshold. This threshold has been shown to be quite variable (between 5 and 12.5 m s^{-1}) in the western Sahara (Fernandez-Partagas *et al.*, 1986). Consistent with this idea, the near-surface wind speed values derived from WIND and dropsonde 7 (8) were larger than 10 m s^{-1} (12 m s^{-1}), over the northern (southern) dust emission spot. Furthermore, the monsoon flow behaving like a density current, its leading edge is characterized by strong turbulent winds that can mobilize dust. To the south, the lifting is thought to be related to the passage of the density current, emanating from the MCS to the south, as discussed in Section 5.1. Turbulence associated with the density current can also explain the dust erosion at the surface. Nevertheless, this feature was quite transient, and the near-surface dust mobilization associated with the propagating density current was not observed as clearly on the flight back to Niamey (Figure 8).

As done previously for the monsoon flow, the theoretical depth and the propagation speed of the density current were computed using dropsonde 2 (within the cold air mass) and dropsonde 3 (within the warm air mass ahead of the leading edge). The theoretical propagation speed of the leading edge was estimated to range from 8.1 to 11.2 m s^{-1} for a Froude number ranging from 0.8 to 1.1. The theoretical depth of the density current was found to be 1130 m, i.e. slightly more than the depth estimated from the LEANDRE 2 measurements (roughly 1000 m away from the head, around 16 °N).

Two distinct plumes were observed to be associated with the high surface reflectivity mentioned above (Figure 7). The structure of the southern dust plume was strongly constrained by the shape of the isentropes (i.e. dust appeared to be lifted along the isentropes) with little or no transport of dust across the isentropes, and was observed to extend from roughly 17.1 °N southward to 16 °N, reaching 1 km amsl. For the northern plume, dust was observed to be lifted southward along the isentropes between 18.35 and 16.6 °N, within the monsoon flow (i.e. below the WIND-derived isotach zero of the wind component perpendicular to the flight track; Figure 3(a)). South of 16.6 °N, enhanced reflectivity values are no longer exclusively observed within the monsoon flow, but also aloft. The presence of high aerosol concentrations above the monsoon layer top may be explained by either (i) turbulent mixing across the monsoon layer top or/and (ii) lateral isentropic transport of dust.

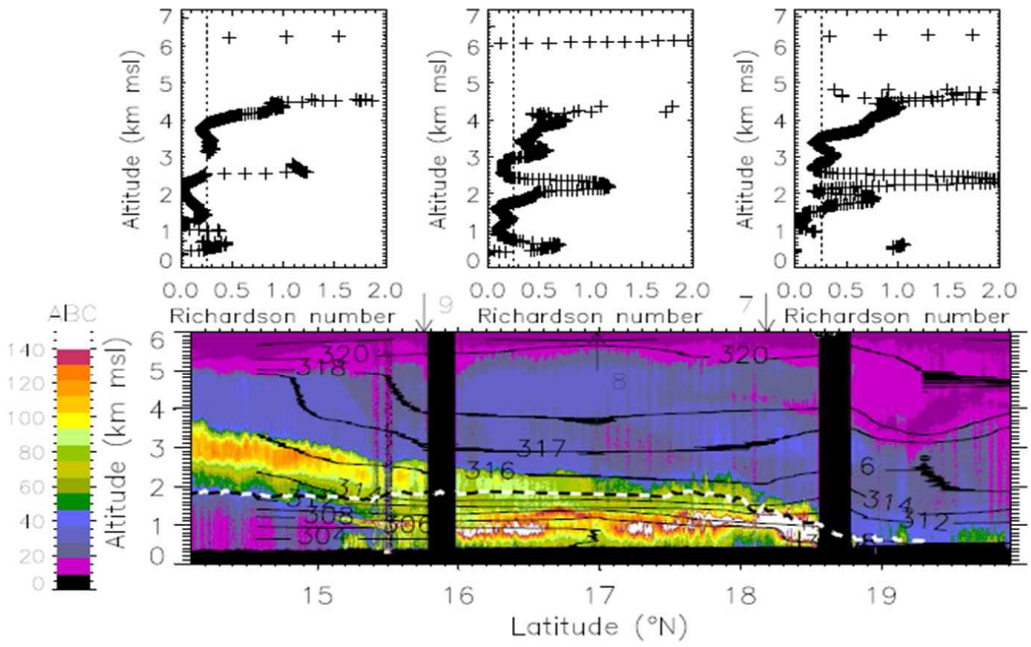


Figure 8. Bottom: Same as Fig. 7, but for the flight back to Niamey, between 0718 and 0829 UTC with superimposed isentropic surfaces interpolated from dropsondes as in Fig. 4c.

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/qj

Bulk Richardson number profiles derived for dropsondes 2 and 3 (from Equation (1)) indicate the presence of a stable layer around 1 km amsl (within the strongly stratified monsoon), and above this layer, potential for mixing to higher levels mainly around 2 km amsl where the dust supposedly leaked out of the monsoon layer (Figure 7). Turbulent kinetic energy profiles derived from numerical simulations of this event revealed high values at 2 km amsl around 16.5 °N (not shown). The sub-critical values of bulk Richardson number as derived from observations, together with high turbulent kinetic energy values seen in the simulation, strongly suggest that mixing across the monsoon–harmattan interface may be invoked to explain the origin of the high aerosol concentrations above the monsoon layer top. The critical Richardson number below which turbulence is assumed to occur, was set to 0.25, although suggestions in the literature range from 0.2 to 1.0 (discussion by Jericevic and Grisogono, 2006). It is worth noting the reduction of the Richardson number values in the monsoon layer between dropsonde 3 and dropsonde 2, which suggests that the turbulence associated with the density current is strong even south of the leading edge. Likewise, we may also note a reduction of the Richardson number values between 3 and 4 km amsl. This suggests a potential for turbulence in the harmattan layer.

As mentioned before, there was evidence from the WIND data of lateral transport above the monsoon layer. A distinct region of winds oriented at angles between 45 and 90° with respect to the flight track was observed between 16.5 and 17.3 °N over a depth of 700 m above the monsoon layer top. (Evidence of this is seen in the wind direction, Figure 3(a).) The additional source of mechanical shear related to the presence of a core of transverse winds may have further enhanced the turbulence above the monsoon layer top and further favoured vertical transport of aerosol across the monsoon–harmattan interface. It is also thought to be the reason for the observed decrease of the Richardson number below the critical value between 3 and 4 km amsl as derived from dropsonde 2.

Hence, even though there is strong evidence that the vertical mixing across the monsoon layer top is the mechanism responsible for the presence of enhanced reflectivity (and hence aerosol concentrations), lateral isentropic transport above the monsoon layer cannot entirely be discarded. As seen in Figure 6(c), dust storms were present over northern Niger, east of the Aïr range, and some of the dust lifted in this region may have been transported above the monsoon flow. Nevertheless the core of transverse winds was located slightly to the north of the core of enhanced reflectivity observed with LEANDRE 2. In all cases, these aerosols, once injected aloft, are transported southward with the harmattan along the isentropic surface 314 K in Figure 7.

Aloft, the air masses associated with the AEJ were associated with low reflectivity values, thereby suggesting that the AEJ was not advecting a significant amount of dust aerosols. South of 15 °N, low reflectivity values were associated with the monsoon flow, most likely due to the lack of fine deflatable material at the surface and/or enhanced soil moisture. North of the ITD, above 1 km amsl and below the AEJ, reflectivity values suggest low aerosol content. The larger reflectivity values (and hence aerosol concentration) below 1 km amsl are likely linked to the shallow easterly jet seen in the WIND data north of 19 °N (Figure 3(a)). The low aerosol content to the north of the ITD as observed with LEANDRE 2 is in broad agreement with the MSG/SEVIRI colour composition image shown in Figure 6(c).

On the return flight to Niamey, and in spite of the rather short time difference separating the two transects, several key features were observed to have changed significantly. The region of large surface reflectivity values behind the monsoon leading edge was displaced to the north (Figure 8), consistent with the displacement of the ITD discussed in the previous section. The structure of the associated dust plume was strongly constrained by the shape of the isentropic surface 308 K within the monsoon i.e. below the WIND-derived zero isotach of the wind component perpendicular to the flight track (Figure 8). The dust plume generated by the density current to the south (Figure 7) is still observed between 16 and 16.6 °N around 700 m amsl. However, near-surface dust mobilization was no longer observed in Figure 8. This could be due to the fact that the density current had weakened over time or had moved away from the cross-section. Other possible explanations could be that (i) the density current had passed over a localized source and there are no longer deflatable sediments available to be mobilized at its new position, or (ii) the local source was limited in its supply of erodible sediments.

A distinct layer of enhanced reflectivity values was still observed above the monsoon layer top, south of 17 °N (Figure 8, south of dropsonde 8). The core of winds oriented at angles between 45 and 90° with respect to the flight track was still observed between 16 and 17 °N above the top of the monsoon layer (not shown). Hence mechanical shear is again likely responsible for the mixing across the monsoon layer top of the dust mobilized at the leading edge of the monsoon layer and transported southward below the monsoon–harmattan interface by the circulation in the head of the density current. To the north (i.e. location of dropsondes 7 and 8), mixing is still possible, but is most likely getting weaker as evidenced by the super-critical Richardson number values above 2 km amsl, together with the lack of enhanced LEANDRE-derived reflectivity above 2 km amsl in this region. The southward transport of dust above the monsoon layer with the harmattan was again observed in Figure 8. Interestingly, super-critical values of the Richardson number are observed just above the high reflectivity layer (see Richardson number profile derived from dropsonde 9 in Figure 8), possibly explaining why the aerosols leaking out of the monsoon layer south of dropsonde 8 did not mix to higher altitudes.

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/qj

6. Discussion and conclusions

Near-dawn airborne lidar and dropsonde observations made during an ITD survey mission in the framework of the AMMA SOP have been used to investigate dust mobilization, lifting and transport associated with the monsoon and harmattan flows in the ITD region. While dust storms are often observed from space to be associated with the leading edge of the monsoon flow at night-time, such satellite measurements with passive instruments can only provide vertically integrated information. This study presents the first lidar and dropsonde measurements made in this region, and provides insights into the mechanisms responsible for the observed vertical distribution of dust in connection with the monsoon dynamics. The high near-surface winds and the turbulence at the leading edge of the monsoon flow (behaving as an intrusive density current) are responsible for dust mobilization. The circulation in the head of the monsoon density current then lifts the mobilized dust towards the wake along an isentropic surface. Likewise, the dust mobilized south of the ITD in connection with a density current issued of a MCS located over southwest Niger was lifted along an isentropic surface but remained confined within the monsoon flow.

To the north of the ITD, the stable stratification prevented the lifted dust from reaching altitudes at which it could be transported over long distances by the harmattan. (It is acknowledged, however, that this stratification will disappear in the course of the day and allow mixing throughout the PBL depth.)

Only the dust mobilized close to the leading edge could be lifted along the isentropic surfaces for a few hundred kilometres, before experiencing transport across the top of the monsoon layer and being advected southward over long distances by the harmattan. The mixing across the monsoon–harmattan interface was favoured by the turbulence associated with mechanical shear above the monsoon layer top, as suggested by an analysis of the bulk Richardson number profiles derived from dropsonde measurements.

Even though the existence of mechanical shear above the monsoon layer played a key role in favouring the mixing of dust across the top of the monsoon layer and southward transport by the harmattan for this particular case, the most significant mechanism highlighted by this study is the mobilization and lifting of dust at the leading edge of the monsoon flow, due to its density current-like characteristics. Regardless of the role of shear above the monsoon layer, the strong mixing within the Saharan boundary layer occurring during the day allows the dust lifted at the leading edge of the monsoon flow to reach much higher levels, to be subject to long-range transport and to impact on the radiation budget over West Africa.

This study details a mechanism for dust mobilization and lifting at the monsoon leading edge that provides a possible explanation for the climatological results by Engelstaedter and Washington (2007). The peak in the annual dust cycle over West African dust hot spots is linked to small-scale high-wind events, typically found to be associated with density currents. The fact that the highest dust emissions are found in June is also consistent with the fact that the ITD is generally located over the Sahel during this period.

Relevant to the study by Engelstaedter and Washington (2007), it is also worth noting the good agreement between the high-resolution observations and the ECMWF analysis along the track for this particular case-study, in broad agreement with the conclusions of Tompkins *et al.* (2005b) regarding the model quality.

Comparable observations were made during two other ITD survey missions on 3 and 10 July 2007, as well as with the spaceborne Cloud-Aerosol LIdar with Orthogonal Polarization (CALIOP) on board the Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) satellite. This suggests that the analysis in this paper is representative of the dust mobilization at the leading edge of the monsoon flow. Because dust sources are widespread in the Sahel (e.g. Prospero *et al.*, 2002), the mechanisms highlighted here could have important implications for the radiation budget over West Africa and on the West African Monsoon system during the months of June and July, i.e. when the ITD reaches the Sahel. One crucial objective for future studies is to assess the importance of dust emissions associated with the mechanism highlighted here, with respect to other source regions. While the net mass flux of dust emitted as the result of turbulence at the leading edge of the monsoon flow on a given day can most likely not be compared to that emitted in source regions such as the Bodélé Depression for a given discrete event, the overall emissions during the entire summer may be quite significant.

Acknowledgements

Based on a French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, especially from France, UK, US and Africa. It has been the beneficiary of a major financial contribution from the European Community's Sixth Framework Research Programme. Detailed information on scientific coordination and funding is available on the AMMA International web site http://www.amma-international.org.

The authors wish to thank the SAFIRE (Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement; www.safire.fr), the Institut Géographique National (IGN; www.ign.fr) and the Division Technique of the Institut National des Sciences de l'Univers (DT/INSU; www.dt.insu.cnrs.fr) for preparing and delivering the research aircraft (Falcon 20/F-GBTM) and the airborne instruments in a timely manner for the AMMA SOP. The deployment of the DLR Falcon aircraft during AMMA was partly funded by DLR and the authors wish to thank the professional support and operation of the aircraft by the DLR flight facility. They also wish to thank the AMMA Operation Centre and their

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

partners across West Africa for smoothing out many aspects of the airborne operations. The authors are grateful to D. Bruneau and P. Genau (Service d'Aéronomie), F. Blouzon, A. Abchiche, D. Chaize, and N. Amarouche (DT/INSU) for re-fitting and operating the LEANDRE 2 system in the F/F20. Special thanks to A. Gribkoff, R. Cailloux and M. Laurens (SAFIRE) for operating the AVAPS dropsonde system. The authors wish to thank P. Drobinksi, P. Delville, M. L. Denneulin, B. Romand, E. Nagel, J. P. Aubagnac and F. Lavie for the preparation, deployment and operation of the WIND during AMMA, and the processing and analysis of the data. The authors wish to thank L. Gonzales and C. Deroo of LOA for making available SEVIRI colour composition images (www-loa.univ-lille1.fr) and Juan Cuesta of LMD for designing Figure 6 of this paper, and Jacqueline Duron of Laboratoire d'Aérologie for her help in improving Figures 1,2 and 5. The authors are grateful to the two anonymous reviewers for their helpful comments.

References

Alpert P, Ganor E. 1993. A jet stream associated heavy dust storm in the western Mediterranean. *J. Geophys. Res.* **98**: 7339–7349.

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

Engelstaedter S, Washington R. 2007. Atmospheric controls on the annual cycle of North African dust. *J. Geophys. Res.* **112**: D03103, DOI:10.1029/2006JD007195.

Evan AT, Heidinger AK, Knippertz P. 2006. Analysis of winter dust activity off the coast of West Africa using a new 24-year over-water advanced very high resolution radiometer satellite dust climatology. *J. Geophys. Res.* **111**: D12210, DOI:10.1029/2005JD006336.

Fan S-M, Horowitz LW, Levy H II, Moxim WJ. 2004. Impact of air pollution on wet deposition of mineral dust aerosols. *Geophys. Res. Lett.* **31**: L02104, DOI:10.1029/2003GL0118501.

Fernandez-Partagas J, Helgren DM, Prospero JM. 1986. 'Threshold wind velocities for raising dust in the western Sahara Desert'. ARO Technical Report. vol. 19684.3-GS. United States Army Research Laboratory, Army Research Office. (contract to University of Miami).

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

Goff RC. 1976. Vertical structure of thunderstorm outflows. *Mon. Weather Rev.* **104**: 1429–1440.

IPCC. 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis.* Cambridge University Press: Cambridge, UK.

IPCC. 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis.* Cambridge University Press: Cambridge, UK.

Jankowiak I, Tanré D. 1992. Satellite climatology of Saharan dust outbreaks: Method and preliminary results. *J. Climate* **5**: 646–656.

Jericevic A, Grisogono B. 2006. The critical bulk Richardson number in urban areas: Verification and application in a numerical weather prediction model. *Tellus* **58A**: 19–27.

Knippertz P, Deutscher C, Kandler K, Müller T, Schulz O, Schütz L. 2007. Dust mobilization due to density currents in the Atlas region: Observations from the Saharan Mineral Dust Experiment 2006 field campaign. *J. Geophys. Res.* **112**: D21109, DOI:10.1029/2007JD008774.

Knippertz P, Fink AH. 2006. Synoptic and dynamic aspects of an extreme springtime Saharan dust outbreak. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **132**: 1153–1177.

Koch SE, Dorian PB, Ferrare R, Melfi SH, Skillman WC, Whiteman DC. 1991. Structure of an internal bore and dissipating gravity current as revealed by Raman lidar. *Mon. Weather Rev.* **119**: 857–887.

Lavaysse C, Flamant C, Janicot S, Parker DJ, Lafore J-P, Sultan B, Pelon J. 2008. Seasonal evolution of the West Africain heat low: A climatological perspective. *Clim. Dyn.* submitted.

Lowe RJ, Linden PF, Rottman JW. 2002. A laboratory study of the velocity structure in an intrusive gravity current, *J. Fluid Mech.* **456**: 33–48.

Prospero JM, Ginoux P, Torres O, Nicholson SE, Gill TE. 2002. Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the nimbus 7 total ozone mapping spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Rev. Geophys.* **40**(1): 1002, DOI:10.1029/2000RG000095.

Redelsperger J-L, Thorncroft CD, Diedhiou A, Lebel T, Parker DJ, Polcher J. 2006. African Monsoon Multidisciplinary Analysis: An international research project and field campaign. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **87**: 1739–1746.

Reible D, Simpson JE, Linden PF. 1983. The sea breeze and gravity-current frontogenesis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **119**: 1–16.

Reitebuch O, Werner C, Leike I, Delville P, Flamant PH, Cress A, Engelbart D. 2001:. Experimental validation of wind profiling performed by the airborne 10.6 m heterodyne Doppler lidar WIND. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **18**: 1331–1344.

Schepanski K, Tegen I, Laurent B, Heinold B, Macke A. 2007. A new Saharan dust source activation frequency map derived from MSG-SEVIRI IR channels. *Geophys. Res. Lett.* **34**: L18803, DOI:10.1029/2007GL030168.

Simpson JE. 1987. *Gravity currents: In the environment and the laboratory.* John Wiley and Sons: New York and Chichester, UK.

Sterk G. 2002. Causes, consequences and control of wind erosion in Sahelian Africa: a review. *Land Degradation & Development* **14**: 95–108.

Todd MC, Washington R, Raghavan S, Lizcano G, Knippertz P. 2008. Regional model simulations of the Bodélé low-level jet of northern Chad during the Bodélé Dust Experiment (BoDEx 2005). *J. Climate* in press.

Tompkins AM, Cardinali C, Morcrette J-J, Rodwell M. 2005a.. Influence of aerosol climatology on forecasts of the African Easterly Jet. *Geophys. Res. Lett.* **32**: L10801.

Tompkins AM, Diongue A, Parker DJ, Thorncroft CD. 2005b.. The African easterly jet in the ECMWF Integrated forecast system: 4DVar analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **131**: 2861–2886.

Washington R, Todd MC. 2005. Atmospheric controls on mineral dust emission from the Bodélé Depression, Chad: The role of the low level jet. *Geophys. Res. Lett.* **32**: L17701, DOI:10.1029/2005GL023597.

Werner C, Flamant PH, Reitebuch O, Köpp F, Streicher J, Rahm S, Nagel E, Klier M, Herrmann H, Loth C, Delville P, Drobinski P, Romand B, Boitel C, Oh D, Lopez M, Meissonnier M, Bruneau D, Dabas AM. 2001. WIND Instrument. *Opt. Eng.* **40**: 115–125.

Xu Q. 1992. Density currents in shear flows: A two-fluid model. *J. Atmos. Sci.* **49**: 511–524.

Yoshioka M, Mahowald NM, Conley AJ, Collins WD, Fillmore DW, Zender CS, Coleman DB. 2007. Impact of desert dust radiative forcing on Sahel precipitation: Relative importance of dust compared to sea surface temperature variations, vegetation changes, and greenhouse gas warming. *J. Climate* **20**: 1445–1467, DOI:10.1175/JCLI4056.1.

5.4 Simulation du mécanisme identifié et estimation des émissions d'aérosols qui lui sont associées

Bou Karam D., C. Flamant, P. Tulet, J-P. Chaboureau, A. Dabas, and M.C. Todd **(2009b):** Estimate of Sahelian dust emissions in the Intertropical discontinuity region of the West African Monsoon, ***submitted to JGR***.

Estimate of Sahelian dust emissions in the inter-tropical discontinuity region of the West African Monsoon

Diana Bou Karam[1], Cyrille Flamant[1], Pierre Tulet[2], Jean-Pierre Chaboureau[3], Alain Dabas[2] and Martin C. Todd[4]

[1] Service d'Aéronomie/Institut Pierre et Simon Laplace, CNRS and Université Pierre et Marie Curie, Paris, France

[2] CNRM/GAME, Météo-France and CNRS, Toulouse, France

[3] Laboratoire d'Aérologie, CNRS and Université de Toulouse, Toulouse, France

[4] Department of Geography, University College London, London.

Abstract

A three-dimensional mesoscale numerical simulation has been performed to investigate the dust emissions over Sahel associated with strong near-surface winds in the region of the West African Inter Tropical Discontinuity (ITD) during the summer, when the ITD is located over Niger and Mali around 18°N. The study focuses on the period from 2 to 12 July 2006, in the framework of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) Special Observing Period 2a1. A comparison with space-borne observations from the Spinning Enhanced Visible and Infra-Red Imager (SEVIRI) as well as airborne lidar observations acquired on 7 July 2006 demonstrates that the model is able to reproduce the complex vertical structure of the dynamics and aerosol field associated with the monsoon-harmattan interface. This suggests that the model can be used reliably to analyse and quantify the dust emissions associated with the strong monsoonal surface winds blowing over the Sahelian dust sources during the rainy season. A comparison with the surface observations in Niamey between 2 and 12 July period indicates that the near surface characteristics of the monsoon to the south of the ITD are realistically reproduced over the period of the simulation. The dust load in the ITD region simulated by the model is compared to the

estimates derived from satellite observations using the method of *Koren et al.* [2006]. The daily mean values of dust load related to the strong winds on both side of the ITD, estimated from the simulation within the model domain (2°W-16°E, 12-28°N), are in excess of 2 Tg on some days and are found to be underestimated with respect to the observational estimates. In the present case, the dust load associated with the strong winds south of the ITD accounts for approximately 1/3 of the total load over the entire domain on a given day, and is simulated to range between 0.5 and 0.8 Tg on average. This indicates that the mean daily dust load estimated in the ITD region is close to the estimated daily rate of dust emission from the Bodélé depression. This study suggests that emissions driven by strong surface winds occurring on both sides of the ITD while it lies across the Sahel may contribute significantly to the total dust load over West and North Africa observed annually.

KEY WORDS: Dust, MesoNH, airborne lidar, density current, AMMA

1. Introduction

North Africa is the world's largest source of mineral dust. Satellite observations consistently indicate that dust aerosol plumes are the most widespread, persistent and dense found on Earth [e.g. *Prospero et al.,* 2002]. Dust emitted from desert regions and transported in the atmosphere has been recognized to be an important component of the Earth's climate system because of its influence on the Earth's radiation budget [*e.g., Haywood et al.,* 2003]. In many region, they are the biggest contribution to atmospheric optical thickness [*Tegen et al.,* 1997], while still being one of the greatest source of uncertainty in projection of future climate change [*Ramaswamy et al.,* 2001]. This is particularly true over North and West Africa where dust emission and transport has been shown to be highly variable in time and space with an annual peak during summer [e.g. *Prospero et al.,* 2002*; Engelstaedter and Washington,* 2007]. Importantly, there is now evidence that dust emission are associated with meteorological features occurring on a variety of scales, from local scale features like dust devils through mesoscale phenomena including mesoscale convective features to synoptic scale variability in the atmosphere.

Because of the important role that mineral dusts may play in the context of climate change and weather forecasts, it is important that the variety of dust lifting mechanisms be realistically represented in atmospheric models. A recent study by *Schepanski et al.*, [2009], using a regional

dust model, has demonstrated that the activation of the West African dust sources during the monsoon season, when the annual peak of dust emissions over West Africa is observed [e.g. *Engelstaedter and Washington,* 2007], is underestimated by the model. Hence, accurate simulation of dust generating mechanisms active during the monsoon season, is particularly important for determining the overall contribution of a given source region to the aerosol load over North and West Africa. To date, monitoring of the dust emissions in Africa mostly relies on space-borne observations [e.g. *Prospero et al.,* 2002; *Schepanski et al.,* 2007] and is unambiguous only in the case of specific isolated outbreak events. During most of the year, the large number of simultaneously activated sources as well as the importance of large scale transport, only allows the dust load to be monitored from space.

Recent research has identified numerous mechanisms associated with dust emission over North Africa. Dust storms have been documented to be associated with high near-surface wind speeds resulting from the downward mixing of momentum from the nocturnal low-level jets (LLJs). Such outbreaks occur in response to the Saharan heat low dynamics [e.g. *Knippertz,* 2008] or are connected to LLJs generated in the lee of complex terrain as is the case in the Bodélé region of Northern Chad [*e.g. Washington and Todd,* 2005*; Todd et al.,* 2008]. Dust emission over the Sahara has also been shown to be connected to the low level dynamics associated with the penetration of an upper-level trough to low latitudes [*e.g. Jankowiak and Tanré,* 1992*]*, or to density currents caused by strong evaporational cooling along precipitating cloud-bands over the northern Sahara [*Knippertz and Fink,* 2006*]* and along the Sahara side of the Atlas Mountain chain in southern Morocco [*Knippertz et al.,* 2007*]*. Over the Sahel, density currents associated to mesoscale convective systems (MCSs), offer the most efficient mechanism for dust loading and injection to altitudes favourable for long-range transport, particularly at the beginning of the monsoon season, before the growing vegetation rapidly inhibits local dust emission [*e.g. Sterk, 2002; Flamant et al.,* 2007*; Marsham et al.,* 2008]. More recently, *Bou Karam et al.,* [*2008*] have identified a new mechanism for dust emission over the Sahel during the summer, in which highly turbulent winds at the leading edge of the monsoon nocturnal flow in the Inter Tropical Discontinuity (ITD) region generate dust uplifting. Also, *Marsham et al.,* [2008] have described, via in situ measurements, the thermodynamic characteristics of the dusty layer at the leading of the monsoon flow over the Sahel.

Because dust sources are widespread over the Sahel and presumably active on many days when the monsoon leading edge is located in this region during the summer, dust emissions associated with the dust lifting mechanism detailed in *Bou Karam et al.*, [*2008*] may contribute significantly to the total dust production in West Africa. The objective of this paper is two-fold: (i) to evaluate the ability of a mesoscale atmospheric model (MesoNH) to represent the dust lifting mechanism detailed in *Bou Karam et al.*, [*2008*] and (ii) to estimate the dust load associated with this mechanism during the period from 2 to 12 July 2006.

The remainder of the paper is organized as follows. Section 2 details the mesoscale model and the observations used in this study. In section 3 the model evaluations and analysis of the model thermodynamical processes are discussed. Section 4 details the simulated dust emission fields. The estimate of dust load in the ITD region is discussed in section 5. The paper concludes in section 6.

2. Data sources

2.1 Mesoscale simulations

Simulations have been carried out using MesoNH [*Lafore et al.*, 1998], a non-hydrostatic mesoscale atmospheric model with an on-line dust emission and transport module. MesoNH includes parameterizations of various processes including cloud microphysics [*Cohard and Pinty*, 2000], turbulence [*Bougeault and Lacarre*, 1989], convection [*Bechtold et al.*, 2001], lightning processes [*Barthe et al.*, 2005], gaseous chemistry [*Suhre et al.*, 1998], chemical aerosol [*Tulet et al.*, 2005] and dust aerosol [*Grini et al.*, 2006].MesoNH is coupled to an externalised surface model which handles heat and water vapour fluxes between the low-level atmosphere and four types of surface: vegetation, towns, oceans and lakes [*Masson et al.*, 2003]. Natural land surfaces are described by interactions treated in the Soil Biosphere and Atmosphere model (ISBA) [*Noilhan and Mahfouf*, 1996].

The dust emission scheme is the Dust Entrainment And Deposition (DEAD) model [*Zender et al.*, 2003], implemented as a component of MesoNH [*Grini et al.*, 2006], that calculates dust flux from wind friction velocity. DEAD includes entrainment thresholds for saltation, moisture inhibition and saltation feedback. The ORILAM model [*Tulet et al.*, 2005] simulates transport and loss processes by following the evolution of two moments of three lognormal modes defined by *Alfaro and Gomes* [2001]. Dust advection and diffusion are quantified by the transport processes and

methods used in MesoNH which include mixing within the planetary boundary layer, shallow convective transport and advection by winds. MesoNH uses the radiative scheme of the European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF), which computes shortwave and longwave radiative fluxes. Shortwave radiative fluxes are computed for 6 wavelengths using the extinction coefficients, asymmetry factors and single scattering albedo provided by look-up tables.

In this study a ten-day simulation (2-12 July 2006) was performed. The study area covering Niger, Eastern Mali and southern Algeria forms a domain of 1000 km x 1000 km (centred on 20°N / 7°E) with a horizontal mesh size of 20 km (see Fig. 1). In the vertical, 62 levels were used with 35 of them within the planetary boundary layer. The lowermost level is at 30 m above the ground, while the highest level is at 28 km above the ground. Initial and lateral boundary conditions were taken from the ECMWF analyses. For keeping the simulation close to the analysed meteorological conditions, the simulation was nudged towards the ECMWF analyses with a 6-hour time scale. The ability of MesoNH to simulate dust emission and transport over West Africa has been highlighted in several recent studies [e.g., *Grini et al.*, 2006; *Chaboureau et al.*, 2007; *Tulet et al.*, 2008; *Crumeyrolle et al.*, 2008; *Todd et al.*, 2009].

The domain of the simulation encompasses the prominent dust sources over Mali, Algeria and Niger that are generally activated in the summer season. The region to the south and west of the Hoggar and to the west and east of the Aïr Mountains is characterised by a huge system of paleo and ephemeral rivers and streams that drain the Hoggar and Aïr massifs, thereby producing a complex array of dust sources consisting of fluvial deposits. There also exist similar dust sources in northern Niger close to the Libya and Chad borders, i.e. ephemeral rivers and streams that drain the Tibesti and the Djado plateau (between the Tibesti and Hoggar Mountains). A recent study by *Schepanski et al.* [2007], based on the Meteosat Second Generation (MSG) Spinning Enhanced Visible and Infra-Red Imager (SEVIRI) dust index, has shown that the sources around the Aïr mountain were the most active during the month of July 2006, together with the sources over northern Mali, close to the border with Algeria (see Figure 2a of *Schepanski et al.* [2007]). The sources over northern Niger (south of the Djado plateau) were also activated, but were not prominent dust suppliers.

2.2 Observations

2.2.1 Airborne lidar observations

The dust uplifting mechanisms associated with the strong near-surface winds at the leading edge of the monsoon flow in the ITD region have been investigated by means of airborne lidars measurements acquired from two platforms in the morning of 7 July 2006 [*Bou Karam et al.*, 2008], during the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA, *Redelsperger et al.*, 2006) Special Observing Period denoted '2a1'. The Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement (SAFIRE) Falcon 20 (hereafter F/F20) was equipped with the airborne differential absorption lidar LEANDRE 2 [*Bruneau et al.*, 2001; *Flamant et al.*, 2007], while the Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) Falcon 20 (hereafter D/F20) was equipped with the airborne Wind Infrared Doppler lidar [WIND, *Werner et al.*, 2001; *Reitebuch et al.*, 2001]. The measurements were made over northern Niger, southwest of the Hoggar and the Aïr mountains (Fig. 1). Both aircraft flew at approximately 8 km above mean sea level (msl) from Niamey (2.16°E/13.5°N) to a point close to the Algerian border located at 7°E/20°N. The mission was performed in the early morning between 0600 UTC and 0900 UTC (between 0700 and 1000 LT, i.e. shortly after sunrise which was around 0545 LT in the region of operations), when the monsoon flow is typically strong and the ITD is well defined. WIND-derived vertical profiles of the horizontal wind vector are determined by a conical scan using the Velocity Azimuth Display technique. The vertical and horizontal resolutions of the wind field are 250 m and about 4 km, respectively. LEANDRE-derived atmospheric reflectivity (at 730 nm) is mostly sensitive to aerosols with radii ranging from 0.1 to 5 µm, and hence to dust aerosols [e.g. *Flamant et al.*, 2007]. Reflectivity associated with desert dust is generally not expected to be sensitive to relative humidity fluctuations, especially close to the emission sources, and may be considered as a good proxy for aerosol concentration. The vertical and horizontal resolutions of the reflectivity field are 15 m and about 1.5 km, respectively. In the present study, lidar are used mainly for model validation purposes.

2.2.2 Ground based measurements

Observed surface thermodynamics measurements were also used for model validation purposes over the entire period from 2 to 12 July 2006. Surface wind (10 m above ground level, agl), temperature and humidity (2 m agl) acquired in Niamey, Niger, were obtained from

meteorological station instruments (e.g. Slingo et al., 2008), aerosol optical depth (AOD) data were obtained from the sun photometer instrument deployed at Banizoumbou, Niger, (20 km away from Niamey) under the AERONET project (level 2 cloud-screened product data were used here).

2.2.3 Spaceborne observations

The horizontal distribution of dust is described using SEVIRI images produced from a combination of three infrared channels, namely channel 10 (12 μm), channel 9 (10.8 μm) and channel 7 (8.7 μm). False-color images (available on http://radagast.nerc-essc.ac.uk/SEVIRI_Dust.shtml) are created using an algorithm developed by EUMETSAT which colors red the difference between the 12.0 and 10.8 μm channels, green the difference between the 10.8 and 8.7 μm channels and blue the 10.8 μm channel [e.g. *Schepanski et al.*, 2007]. On these composite images, dust appears pink or magenta.

Finally, daily 1°x1° resolution AOD fields obtained from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) /AQUA Deep Blue Collection 005 over desertic surfaces (MOD08 product) were used to compute dust mass loads associated with the emissions in the ITD region, using the relationship proposed by *Koren et al.* [2006], and updated by *Todd et al.* [2007].

3. Low-level dynamics and associated dust emissions during the study period

During the 2-12 July 2006 period, prevailing meteorological conditions over West Africa are investigated using the MesoNH simulation. Figure 2 shows a Hovmoeller plot at 6°E over 12-28°N for wind speed at 925 hPa and dust concentration at 30 m agl. During 2-12 July 2006, Niger and Mali were under the influence of strong opposing winds (in excess of 16 m s^{-1} at 925 hPa) separated by an area of weak winds (~ 2 m s^{-1}) close to 17°N corresponding to the ITD. To the north of the ITD, where the northeasterly flow is modulated by the presence of orography, the strong winds are connected to the formation of nocturnal LLJs (above the nocturnal inversion, e.g. *Thorpe and Guymer*, 1977). South of the ITD, they correspond to the strong south-westerly monsoon flow (Fig. 2). The winds on the both side of the ITD and the ITD itself manifested a well marked diurnal cycle as illustrated in figure 2 with strongest winds during night and shortly before sunrise. A cut-off in the winds at 925 hPa to the north of the ITD is seen on 10-12 July

accompanied with a decrease in the monsoonal winds (Fig. 2). The position of the ITD over Niger and Mali was seen to evolve northward between 2 and 12 July, from 15°N and reaching 19°N near the foothills of the Aïr Mountains.

The LLJs seen to the north of the ITD were responsible for large dust uplifts simulated in the morning hours after sunrise during the 2-12 July period (Fig. 2 right panel). These emissions to the north of the ITD are related to surface wind speed maxima that occur in the hours after sunrise. The phase shift in the diurnal cycle of the LLJ and surface winds is associated with the downward transfer of momentum from the nocturnal LLJ to the surface due to turbulent mixing after solar heating commences each day. This has been well established in the Bodélé region for instance (e.g. *Todd et al.,* [2007]).

To the south of the ITD, dust emissions seem to occur preferably during night and the early morning hours (before sunrise) and are in phase with the simulated winds maxima (Fig. 2). This is related to the mechanism identified by *Bou Karam et al.* [2008] in which highly turbulent winds along the leading edge of the monsoon flow lead to dust uplifts over Sahara-Sahel. The dust emissions associated with this mechanism were observed in the early morning hours, when the nocturnal monsoon flow was still behaving as an intruding density current, advancing into the harmattan flow (Fig. 2).

4. Model validation

4.1 Temporal evolution of meteorological variables in Niamey

At the location of Banizoumbou in the zone of monsoon southwesterly winds the simulated AODs are found to be underestimated with respect to the sunphotometer-derived AODs for the period from 4 to 8th July, while being slightly overestimated for the remaining of the period (9-12th July, Fig. 3a). Model-derived AODs on 2 and 3 July were discarded, essentially because of aerosol-related spin-up issues. The model is initialized with a blank aerosol field, and the model needs about two days to develop a realistic dust concentration field through emissions and transport (i.e. from 4 July on). Observed 10 m winds at Niamey exhibit a marked diurnal cycle (Fig. 3b), as expected in this region [*Parker et al.*, 2005], while remaining relatively weak during the period with maxima just over 6 m s^{-1}. The simulated wind speeds are seen to be slightly overestimated, while the diurnal evolution of the wind speed is found in fair agreement with the observations

(Fig. 3b). The simulated 2-m temperature and relative humidity are in remarkable agreement with the observations (Fig. 3c, d).

4.2 Dust load over the study domain on 5 and 6 July 2006

SEVIRI false-color image on 5 July 2006 at 1200 UTC shows a large dust cloud covering the Hoggar southwest foothills. Large amount of dust is observed also to the west of the Hoggar Mountains over Algeria, west of the Aïr Mountains probably associated with cyclonic activity in the ITD region as discussed by *Bou Karam et al.*, [2009] (see the closed circulation seen in the streamlines in Fig. 4b near 4°E, 18.5°N) as well as over northern Niger (Fig. 4a). This distribution of dust over the study domain was well reproduced by MesoNH (Fig. 4b). AOD values at 550 nm in excess of 2 were associated to the dust load present over southern Algeria and reaching 3 for the dust over Niger. A similar consistency between the model and SEVIRI observations was found on 6 July 2006 at 1200 UTC. On that day, the ITD was visible on the SEVIRI-MSG image by a linear dust feature along it resulting from the westward zonal advection of the vertically mixed dust (Fig. 4c). This structure was well captured by the model (Fig. 4d).

4.3 Dust emission at the leading edge of the monsoon flow

To assess whether the model can reproduce the dust lifting observed to occur near the leading edge of the nocturnal monsoon flow, we first compare the vertical structure of the model simulated wind field with the WIND-derived observations along the flight track from Niamey and back acquired on 7 July 2006 (cf. Fig. 1). The structure and the intensity of the main dynamical features present over Niger on that day are well captured by the model (Fig. 5 and 6). The near-surface wind reversal associated with the ITD observed to be around 18.7°N along the both transect (Fig. 5a, b) is simulated in the right position (Fig. 5c). The structure of the monsoon-harmattan interface (not just the ITD) standing out clearly in the WIND data as the region of very light winds separating the two opposing flows (Fig. 5a, b) is also well represented in the model. The depth and direction of the south-westerly monsoon flow in the simulation is quite realistic (Fig. 6). The African easterly jet is clearly seen in the WIND data, extending throughout the entire aircraft leg, with the largest wind speeds between 5 and 6 km msl (Fig. 5) and is realistically

represented in the simulation (Fig. 5c and 6c). North of the ITD, WIND data evidence the existence of a thin near-surface layer of strong north-easterly winds (12-14 m s^{-1}), separated from the north-easterly African easterly jet (16 m s^{-1} or more) by a layer of weaker winds (8 m s^{-1}) as seen in Fig. 5a,b. This feature, corresponding to an orography-induced low-level jet in the lee of the constriction between the Aïr and the Hoggar, is well represented in the model. This low-level jet has important implication in terms of the dust lifting to the north of the ITD as discussed next.

Figure 7a shows the vertical structure of the total dust concentration field simulated by MesoNH along the aircraft flight track at 0600 UTC on 7 July 2006. Large dust concentrations (> 1000 µg m^{-3}) are obtained above the surface just south of the ITD (at 18.5°N) in connection with the strong near-surface winds as detailed by *Bou Karam et al.* [2008]. This is in good agreement with the large lidar-reflectivity values (acquired with LEANDRE 2, Fig. 7b) around 18.5°N which indicate large aerosol concentrations (see *Bou Karam et al.* [2008]). Important dust concentrations (between 300 and 1000 µg m^{-3}) are also simulated along the monsoon-harmattan interface (delineated by the isotach zero of the simulated wind transverse to the cross-section). This is also consistent with the LEANDRE-derived reflectivity field (Fig. 7b) and is related to the transport of the dust lifted at the leading edge of the monsoon flow by circulation in the head of the "monsoon density current". Away from the leading edge, some of the mobilized dust was observed to mix across the monsoon-harmattan interface, due to the existence of mechanical shear above the monsoon layer (around 17°N), and to become available for long-range transport by the harmattan [*Bou Karam et al.*, 2008].

The simulated turbulent kinetic energy field along the cross-section (Fig. 7c) is coherent with the observational picture and shows the presence of a core of high values along the monsoon-harmattan interface around 17°N. Large turbulent kinetic energy values are also seen further north along the monsoon-harmattan interface (closer to the leading edge of the monsoon), as well associated with the African easterly jet around 19°N. North of the ITD, large dust concentrations (> 1000 µg m^{-3}) are simulated near the surface, in connection with the strong low-level winds (Fig. 5c). LEANDRE-derived reflectivity does not suggest the presence of dust loads as large as those observed to the south, in spite of the fact that the area is a known dust source, being located in the vicinity of mountain foothills where fluvial sediment provides fine material for deflation [e.g. *Schepanski et al.*, 2007]. A possible explanation could be that the source north of 19°N was limited in its supply of erodible sediments and that deflatable sediments are no longer available to

be mobilized, while in the simulation the supply is unlimited (by construction). Another explanation could be the fact that the soil type in this area is very variable and this variability is not well represented in the model, so the model will not be able to reproduce the same dust emission along the precise location of the flight path.

In conclusion, the comparison with airborne lidar observations (vertical cross-sections) suggests that the model can be used reliably to analyse and quantify the dust emissions associated with the progression of the nocturnal monsoon over the Sahelian dust sources. The comparison with the surface observations in Niamey (over the 10 day period) suggests that the near surface characteristics of the monsoon to the south of the ITD are realistically reproduced over the period of the simulation. The fair agreement with the AOD observations in Banizoumbou suggests that the dust loads transported to the south from the ITD region are reasonably well replicated.

5. Dust loads in the ITD region

The overall objective is to determine the dust load associated with the emission occurring at the leading edge of the monsoon flow and subsequently transported south within or just above the monsoon layer. We first computed the dust load over the whole domain and compared it against estimates from observation as now explained.

5.1 Dust loads over the entire domain

The model-derived dust load associated with low-level wind is estimated as the vertical integration of dust concentration in the lowest layers located between the surface and 2000 m agl. The height of the upper boundary was imposed by the depth of the monsoon flow observed and simulated a few hundreds of kilometres south of the ITD (Figs. 5 and 6).The temporal evolution of the model-derived dust load, averaged over the simulation domain, is shown in Fig. 8. The dust loads are obtained every 6 hours from the dust concentration fields associated with the emission both to the north and to the south of the ITD, as:

$$M_s = A \times \sum_k C_k \times \Delta z_k \,, \qquad (1)$$

where A is the model domain area, C_k is the domain area average mean dust concentration at level k and Δz_k is the depth of the layer comprised between levels k-1 and k. The dust load is simulated to increase between 4-8th July, and decrease afterwards. These estimates were compared to dust loads derived from MODIS AODs, using the relationship proposed by *Koren et al.* [2006], and updated by *Todd et al.* [2007]:

$$M_o = A \times F \times \sigma, \quad (2)$$

where σ is the domain area average mean dust AOD and F is a coefficient set to 1.9 µg m^{-2} (*Todd et al.* 2007). Dust loads are computed using Eq. (2) using both model-derived AODs and MODIS-derived AODs (Fig. 8). The evolution of the dust load derived from the model-derived AODs shows the expected consistence with the dust load derived from Eq. (1). The dust load derived from Eq. (2) is systematically larger that those derived from Eq. (1). This can be explained by uncertainty in the coefficient F in Eq. (2) and the fact that the modelled AODs account for dust present in the entire column, not just in the lower 2000 m**.** The dust load derived from MODIS AODs is found to be larger than the modelled counterparts, except on 4, 6 and 7 July 2006.

Observed dust loads are relatively constant during the period, around 3 Tg. It is worth noting that these dust loads are not representative of dust emitted within the domain only, but also likely account for large scale transport of dust emitted in source regions to the north and to the east of the domain. This is not the case for the dust loads derived from dust concentration fields between 0 and 2000 m agl (using Eq. (1)), which represent only the amount of dust emitted within the domain and are seen to increase from mean daily values of 1.8 Tg on 4 July to ~2.5 Tg on 7 July, and to decrease from then on.

5.2 Dust loads associated with emissions at the leading of the monsoon

Buckle [1996] defines the ITD using a 14°C dew-point temperature criterion, with air to the north (south) of the ITD being characterized by dew-point temperatures less than (in excess of) 14°C and northerly to easterly (southerly to westerly) winds. The ITD is generally best defined during the night, when in the absence of buoyancy-related turbulence in the PBL, the monsoon flow progresses northward, thereby leading to the existence of a sharp density gradient across the

monsoon-harmattan interface. This is why the position of the ITD is generally presented at 0600 UTC on charts. In the daytime, the turbulence in the PBL tends to mix the opposing flows and thermodynamic layers in the ITD region, thereby decreasing the density gradient across the monsoon-harmattan interface, and making it appear that the ITD is retreating south. In the following, we have used the 14°C dew-point temperature criterion to determine the position of the ITD in the simulation, using the dew-point temperature computed on the lowest model level (i.e. 30 m agl). The dust load in the region to the south of the ITD only was then calculated.

The temporal evolution of the dust load below 2000 m south of the ITD is shown in Fig. 9a. Dust load increases from 4-8 July, and decreases afterwards, in connection with the near surface wind speeds. The temporal evolution of the dust load below 2000 m correlates well with the dust load in the lowest model layer (between model 30 and 60 m agl, respectively, Fig. 9b). Interestingly, peak dust loads between 30 and 60 m agl are observed at 0000 UTC on 5, 7 and 8 July 2006. This gives us confidence that the dust load contained in the monsoon flow is indeed related to emissions at the leading edge of the monsoon flow.
On 5 July the daily mean value of dust load in the monsoon layer south of the ITD was about 0.5 Tg and increased to 0.8 Tg on 7 and 8 July. Mean daily values between 9 and 11 July were on the order of 0.5 Tg.

5.3 Discussion

In the present case, the daily average of dust load over the entire domain associated with emissions on the both side of the ITD was found to be on the order of 2.5 Tg i.e. close those derived downstream of the Bodélé depression [e.g. *Todd et al*,. 2009], while the daily average of dust load associated with emissions at the leading edge of the monsoon flow was estimated to range between 0.5 and 0.8 Tg. This suggests that dust emissions related to the monsoon dynamics are close to the daily rate of dust emissions from the Bodélé depression in the winter time (0.77 Tg day^{-1}), estimated by *Koren et al.* [2006] using Eq. (2) with a coefficient F set to 2.7 µg m^{-2} and using AODs derived from the Multiangle Imaging SpectroRadiometer (MISR) instrument. Furthermore, the emissions related to the mechanisms highlighted by *Bou Karam et al.* [2008] may be substantial if we consider that the ITD is positioned over Sahel for 2 months. This study suggests that the dust emitted north of the ITD is also significant (and likely larger than to the south).

Given the model domain size, it is worth noting that not all sources spreading across the Sahel are accounted for in the simulation [e.g. *Engelstaedter et al.*, 2006], and that we only provide a lower bound for the dust load associated with emission linked to strong surface winds on both sides of the ITD across Sahel (note that our domain does not include the Bodélé Depression).

Furthermore, if we consider that large dust outbreak episodes occur on 40% of winter days [*Koren et al.*, 2006] and that the ITD positioned over Sahel for nearly 2 months during the Spring/Summer, we may realistically think that, for a given year, dust emissions occurring on both sides of the ITD while it lies across the dust hot spots of the Sahel-Sahara may contribute significantly to the total dust load over West and North Africa observed annually and should be well represented in the regional models.

One potentially pending issue concerns the nature of the dust sources present to the southwest of the Hoggar and Aïr mountains. Unlike the Bodélé depression area which can be considered as an infinite dust supply, Sahelian sources in this region consist of rain-related fluvial deposits in ephemeral rivers and streams draining the Hoggar and Aïr. As such, they are weather dependent and related deflatable material may not be continuously available. The model does not account for that and tends to treat such sources as an unlimited dust supplier. For the period under scrutiny, the comparison between dust loads obtained from model-derived AODs and MODIS-derived AODs using Eq. (2) for the entire simulation domain evidence that observational estimates are always larger than their modelled counterparts (Fig. 8). This could be an indication that, on average over the domain, the emissions connected to the strong surface winds are likely not overestimated, and that deflatable material in ephemeral rivers and streams was available for mobilization during the period. This may not necessarily be true for a longer period.

6. Summary and conclusions

A three-dimensional mesoscale numerical simulation has been performed to investigate the dust emissions over Sahel associated with strong near-surface winds in the region of the West African ITD during the summer, when the ITD is located close to 18°N. The study focuses on the 2-12 July 2006 period, in the framework of the AMMA Special Observing Period 2a1. A comparison with space-borne observations from SEVIRI as well as airborne lidar observations acquired on 7 July 2006 demonstrates that the model is able to reproduce the complex structure of the dynamics and aerosol field associated with the monsoon-harmattan interface. A comparison with the surface

observations in Niamey, over the 2-12 July period, indicates that the near surface characteristics of the monsoon to the south of the ITD are realistically reproduced over the period of the simulation. This suggests that the model can be used reliably to analyse and quantify the dust emissions associated with the strong monsoonal surface winds blowing over the Sahelian dust sources during the rainy season.

The dust load in the ITD region simulated by the model was compared to the estimates derived from satellite observations using the method by *Koren et al.* [2006]. The daily mean values of dust load related to the strong winds on both side of the ITD, estimated from the simulation within the model domain (2W-16E, 12-28N), are in excess of 2 Tg on some days and are found to be underestimated with respect to the observational estimates. In the present case, the dust load associated with the monsoon turbulent winds south of the ITD accounts for approximately 1/3 of the total dust load over the entire domain on given day and is estimated to range between 0.5 and 0.8 Tg on average. This indicates that the daily mean dust load, associated with the monsoon winds in the ITD region, is close to the daily emissions derived downstream of the Bodélé depression during strong dust outbreak events.

This study suggests that dust emissions driven by strong surface winds occurring on both sides of the ITD, while it lies across the Sahel-Sahara during the whole monsoon season, produces substantial quantities of dust and may contribute significantly to the total dust load over West and North Africa observed annually.

Further investigation is needed to substantiate these findings, in particular performing longer simulations over the whole Sahel-Sahara in order to evaluate the contribution of the dust emissions in the ITD region to the total dust production during the summer dust season in West Africa.

Acknowledgements

"Based on a French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, especially from France, UK, US and Africa. It has been the beneficiary of a major financial contribution from the European Community's Sixth

Framework Research Programme. Detailed information on scientific coordination and funding is available on the AMMA International web site http://www.amma-international.org".

The authors wish to thank the SAFIRE (Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement, www.safire.fr), the Institut Géographique National (IGN, www.ign.fr) and the Division Technique of the Institut National des Sciences de l'Univers (DT/INSU, www.dt.insu.cnrs.fr) for preparing and delivering the research aircraft (Falcon 20 / F-GBTM) and the airborne instruments in a timely manner for the AMMA SOP. The deployment of the DLR Falcon aircraft during AMMA was partly funded by DLR and the authors wish to thank the professional support and operation of the aircraft by DLR flight facility. They also wish to thank the AMMA Operation Center and their partners across West Africa for smoothing out many aspects of the airborne operations. The authors are grateful to D. Bruneau and P. Genau (Service d'Aéronomie), F. Blouzon, A. Abchiche, D. Chaize, and N. Amarouche (DT/INSU) for re-fitting and operating the LEANDRE 2 system in the F/F20. The authors wish to thank O. Reitebuch, P. Drobinski, P. Delville, M. L. Denneulin, B. Romand, E. Nagel, J. P. Aubagnac and F. Lavie for the preparation, deployment and operation of the WIND during AMMA, as well as the processing and analysis of the data. The authors wish to thank Alf Grini and Juan Escobar for their help and advice on the modelling issues.

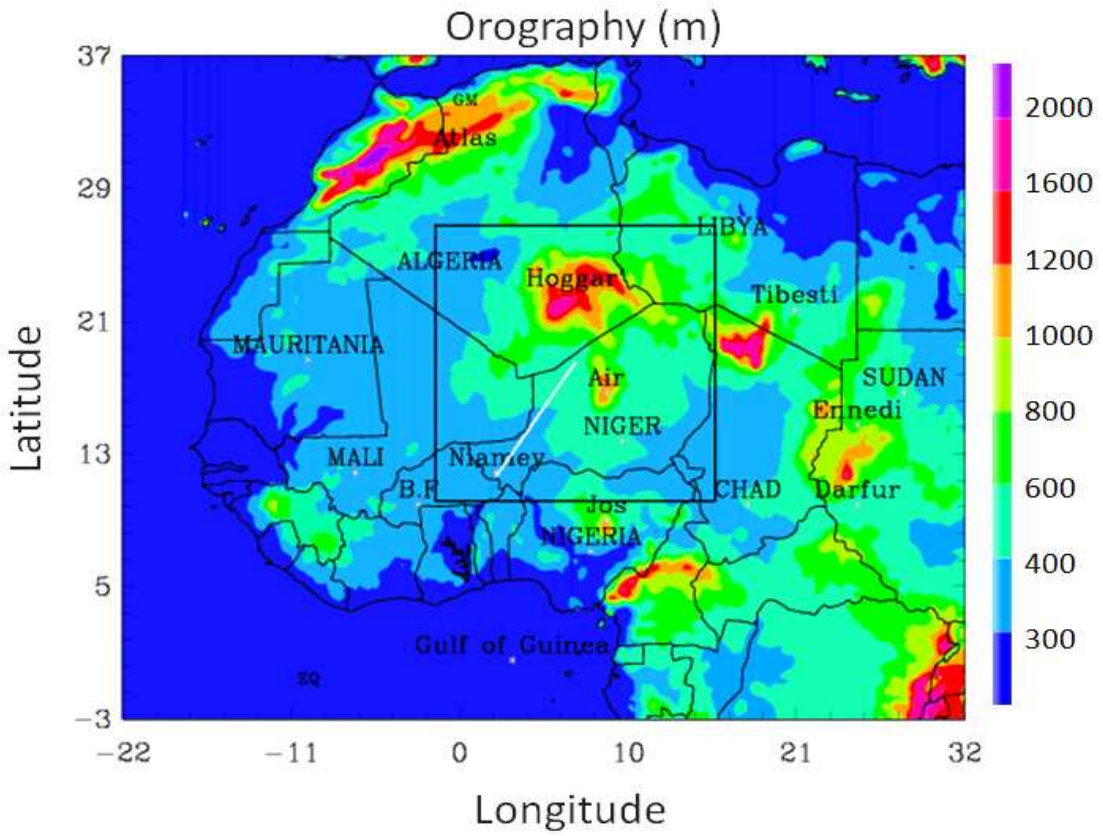


Figure 1: Map of Africa showing the orography (m) over the continent. The domain of the MesoNH simulation is shown by the black box. The white solid line shows the aircraft flight track on 7 July 2006.

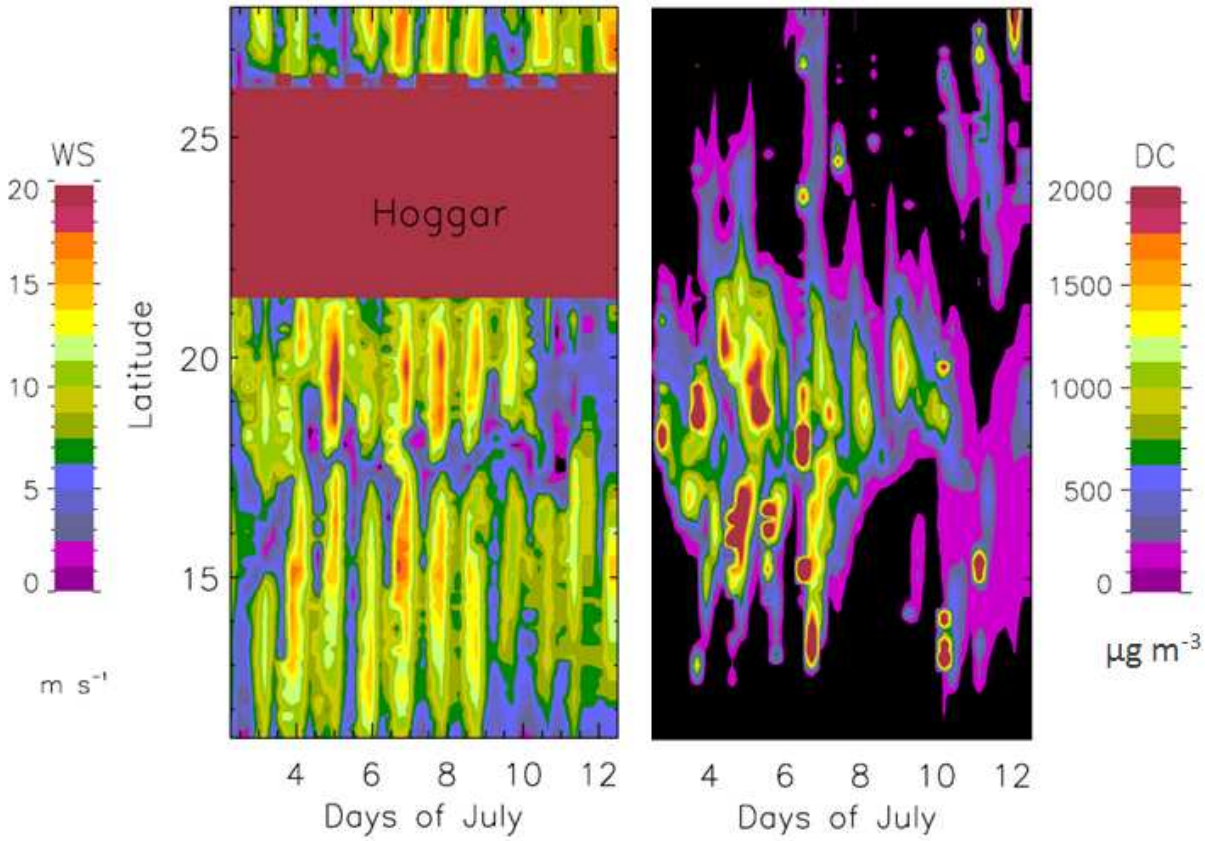
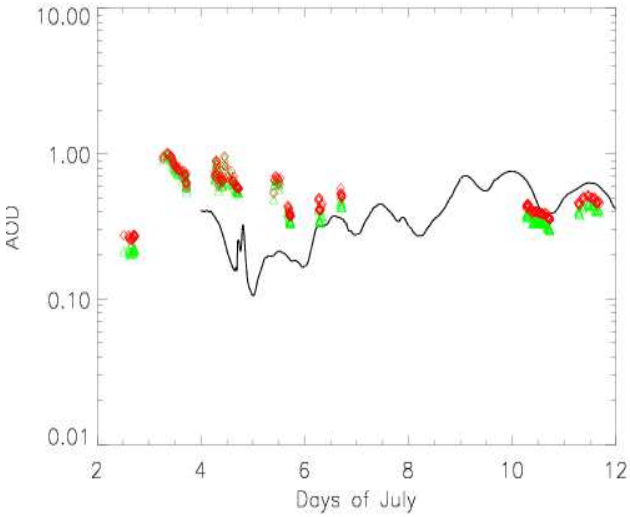
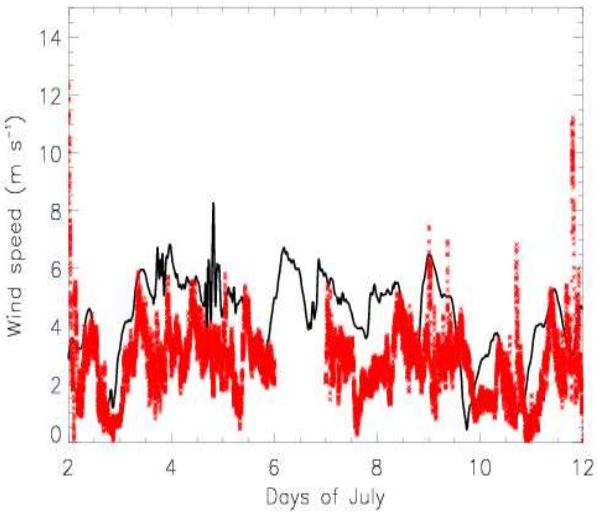


Figure 2: Hovmoeller at 6°E over 12-28N of (left) wind speed at 925 hPa and (right) dust concentration at 30 m agl simulated with MesoNH.

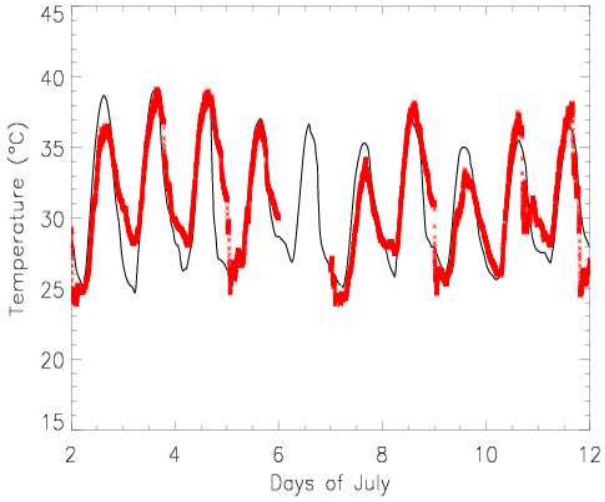
(a)



(b)



(c)



(d)

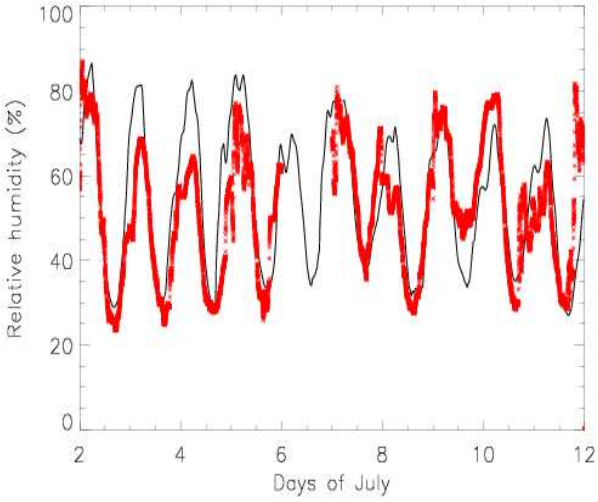


Figure 3: (a) Sunphotometer-derived AOD measured in Banizoumbou, Niger, at 675 nm (green triangles) and at 440 nm (red diamonds) and simulated at 550 nm with MesoNH between 2 and 12 July 2006. Comparison of Meso-NH derived (solid line) and observed (red dots) 10-m wind speed (b), 2-m temperature (c) and 2-m relative humidity (d) in Niamey, Niger between 2 and 12 July 2006.

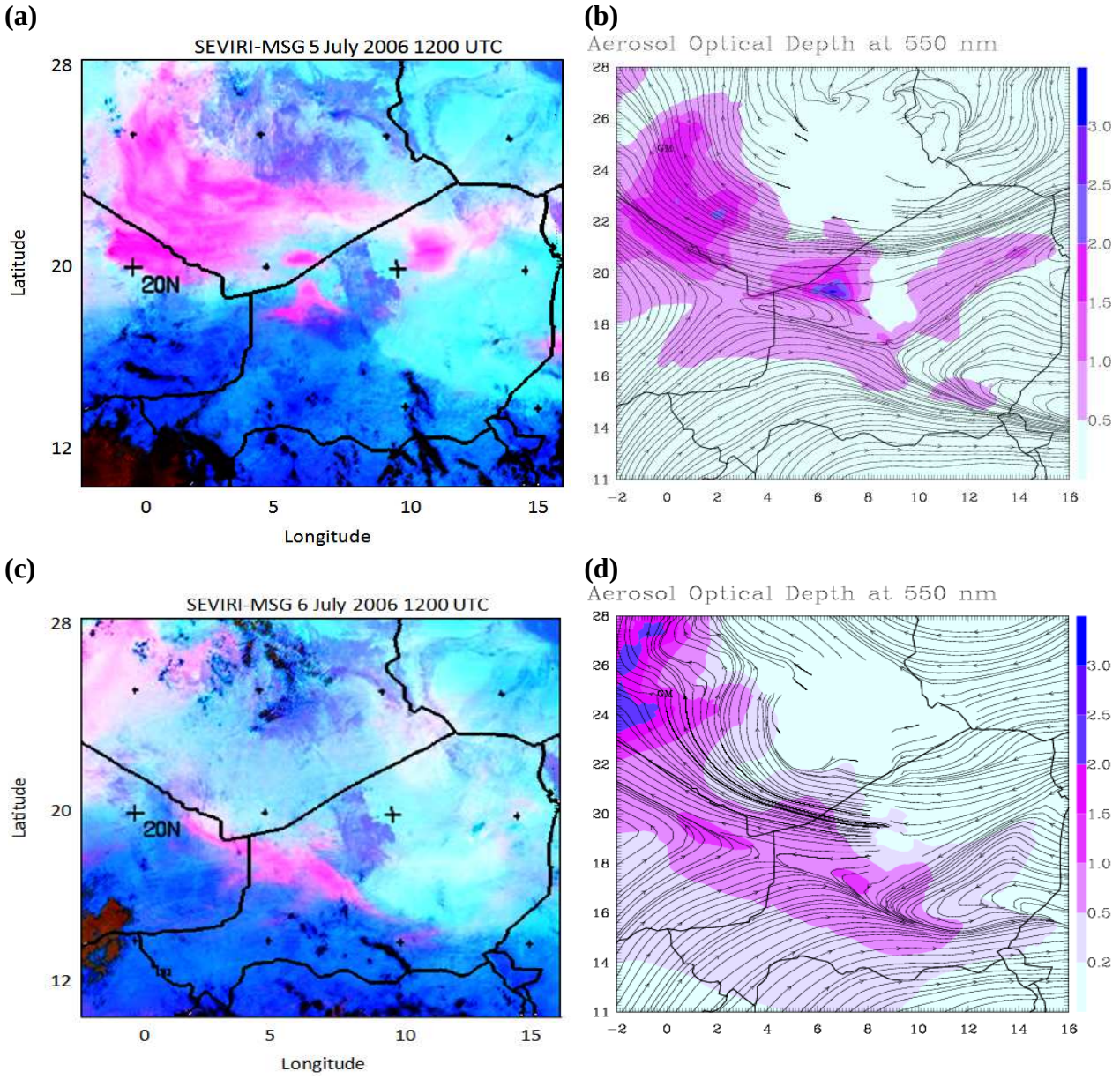


Figure 4: SEVIRI-MSG false-color image (a) and aerosol optical depth at 550 nm simulated with MesoNH (b) on 5 July 2006 at 1200 UTC. (c) Same as (a) but for 6 July 2006 at 1200 UTC. (d) Same as (b) but for 6 July 2006 at 1200 UTC.

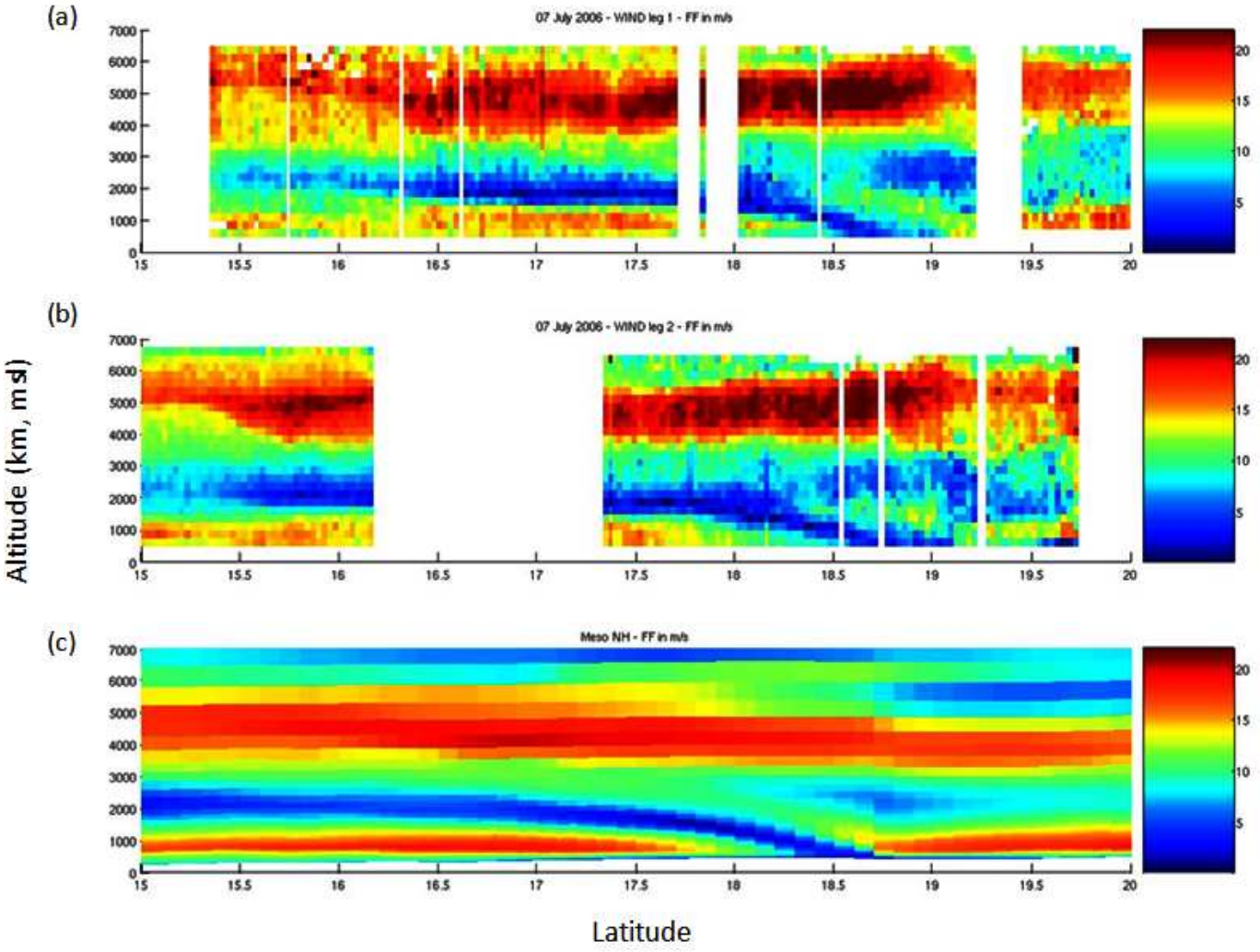


Figure 5: Along aircraft track cross-section of wind speed derived from WIND on 7 July 2006 between 0616 and 0718 UTC (a) and between 0719 and 0827 UTC (b), and derived from the simulation at 0600 UTC (c). The x axis represents latitudes and the y axis represents altitudes (m).

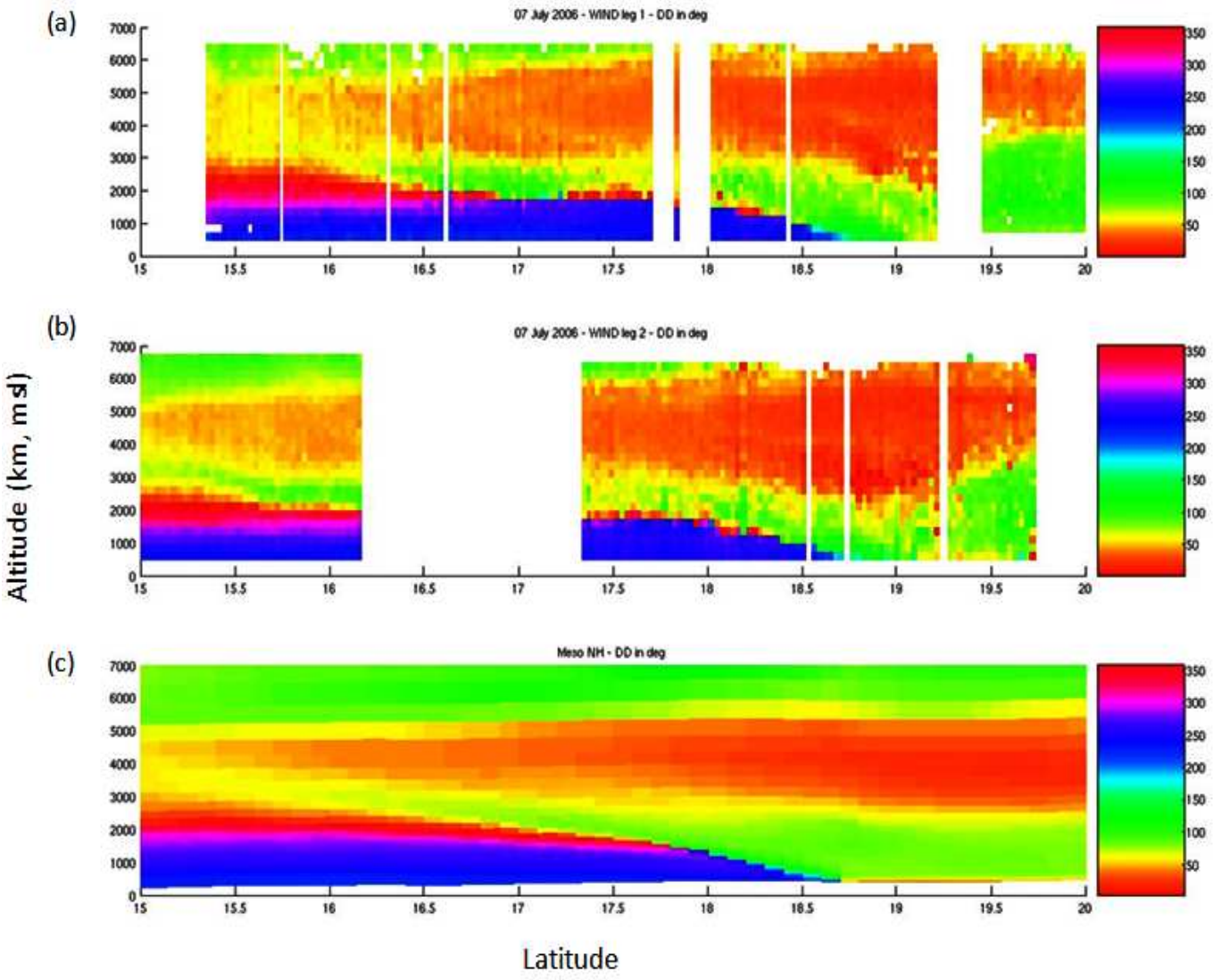


Figure 6: Same as Fig. 5, but for wind direction.

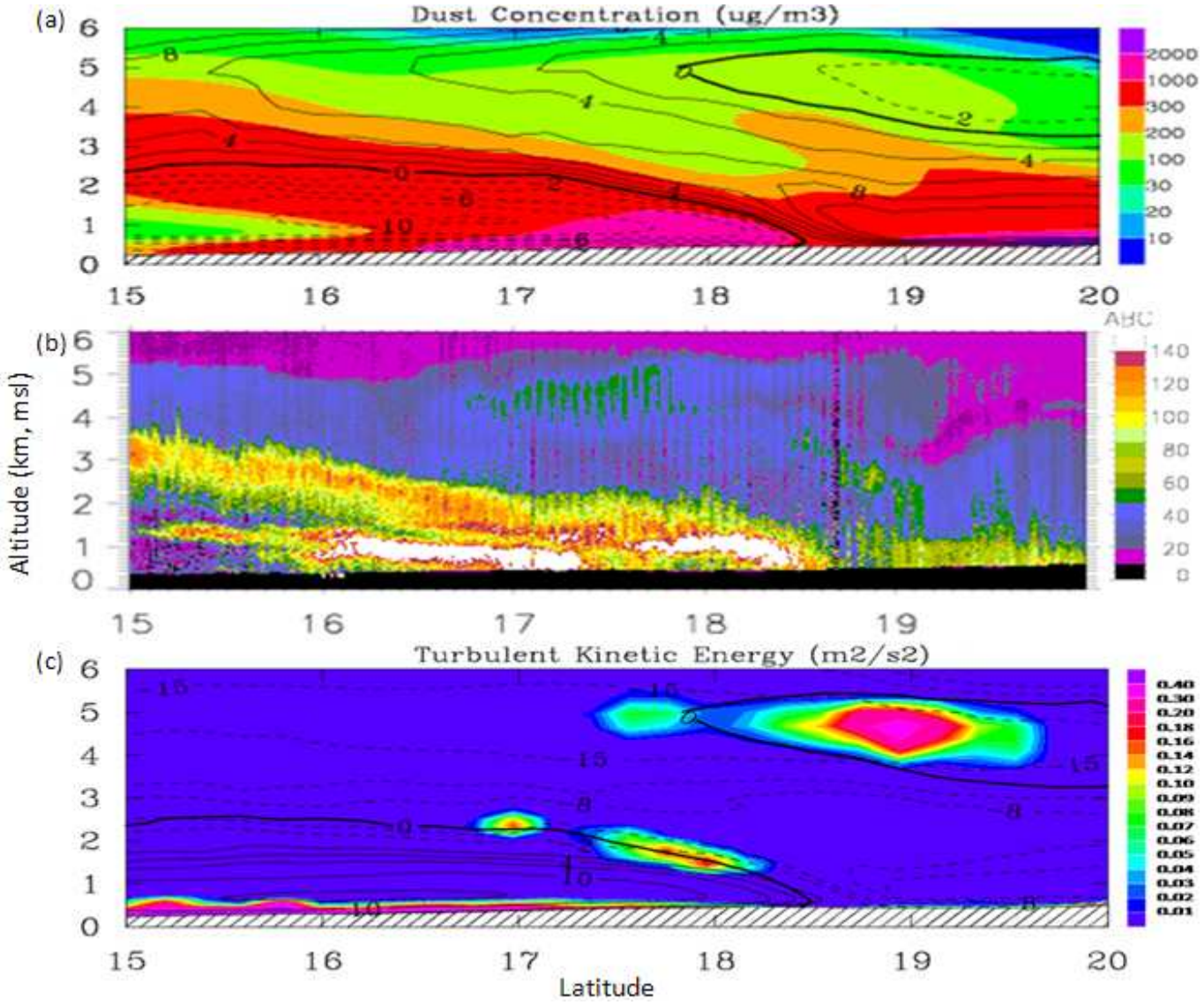


Figure 7: (a) Cross-section of model-derived total dust concentration along the aircraft transect on 7 July at 0600 UTC. The thick solid line indicates the isotach zero of wind transverse to the cross-section. Wind speed transverse to the cross-section is contoured every 2 m s^{-1}, with thin dashed lines indicating winds towards the reader and thin solid lines winds away from the reader. (b) LEANDRE-2 derived atmospheric reflectivity at 730 nm obtained on 7 July 2006 along the aircraft transect between 0602 and 0658 UTC. (c) Same as (a), but for turbulent kinetic energy.

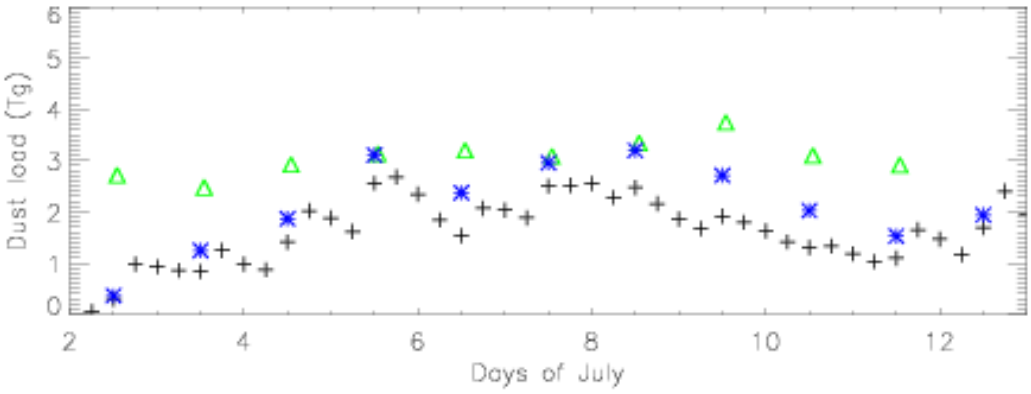


Figure 8: Temporal evolution of the dust load computed from model-derived total dust concentrations using Eq. (1) between the ground and 2000 m agl (crosses), from model-derived AODs using Eq. (2) (blue asterisks) and from MODIS-derived AODs using Eq. (2) (green triangles).

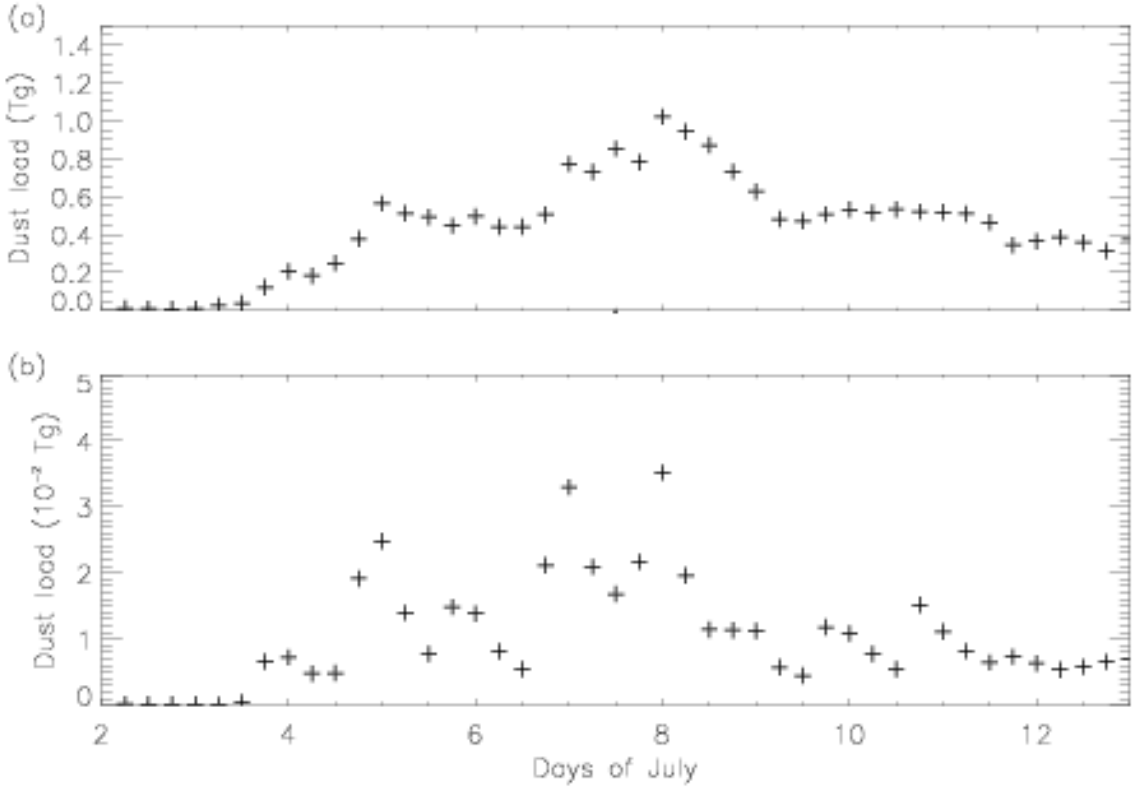


Figure 9: (a) Dust load south of the ITD computed from model-derived total dust concentrations using Eq. (1) between the ground and 2000m. (b) Same as (a), but computed between the ground and 30m.

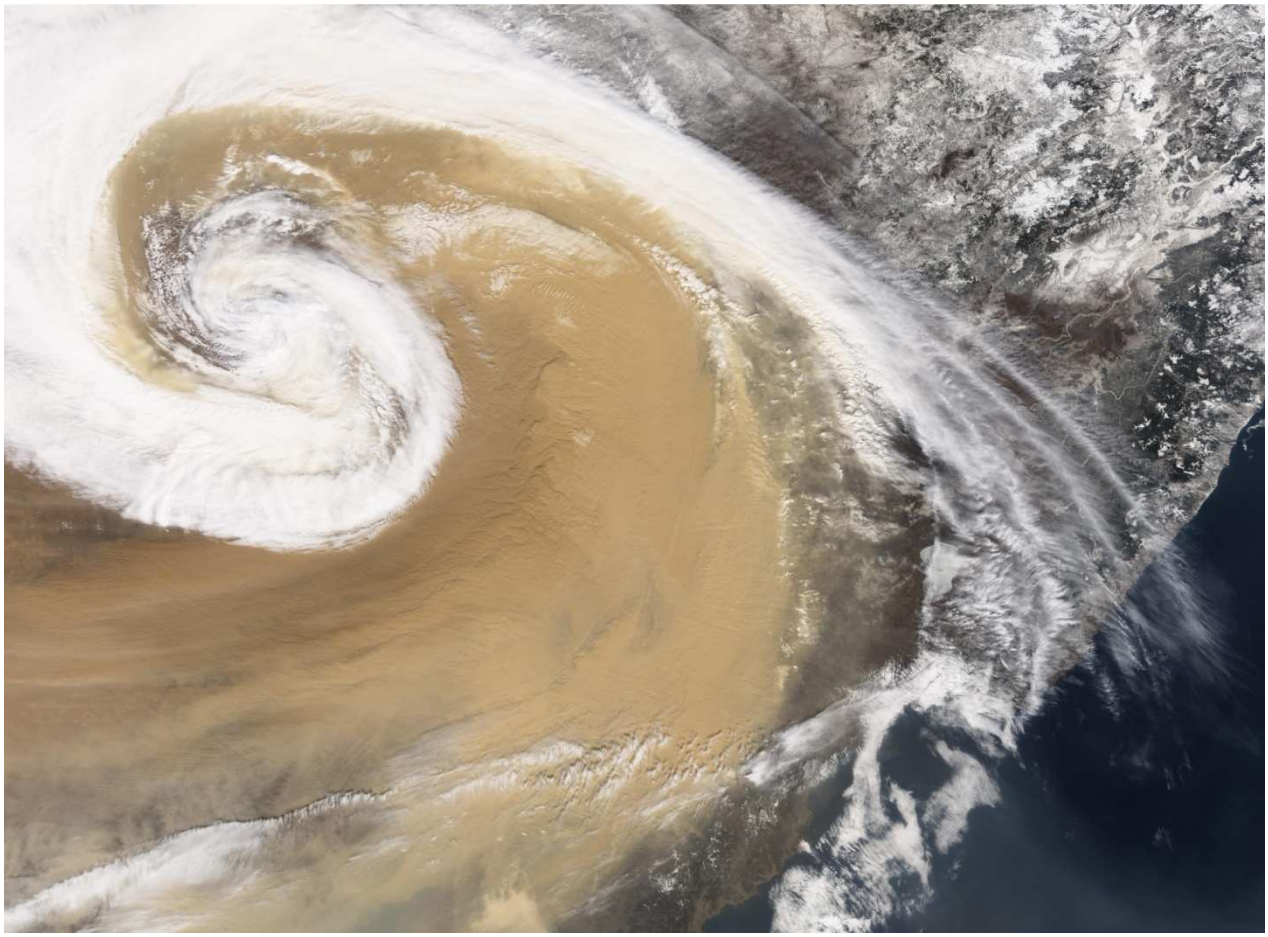
5.5 Conclusions

Ces deux études nous ont permis d'identifier un élément important du schéma global des mécanismes impliqués dans les émissions d'aérosols en Afrique de l'Ouest durant la saison des pluies et d'y quantifier sa contribution.

Par le biais des observations aéroportées récoltées en juillet 2006 durant la SOP 2a1 du projet AMMA, un nouveau mécanisme d'émission d'aérosols a été mis en évidence. Il s'agit du soulèvement d'aérosols au niveau du front de la mousson dans la région de l'ITD durant la nuit et jusqu'au lever du soleil. Des forts vents turbulents associés à un flux de mousson ayant les caractéristiques d'un courant de densité sont à l'origine de ces émissions.

Les aérosols soulevés initialement au niveau du front de la mousson ont atteint des altitudes beaucoup plus élevées rendu ainsi disponibles au transport à grandes distances. L'occurrence de ce mécanisme durant toute la saison de mousson pourrait avoir des implications sur le bilan radiatif local et régional d'où l'importance d'une bonne reproduction de ce mécanisme par les modèles dédiés à l'étude de l'impact radiatif des aérosols. Le mécanisme détaillé a été bien reproduit par le modèle MesoNH ce qui, par la suite, a permis la quantification des émissions d'aérosols dans la région du Front Intertropical en Afrique de l'Ouest durant la saison des pluies. La charge journalière moyenne en aérosols désertique dans le domaine étudié a été estimée à 0.7 Tg.

VI. La formation de cyclones dans la région du FIT et leurs implications sur l'émission et le transport d'aérosols minéraux au-dessus du Sahel-Sahara.



6.1 Introduction	205
6.2 Description du mécanisme	206
6.3 Conclusions	234

6.1 Introduction

Dans cette partie nous décrivons le phénomène de formation de cyclones dans la région de l'ITD et nous détaillons par la suite l'impact des cyclones sur l'émission et le transport d'aérosol en Afrique de l'Ouest. Ce chapitre est constitué d'un article soumis au *Journal of Geophysical Research* après une première révision, intitulé «*Dry cyclogenesis and dust mobilization in the Inter Tropical Discontinuity of the West African Monsoon: a case study*».

L'article s'appui sur une étude numérique tridimensionnelle de 24 heures (7-8 juillet 2006) effectuée par le modèle MesoNH au-dessus du Niger et du sud de l'Algérie où se dressent les massifs du Hoggar et de l'Aïr. Le rôle de l'orographie a été évalué via une comparaison entre simulations avec reliefs et simulations sans. L'article détaille la formation de l'un des 3 cyclones formés durant les 24 heures d'étude.

D'après les résultats du modèle, la formation du cyclone était due au cisaillement horizontal existant le long de l'ITD et fut accentuée par la présence d'orographie dans la région étudiée. En effet, l'ITD étant l'interface à la surface entre le flux d'harmattan et le flux de mousson, est une région de basses pressions et est caractérisée par un important cisaillement horizontal entre ces deux masses d'air. Ceci en fait une région propice à la formation de vortex.

D'autre part, les résultats de la simulation sans orographie ont montré que la formation des cyclones peut avoir lieu tout le long de l'ITD même au dessus des régions sans relief. Néanmoins, l'orographie, par la création de jets de basses couches (suite au blocage qu'elle exerce face aux masses d'air advectées de la méditerranée vers le continent africain) a favorisé la formation d'un cyclone mieux défini et ayant une durée de vie plus longue.

Durant la saison de mousson l'ITD se positionne aux alentours de 18°N balayant ainsi les régions arides de l'Afrique de l'Ouest où la présence de matières érodables à la surface est plus fréquente. Ainsi, de forts vents cycloniques associés au cyclone ont initié l'émission d'un panache d'aérosols près de la surface. Les aérosols mobilisés ont été mélangés par la suite sur la verticale jusqu'à 3-4km rendus ainsi disponibles au transport à plus grandes échelles temporelles et spatiales.

6.2 Description du mécanisme

Bou Karam D., C. Flamant, P. Tulet, M. C. Todd, J. Pelon and E. Williams **(2009a)**: Dry cyclogenesis and dust mobilization in the Inter Tropical Discontinuity of the West African Monsoon: a case study, ***in press, JGR.***

Dry cyclogenesis and dust mobilization in the Inter Tropical Discontinuity of the West African Monsoon: a case study

Diana Bou Karam [1], Cyrille Flamant [1], Pierre Tulet [2], Martin C. Todd [3], Jacques Pelon[1] and Earle Williams [4]

[1] Service d'Aéronomie/Institut Pierre et Simon Laplace, CNRS and Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

[2] Météo-France, CNRM-GAME, Toulouse, France.

[3] Department of Geography, University College London, London.

[4] Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, USA.

Abstract

Three-dimensional mesoscale numerical simulations were performed over Niger in order to investigate dry cyclogenesis in the West African Inter Tropical Discontinuity (ITD) during the summer, when it is located over the Sahel. The implications of dry cyclogenesis on dust emission and transport over West Africa are also addressed using the model results, together with space-borne observations from the Spinning Enhanced Visible and Infra-Red Imager (SEVIRI) and the Cloud-Aerosol LIdar with Orthogonal Polarization (CALIOP). The study focuses on the case of 7-8 July 2006, during the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) Special Observing Period 2a1. Model results show the formation of three dry cyclones in the ITD during a 24-hour period. Simulations are used to investigate the formation and the development of one of these cyclones over Niger in the lee of the Hoggar-Aïr Mountains. They show the development of the vortex to be associated with (a) strong horizontal shear and low-level convergence existing along the monsoon shearline and (b) enhanced northeasterly winds associated with orographic blocking of air masses from the Mediterranean Sea. The dry cyclone was apparent between 0700 and 1300 UTC in the simulation and it was approximately 400 km wide and 1500 m deep. Potential vorticity in the centre of vortex reached nearly 6 PVU at the end of the cyclogenesis period (1000 UTC).

The role of the orography on cyclogenesis along the ITD was evaluated through model simulations without orography. The comparison of the characteristics of the vortex in the simulations with and without orography suggests that the orography plays a secondary but still important role in the formation of the cyclone. Orography and related flow splitting tend to create low-level jets in the lee of the Hoggar and Aïr mountains which, in turn, create conditions favorable for the onset of a better defined and more intense vortex in the ITD region. Moreover, orography blocking appears to favor the occurrence of a longer-lived cyclone.

Furthermore, model results suggested that strong surface winds (~11 m s^{-1}) enhanced by the intensification of the vortex led to the emission of dust mass fluxes as large as 3 µg m^{-2} s^{-1}. The mobilized dust was mixed upward to a height of 4-5 km to be made available for long-range transport. This study suggests that the occurrence of dry vortices in the ITD region may contribute significantly to the total dust activity over West Africa during summer. The distribution of dust over the Sahara-Sahel may be affected over areas and at time scales much larger than those associated with the cyclone itself.

Key Word: AMMA, cyclones, MesoNH, ECMWF, CALIOP, SEVIRI

1. Introduction

In recent years, increased attention has been given to the dynamic processes that control dust mobilisation and transport from the arid and semiarid regions of West Africa. This dust is subsequently transported over scales ranging from local to global. The Inter Tropical Discontinuity (ITD), which marks the surface position of the interface between the cool, moist south-westerly monsoon flow and the hot, dry north-easterly harmattan flow and is also referred to as the monsoon shearline in the literature [e.g., *Sadler*, 1975], has been reported to be a key feature associated with dust emissions over West Africa. *Engelestadeter and Washington* [2007] have shown that the mean dust activity over the dust 'hot-spots' of the West African Sahara (about 18-20°N) exhibits a maximum around the monsoon onset period (June and July) in coincidence with the annual northward displacement of the ITD over the dust hot spots of the Sahel. The authors infer that emission is likely to be linked to small-scale high-wind events associated with dry convection, although direct evidence of this has yet to be confirmed. More recently, *Bou Karam et al.,* [2008] have identified a new mechanism for dust emission over the

Sahel in which highly turbulent winds at the leading edge of the monsoon nocturnal flow generate dust uplifting. Furthermore, studies of monsoon systems and cyclogenesis in other parts of the world indicate that the ITD, being characterised by a strong convergence and strong horizontal shear in the low levels, is expected to provide favourable dynamical conditions for cyclogenesis (e.g. *Briegel and Frank* [1997]; *Toyoda et al.,* [1998]). Over semi-arid and arid West Africa such cyclogenesis may lead to strong winds and dust mobilization.

Krishnamurti et al., [1980] have studied the vortex onset over the Arabian Sea associated with the Indian Monsoon. The development of large numbers of mesoscale vortices over the western North Pacific region has been observed during the Tropical Cyclone Motion-90 field campaign [*Lander and Holland* 1993]. In West Africa, the existence of mesovortices associated with the West African Monsoon has been evoked through tropical cyclogenesis studies e.g., *Karyampudi and Pierce* [2002] where it has been shown that the merger of low-level vortices associated with the monsoon shearline over the eastern Atlantic was at the origin of the initiation of the Tropical Storm Ernesto (1994) and Hurricane Luis (1995).

Karyampudi et al., [1994] pointed out the role of cyclogenesis in the leeside of the Rocky Mountains on blowing dust over the Great Plains. *Qian et al.,* [2002] investigated the relationship between dust storms and cyclone activity over China by conducting climatological analyses on 50-year weather data and showed that a high positive correlation was found between the annual dust weather frequency and the annual cyclone frequency. Dust mobilisation by the Mongolian cyclone over China has been simulated by *Liu et al.,* [2003], who demonstrated that this feature forms the major dynamic forcing pattern that mobilizes dust and that mechanical and convective turbulence play the major role in mixing the dust upward.

In spite of the fact that cyclogenesis has been reported to be associated with the convergence zone of monsoon systems in several regions of the globe (mostly over the ocean), and that cyclogenesis is known to be an important dynamical process for dust mobilization and transport, no attention has been given to dry cyclogenesis associated with the West African monsoon shearline over the West African continent (recognised as the world's largest source of mineral dust, *Prospero et al.,* [2002]), and its impact on dust uplift over Sahara and Sahel.

This study focuses on a dry cyclogenesis event over western Niger in the lee of the Hoggar and Aïr mountains on 7 July 2006. The event occurred during a Special Observing Period (SOP) of

the African Monsoon Multidisciplinary Analysis [AMMA, *Redelsperger et al.,* 2006]. The objectives of the study are two-fold. (i) To examine the process of dry cyclogenesis in the ITD region and (ii) to evaluate the role of a dry cyclone on dust emission and transport over the Sahel through three-dimensional mesoscale simulations using the mesoscale atmospheric model MesoNH and space-borne observations.

The paper complements those of *Bou Karam et al.*, [2008] and *Bou Karam et al.*, [submitted] which examined the dynamics of the monsoon flow along the ITD and associated dust emissions by means of airborne lidar observations and model simulations, respectively. The remainder of the paper is outlined as follows. After the introduction, the data sources including the model and the observations are presented in Section 2. The vortex formation, life cycle and thermodynamical characteristics are described in Section 3. In Section 4, dust emission and transport associated with dry cyclogenesis is discussed. Finally conclusions are given in Section 5.

2. Data sources

In this study, we use a combination of European Centre for Medium Weather Forecast (ECMWF) analyses, numerical simulations from a mesoscale atmospheric model and space-borne observations to characterize the environment of the dry cyclones in the ITD, their thermodynamics and dynamics, as well as their impact on dust emissions. These datasets are now described.

2.1 ECMWF operational analyses

Synoptic-scale meteorological conditions were established using 6-hourly ECMWF analyses of sea level pressure, horizontal winds at 925 hPa and potential temperature at 925 hPa. In addition, ECMWF analyses were used to compute the temporal evolution of Froude and Rossby numbers in regions upstream of orographic blocking (i.e. Libya) relevant to monitoring of conditions favourable to lee cyclogenesis (see Section 3).

2.2. Mesoscale simulations

MesoNH is a non-hydrostatic mesoscale atmospheric model with an on-line dust emission and transport module. The capability of MesoNH to simulate dust emission and transport over West

Africa has been highlighted in several recent studies [e.g., *Grini et al.*, 2006; *Tulet et al.*, 2008; *Crumeyrolle et al.*, 2008; *Bou Karam et al.*, submitted]. MesoNH [*Lafore et al.*, 1998] contains different sets of parameterizations such as cloud microphysics [*Cohard and Pinty*, 2000b], turbulence [*Bougeault and Lacarre*, 1989], convection [*Bechtold et al.*, 2001], lightning processes [*Barthe et al.*, 2005], gaseous chemistry [*Suhre et al.*, 1998], chemical aerosol [*Tulet et al.*, 2005] and dust aerosol [*Grini et al.*, 2006].

MesoNH is coupled to an externalised surface model which handles heat and water vapour fluxes between the low-level atmosphere and four types of surface: vegetation, towns, oceans and lakes [*Masson et al.*, 2003]. Natural land surfaces are described by interactions treated in the Soil Biosphere and Atmosphere model (ISBA) [*Noilhan and Mahfouf*, 1996].

The dust emission scheme is the Dust Entrainment And Deposition (DEAD) model [*Zender et al.*, 2003a], implemented as a component of MesoNH [*Grini et al.*, 2006] that calculates dust flux from wind friction speeds. DEAD includes entrainment thresholds for saltation, moisture inhibition and saltation feedback. The ORILAM model [*Tulet et al.*, 2005] simulates transport and loss processes by following the evolution of two moments of three lognormal modes defined by *Alfaro and Gomes* [2001]. The ORILAM deposition processes include sedimentation, turbulent mix-out, nucleation and washout in cloud [*Mari et al.*, 2000]. Dust advection and diffusion are quantified by the transport processes and methods used in MesoNH which include mixing within the planetary boundary layer, shallow convective transport and advection by winds.

Two four-day simulations (4-8 July 2006) were designed: one with orography and one without orography, in order to evaluate the role of the mountains on the cyclogenesis within the heat trough. The study area covering Niger, Eastern Mali and southern Algeria forms a domain of 2000 km x 2000 km with a horizontal mesh size of 10 km (see Fig. 1a). In the vertical, 72 stretched levels were used. The highest level is at 37 km. The simulations are initialized by the ECMWF analyses.

2.3 Observations

Near infrared vertically integrated water vapour contents, derived from observations from the MOderate Resolution Imaging Spectro-radiometer (MODIS, http://modis.gsfc.nasa.gov) instrument aboard the Terra satellite over the area of interest are used for model validation from

a thermodynamical point of view. MODIS uses two near-infrared bands centered at 748 and 869 nm. The large difference of integrated water vapor content between the moist monsoon flow to the south of the ITD and the dry harmattan flow to the north of the ITD is used to delineate the position of the ITD.

The horizontal distribution of dust is described using Meteosat Second Generation (MSG) Spinning Enhanced Visible and Infra Red Imager (SEVIRI) images produced from a combination of three infrared channels, namely channel 10 (12 μm), channel 9 (10.8 μm) and channel 7 (8.7 μm). False-color images (available on http://radagast.nerc-essc.ac.uk/SEVIRI_Dust.shtml) are created using an algorithm developed by EUMETSAT which colors red the difference between the 12.0 and 10.8 μm channels, green the difference between the 10.8 and 8.7 μm channels and blue the 10.8 μm channel [e.g. *Schepanski et al.*, 2007]. On these composite images, dust appears pink or magenta.

Finally, information about the vertical distribution of dust over Sahel-Sahara during the event under scrutiny is provided from attenuated backscatter profiles (or reflectivity profiles) at 532 nm retrieved from the space-borne Cloud-Aerosol LIdar with Orthogonal Polarization (CALIOP) onboard the CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation; *Winker et al.*, [2007]) satellite with vertical and horizontal resolutions of 60 m and 12 km, respectively.

The lidar-derived atmospheric reflectivity at 532 nm is mostly sensitive to aerosols with radii ranging from 0.1 to 5 μm, and hence to dust aerosols [e.g. *Flamant et al.* 2007]. Furthermore, reflectivity is sensitive to aerosol optical properties and concentration, as well as relative humidity in the case of hygroscopic aerosols. However, over the African continent, close to the sources, desert dust particles are generally considered to be hygrophobic [e.g. Fan et al., 2004]. Therefore, reflectivity associated with desert dust is generally not expected to be sensitive to relative humidity fluctuations, and hence is a good proxy for dust concentration in the atmosphere.

3. Dry cyclogenesis in the ITD on 7 July 2006

Two main dynamical ingredients were responsible for dry cyclogenesis over western Niger: the orographic blocking and the horizontal shear along the ITD. After describing the synoptic

conditions on 7 July 2006, we will detail the contribution of each mechanism to dry cyclogenesis.

3.1 Synoptic conditions

Using the ECMWF analyses (Fig. 1), meteorological conditions over West Africa on 7 July 2006 at 0600 UTC are illustrated. The streamlines and potential temperature field at 925 hPa show evidence of cold air advection from the Mediterranean Sea toward Libya blocked by the Hoggar and the Tibesti mountains, whose tops extend above the 925 hPa surface (Fig. 1a). The general circulation over West Africa was driven by the large latitudinal pressure gradient between the continent and the ocean illustrated in the mean sea level pressure field (Fig. 1b). At 925 hPa the region south of the zonal band of minimum pressure was under the influence of the southwest monsoon, while to the north, the wind field was under the influence of the Libyan High and was modulated by the topography (Fig. 1c). Air masses coming from the north were deflected around the northern flank of the Hoggar towards the Atlas Mountains and in the lee of the constriction between the Tibesti and Hoggar massifs, as well as between the Aïr and Hoggar massifs. Strong southwesterly winds were associated with the monsoon flow over Mali and Niger separated from the strong north-easterly winds by a northwest-southeast oriented line of weak winds corresponding to the ITD located around 17°N to the southwest of the Hoggar and Aïr mountains (Fig. 1c), within a low pressure area which represents the monsoon trough (Fig. 1b). The low-level prevailing northeasterly flow splits upstream of the Hoggar-Tibesti into three branches, with one to the north of the Hoggar, the second one around the southern edge of the Hoggar and the third one to the east of the Tibesti (Fig. 1c). These jets provided the background shear vorticity for the development of vortices in the region.

3.2 Windward flow characterization

When analyzing the upstream conditions favorable to the development of lee vortices, two parameters controlling the overall flow structure impinging on an obstacle such as a mountain, are generally considered: the Froude number and the Rossby number in the linear theory [*Smith*, 1982, 1989]. The Froude number, which characterize the tendency of the air flow to be lifted or to be driven around the mountains, is defined as

$$Fr = U/ (N h), \quad (1)$$

where U is wind speed perpendicular to mountain, h is terrain height, and N is Brunt–Vaisala frequency where $N^2 = (g/\theta)(d\theta/dz)$, with θ the potential temperature. The Rossby number is defined as

$$Ro = U/ fL, \qquad (2)$$

where f is the Coriolis parameter and L is the characteristic width of the terrain. It measures the relative importance of inertial and Coriolis forces. The Coriolis force becomes small as Ro increases.

The cold air intrusion from the Mediterranean Sea described above was blocked by the Hoggar and the Tibesti ranges. The Froude and Rossby numbers during the study period were calculated from the evolution of the ECMWF analyses in two locations (21°E / 25°N and 15°E / 25°N) on the windward side located under the cold air masses, using Eqs (1) and (2) for an average terrain height of 1000 m (above mean sea level -msl). The flow on the windward side over the whole period was characterized by a Froude number of about 0.5 and a Rossby number of 0.12 (Fig. 1d). These values are within the range of Froude number <1 where upstream blocking and lee vortices form through tilting of baroclinically-induced vorticity [*Smolarkiewicz and Rotunno* 1989; *Rotunno et al.*, 1999]. The Froude and Rossby numbers were also found to be rather insensitive to changes in the average terrain height in the range 1000-2000 m (not shown).

The Rossby number is within the range of intermediate values (0 <Ro<1) where the Coriolis force becomes significant and the flow curves cyclonically when approaching the mountain, anticyclonically near the ridge, and cyclonically again on the leeside [*Pierrehumbert*, 1984]. In addition, with Fr number values close to 0.5, the impinging flow below the mountain top is blocked by the mountain. Flow splitting upstream produces strong low-level jets (LLJs) both to the northwest and southeast of the Hoggar-Aïr Mountains and forces the air parcels above the mountain tops to sink on the leeside directly from high altitudes (Fig. 1c). As the elevated flow sinks on the leeside, high momentum air from the mid-troposphere is entrained and mixed downward to the surface. This surge of high momentum at the surface contributes to an increase in surface velocity as well as frontogenesis around the lee vortex and enhances convergence and cyclonic vorticity within the lee vortex [e.g., *Karyampudi et al.*, 1995].

3.3 Leeside meteorological conditions

The orographic blocking of cold air on the windward side as described above led to flow splitting upstream (Fig. 2a) producing strong jets at low levels (below 1500 m msl) both to the northwest and southeast of the Hoggar-Aïr Mountains. The topographically constrained LLJs were associated with high wind speeds in excess of 15 m s^{-1} in the same order of those seen in the ECMWF analyses (Fig. 1c) with a core of strong winds (20 m s^{-1}) between 800 m and 1200 m msl (Fig. 2b).

Southwest of the Hoggar and Aïr mountains, the ITD was located near 17°N latitude as evidenced by the MODIS-derived field of vertically-integrated water vapor content on 7 July 2006 at 1020 UTC (Fig. 2c). It was observed to undulate over Niger as a result of the influence of the opposing monsoon and harmattan flows as shown in Fig. 2d. The details of the horizontal structure of the ITD are captured well by the model (Fig. 2d). Also, the contrast in the integrated water vapor content across the ITD on 7 July at 1000 UTC is represented well, with an integrated water vapor content associated with the monsoon of ~30 mm approximately twice that associated with the harmattan of ~15 mm.

In order to characterize the air flow in the ITD region from a thermodynamical point of view, we calculated, in the sub-domain 5-8°E and 17-19°N (see Fig. 2bd), the temporal evolution of: (i) the difference of dew-point temperature across the ITD at 10 m above ground level –agl- (Fig. 3a), and the difference of the zonal component of wind across the ITD at 10 agl and 1 km msl (Fig. 3b). These are obtained from mean values computed on either side of the ITD, within the sub-domain, with dew-point temperature and wind values to the north (south) of the ITD characterizing the harmattan (monsoon) flow. The monsoon flow is defined as being characterized by dew point temperatures at 10 m agl in excess of 14°C, while the harmattan is characterized by dew point temperatures less than 14°C (*Buckle* [1996], even though Buckle uses dew point temperature at 2 m agl]. The average dew point temperature (and zonal wind) value is then derived for the monsoon and the harmattan regions in the sub-domain, and the difference is determined, for each hourly MesoNH output field. Large values of the differences of dew point temperature and/or zonal wind component are expected when the ITD is well defined and horizontal shear across it is substantial.

A maximum contrast in dew-point temperature (19°C) is observed at 0500 UTC on 7 July, while differences remain in excess of 10°C until 1100 UTC (Fig. 3a). The air flow in the ITD was characterized by a strong horizontal shear at 1 km msl, with a difference of wind speed across the ITD in excess of 30 m s^{-1} between 0200 and 0900 UTC (Fig. 3b) in connection with the surges of the nocturnal monsoon flow [e.g., *Parker et al.,* 2005; *Lothon et al.,* 2008]. The maximum of wind speed difference across the ITD at 1 km msl is close to 50 m s^{-1} at 0600 UTC (Fig. 3b).

The strong horizontal shear between the harmattan and the monsoon seen in the simulation around 0700 UTC (40 m s^{-1}) is similar to that observed in the airborne Doppler lidar observations on 7 July as discussed in *Bou Karam et al.*, [2008]. In these observations, at low levels (below 2000 m msl), northeasterly harmattan characterized by a wind speed (direction) of about 20 m s^{-1} (100°) and southwesterly monsoon characterized by a wind speed (direction) of about 18 m s^{-1} (250°) were evidenced across the ITD around 0700 UTC which was located near 18.5°N along the flight track. These wind conditions were realistically reproduced along the aircraft flight track in the simulation [*Bou Karam et al.*, submitted].

Hence, because strong horizontal shear in the low levels favors the formation of vortices [e.g., *Asai and Miura*, 1981; *Nagata*, 1993] and the production of cyclonic vorticity necessary for the maintenance of the vortices in the low levels [e.g., *Krishnamurti et al.,* 1980], more favorable conditions for dry cyclogenesis in the ITD are expected during night and in the morning hours.

3.4 The characteristics of the 7th July 2006 vortex

Three vortices were seen in the simulation during the 24-hour period under investigation. The first vortex developed in the morning of 7 July 2006 and was centred over northwestern Niger, while the two other vortices developed in the evening of 7 July over northeastern Mali and eastern Niger. In this study, we focus on the first of these, mostly because of availability of observations.

In the morning of 7 July (i.e. 0600 UTC), before the appearance of the cyclone in the wind field at 1 km msl, the pronounced horizontal shear at this level (i.e. evidenced by the large wind speed difference across the ITD on the order of 50 m s^{-1}, Fig. 3b) exerts a counterclockwise torque on the air parcels in the vicinity of the ITD and initiates cyclogenesis. The localized rotation initiated in altitude, where the maximum counterclockwise torque by the ambient flow is present,

was followed by the transfer of angular momentum to the surface (e.g. *Lemon and Doswell*, 1979). Evidence of this transfer can be seen in the slight increase in the wind difference across the ITD at 0900 UTC (Fig. 3b). The decrease of wind speed difference across the ITD at 1 km msl (Fig 3b) in the interval 0600-1000 UTC accompanies the increase of potential vorticity at 1 km msl (Fig 3c) in the same time interval.

The cyclone was visible in the ITD region after 0700 UTC over western Niger to the west of the Aïr Mountains (centred on 6°E / 18.5°N, see Fig. 4a) as evidenced by a closed circulation in the wind field below 1500 m msl. The cyclone was no longer seen in the simulation after 1400 UTC. It was quite stationary between 0700 and 1300 UTC. Cyclogenesis (i.e. development and strengthening of the cyclonic circulation) was observed between 0700 and 1000 UTC as evident from Fig 3c which shows that the potential vorticity in the region of the cyclone reached a maximum at 1000 UTC (in excess of 5 PVU). Averaged (maximum) potential vorticity values of 0.9 and 1.1 PVU (3-5.5 PVU) were associated with the vortex centre during its intensification stage (Fig. 4a and Fig 3c). Cyclolysis (i.e. weakening of the cyclonic circulation) was observed between 1100 and 1300 UTC, as evident from the decrease in potential vorticity in the area of the cyclone. The diameter of the cyclone (as delineated from the streamlines field at 1 km msl) was found to be largest at 1100 UTC and on the order of 400 km (Fig. 4b).

A vertical cross section through the cyclone shows strong ascendance (0.20 m s^{-1}) near 6.5°N (Fig. 5a) associated with the cyclone centre. These strong ascendant motions resulted in the formation of shallow clouds at the top of the planetary boundary layer near the vortex centre as one can see in the MODIS near infrared image (Fig. 2c). In this region, the planetary boundary layer was observed to be deepest and vertical mixing strongest (Fig. 5b).

Model results for the simulation without orography (Fig. 4c) also show the formation of a cyclone in the region of the ITD, even though the cyclone appeared to be centred at 9°E / 17°N, i.e. further southeast than the cyclone in the simulation with orography (Fig. 4b). This indicates that the orography, upon wind intensification through generation of LLJs, tends to move the place of vortex initiation to the favorable location to the lee of the Hoggar-Aïr Mountains, thereby influencing the location of dry cyclogenesis initiation in the ITD region.

The vortex in the simulation without orography formed later (0900 UTC), had a shorter lifespan (3 hours) and was weaker than in the simulation with the orography. Between 0900 and 1300

UTC, the position of the cyclonic circulation in the simulation without orography was stationary. The cyclogenesis period was from 0900 to 1100 UTC as evident from Fig. 4d. Potential vorticity was observed to be largest at the vortex centre at 1100 UTC, both for the maximum and average values (~4 PVU and 1.05 PVU, respectively, Fig. 4d), i.e. smaller values than those in the simulation with orography (~5.5 PVU and 1.1 PVU, respectively, Fig. 3c). At 1100 UTC, the cyclone was characterised by a horizontal diameter of roughly 200 km, i.e. half the cyclone diameter in the simulation with orography.

The comparison of the characteristics of the vortex in the simulations with and without orography suggests that the orography plays a secondary but important role in the formation of the cyclone. Orography and related flow splitting tend to create LLJs in the lee of the Hoggar-Aïr mountains which, in turn, create conditions favorable to the onset of a better defined (as shown from streamlines) and more intense (as shown from potential vorticity) vortex in the ITD region. Moreover, orography blocking appears to favor the occurrence of a longer lived cyclone, as also discussed by *Horvath et al., [2006]*. In both simulations, the cyclones were seen to be quite stationary. More importantly, these results suggest that dry cyclones may form over the Sahel along the entire ITD and not only over the region situated in the lee of mountains.

The cyclone seen in the simulation with orography is also present in the ECMWF analyses. At 1200 UTC, the cyclone under scrutiny is apparent in the ECMWF analyses wind field at 1 km msl (Fig. 6a) and is located in approximately the same position as in the MesoNH simulation (Fig. 6b), even though slightly displaced to the east, closer to the Aïr Mountains. The second cyclone seen in the MesoNH simulation over south-eastern Niger is also present in the ECMWF analysis at 1200 UTC. Overall, the potential temperature and wind fields at 1 km msl from Meso-NH and ECMWF are consistent (Fig. 6), even though there are some small differences due to higher horizontal resolution of the MesoNH simulation.

The fact that the ITD cyclones can be seen in the ECMWF analyses is important to report, as they could be used to establish climatology of these features during the monsoon season, using for example the ECMWF ERA-40 re-analysis data. Even though establishing such climatology is beyond the scope of this paper, we have attempted to assess the representativeness of the cyclonic event analysed in this study. Inspecting the ECMWF analyses wind fields at 925 hPa over two months (June and July) during the monsoon season of 2006, we were able to identify over 110 cyclonic events occurring along the entire ITD over the continent. This suggests that

dry cyclogenesis in the ITD region occurs often and may have a significant impact on the atmospheric dynamics in West Africa.

4. Dust emission and transport associated with dry cyclogenesis

The decrease of wind speed difference across the ITD at1 km msl (Fig. 3b) during the cyclogenesis period is connected to a diminution of the wind speed on either side of the ITD at this altitude (not shown). It was accompanied by an increase of the wind at the surface around the vortex. The simulation provides evidence that during the cyclogenesis phase (0700-1000 UTC), characterized by the transfer of angular momentum from 1-1.5 km msl to the surface, the surface winds along the northeastern edge of the vortex increased and reached a maximum of 8 m s^{-1} on average (Fig. 3d), while locally reaching maximum values of 11 m s^{-1} (suitable for dust lofting, not shown). At 1100 UTC, at the beginning of the cyclolysis phase, high surface winds of 7 m s^{-1} on average (Fig. 3d) and a local maximum in excess of 9 m s^{-1} (Fig. 7a) are still seen along the northeastern branch of the vortex even though not as strong as during cyclogenesis.

The strong surface winds associated with the vortex dynamics are responsible for the lofting of dust in a region well-known to be a dust source area, and characterized by the existence of a huge system of ephemeral rivers and streams that drain the Hoggar and Aïr massifs, which define a complex array of dust sources consisting of fluvial deposits. A recent study by *Schepanski et al.*, [2007] has shown that this area is a prominent dust source in the summer season, being located in the vicinity of mountain foothills where fluvial sediment provides fine material for deflation. These enhanced dust mass fluxes are simulated in the region of large near surface winds (Fig. 7b). The related dust mass flux was seen to peak around 0.7-0.8 µg m^{-2} s^{-1}, on average, between 0600 and 1100 UTC in the area of maximum dust emission (Fig. 3e), even though local maximum values of dust mass flux in excess of 2 µg m^{-2} s^{-1} were simulated (Fig. 3e). The peak in dust flux mass was observed at 0800 UTC (Fig. 3e), i.e. during the intensification stage of the cyclone characterized by local maximum values of potential vorticity in excess of 4 PVU (Fig. 3c).

It is worth noting that the dust emissions were initiated by high surface winds generated by the enhancement of the cyclonic vorticity associated with the intensification of the vortex rather than by an increase of the mountain downslope winds. At least the largest dust mass flux values were

calculated (Fig. 3e) during the few hours following the cyclone initiation. On the other hand and during the same period, a negative correlation between the dust flux (Fig. 3e) and the negative vertical velocity in the lee of the Hoggar is seen (Fig. 3f), suggesting that the enhanced near surface winds were not caused by enhanced downslope winds.

It should be noted that to the south, over southern Niger the large dust mass fluxes (e.g. Fig. 7b) simulated in the region of strong monsoonal winds along the southern edge of the ITD are related to the mechanism described by *Bou Karam et al.,* [2008] in which highly turbulent winds behind the leading edge of the monsoon flow generate dust lofting. This paper is not concerned with that particular phenomenon.

The dust was drawn upwards by the turbulent flow of air from ground level into the vortex core (Fig. 8a). A vertical cross section of dust concentration through the vortex shows a coherent vertical plume located near 6.5°E / 19°N (Fig. 8b) and reaching roughly 3 km msl with higher concentration (2000 µg m^{-3}) between the ground and 1800 m msl. The dust plume was most developed in the region of strong ascendance associated with the cyclone dynamics as discussed earlier. This suggests that the described mechanism offers a means for rapid injection of the mobilized dust to high altitudes, especially near the vortex centre, where strong ascending motions are consistently present (i.e. Fig. 5a).

The SEVIRI-MSG false color image on 7 July 2006 at 1200 UTC (in which dusts appear in pink or magenta, Fig. 9a), evidences the presence of a (faint) dust plume, along the northern edge of the cyclone (i.e. close to 6°E, 19°N). A better defined dust plume is observed along the ITD (roughly along 18°N), as well as further south, around 15°E / 5°N. The latter is likely caused by the strong winds and the turbulence associated with the leading edge of the cold-pool of a convective system observed near Niamey (as in *Flamant et al.,* 2007), and is not reproduced in the simulation (due to the lack of a moist convective system). The lifting along the edge of the ITD is well simulated in the model. There has been some discussion of the applicability of these images (as the dust effect on brightness temperature differences depends on its altitude, e.g. *Pierangelo et al.,* [2004]), suggesting that they may favor only dust which is elevated so that its radiating temperature differs significantly from the ground. In this case, the consistency between the observations and the simulation along the ITD confirms that the dust at the leading edge of the monsoon flow is lifted sufficiently to be apparent in the satellite imagery. On the other hand, the dust lifted as the result of the action of the cyclone is likely not lifted to sufficient height at

this time to be apparent in the SEVIRI false color composition. This is confirmed by the fact that the dust lifted by the cyclone was more evident in the SEVIRI observations later on the day (i.e. from 1300 UTC on). The dust load associated with the action of the cyclone is estimated to be as large as 5 g m^{-2} (Fig. 9b).

Inspection of the simulated dust fields suggests that the dust mobilized during the cyclogenesis event was mixed to altitudes of about 4-5 km msl during the rest of the day and remained in the atmosphere after the cyclone had disappeared. It then experienced westward advection during the afternoon hours and was observed in the SEVIRI-MSG image over Eastern Mali during the night on 8 July (Fig. 10a and 10b). The plume was advected as a coherent vertical structure, until sunset, and experienced tilting afterward, i.e. from 2000 UTC on. The tilting of the plume as seen in the CALIPSO spaceborne lidar observations (Fig. 10c) was imposed by the nighttime advance of the monsoon flow which advected the plume to the north in the lower levels, while the top of the plume was advected southwestwards by the northeasterly harmattan winds to the south. This deformation of the initially vertical plume led to a southward-tilted plume over eastern Mali by midnight as suggested also by the model dust concentration field along CALIPSO track (Fig. 10c).

Even though this result is based on a single case, it suggests that the dust mobilized and mixed through the depth of the Sahelian planetary boundary layer can experience long-range transport and may impact the radiative budget over a larger area and for a longer time period than the cyclone size and lifespan, respectively.

5. Conclusions

Mesoscale numerical simulations as well as satellite observations were investigated to highlight the formation of dry cyclones in the ITD region of West Africa and their impacts on dust emission and transport over the Sahel.

Model results show the development of the vortex to be associated with (a) strong horizontal shear and low-level convergence existing along the ITD and (b) enhanced northeasterly winds associated with Hoggar-Aïr Mountains orographic blocking of air masses advected from the Mediterranean Sea.

Dry cyclogenesis was initiated in altitude where the ambient flow was characterized by a strong horizontal shear across the ITD (i.e. a wind speed difference of nearly 50 m s^{-1} at 1 km msl) due to the existence of strong opposing winds (a northeasterly one forced by orography and the monsoon southwesterly winds). The initiation in altitude was then followed by a transfer of angular momentum to the surface.

Strong surface velocity associated with the vortex dynamics and enhanced by the strong opposing winds was at the origin of dust mobilization. The uplifted dust was made available for long-range transport after being mixed up to 5 km in altitude and advected westward. Dry cyclogenesis in the ITD region over the Sahel seems to offer an efficient mechanism for dust uplifting and injection into higher altitudes, thereby making the airborne dust available for long-range transport.

More importantly, the results suggest that dry cyclogenesis may occur over the Sahara-Sahel along the entire ITD and not only over the region situated in the lee of mountains. These results were confirmed by the inspection of the ECMWF analyses of wind field at 925hPa which revealed the formation of over 110 dry cyclones along the entire ITD during June and July 2006.

In addition, dry cyclogenesis over the Sahel-Sahara offers an efficient dynamical forcing for the transfer of elevated high wind speeds to the surface which, unlike the breakdown of the nocturnal LLJs by the turbulent mixing, does not request surface heating. This suggests that the downward mixing of LLJs momentum to the surface by the dynamical forcing linked to cyclogenesis and related dust emissions could occur during night and in the morning hours and not necessarily after sunrise, and hence contribute significally to the total dust activity over West Africa.

This study details a mechanism for dust mobilization over Sahara-Sahel during the monsoon season when the annual peak of dust emissions is observed but remains underestimated by regional model [e.g. *Schepanski et al.*, 2009]. The described mechanism supports the hypothesis given by *Engelstaedter and Washington* [2007] in which dust emissions over West Africa correlates well with gustiness and dry convection, but not so much with the mean surface winds. Our results provide also a possible explanation for the climatological results by *Engelstaedter and Washington* [2007]. The fact that the peak in the annual dust cycle over West Africa is found

in June/July is also consistent with the fact that the ITD is generally located over the West African dust hot spots during this period.

Further investigation is needed to substantiate these findings, in particular the seasonal and annual frequency of dry cyclogenesis over West Africa and its correlation with the annual dust activity need to be addressed in future studies in order to evaluate the contribution of the highlighted mechanism to the total dust production over West Africa.

Observational documentation of dry cyclogenesis in the West African ITD is highly needed to better understand their associated mechanisms involved on dust emission and transport as well as the interactions of vortices with other dynamical features over West Africa i.e. tropical cyclones.

In the analysis of the July 7th 2006 case study reported here and in *Bou Karam et al.*, [2008] we have identified two specific dust generating processes, the nocturnal monsoon flow south of the ITD and dry cyclogenesis to the north of the ITD. In doing so we are building a clearer picture of the complex processes involved in dust emission and transport during the important summer dust season in West Africa.

Acknowledgments: Based on a French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, especially from France, UK, US and Africa. It has been the beneficiary of a major financial contribution from the European Community's Sixth Framework Research Programme. Detailed information on scientific coordination and funding is available on the AMMA International web site http://www.ammainternational.org. Discussions with P. Knippertz are most appreciated. J.-P. Chaboureau is acknowledged for providing the ECMWF analyses data and B. Francis for designing Figure 2c. Computer resources were allocated by the "Institut de Développement et des Ressources en Informatique Scientifique" (IDRIS).

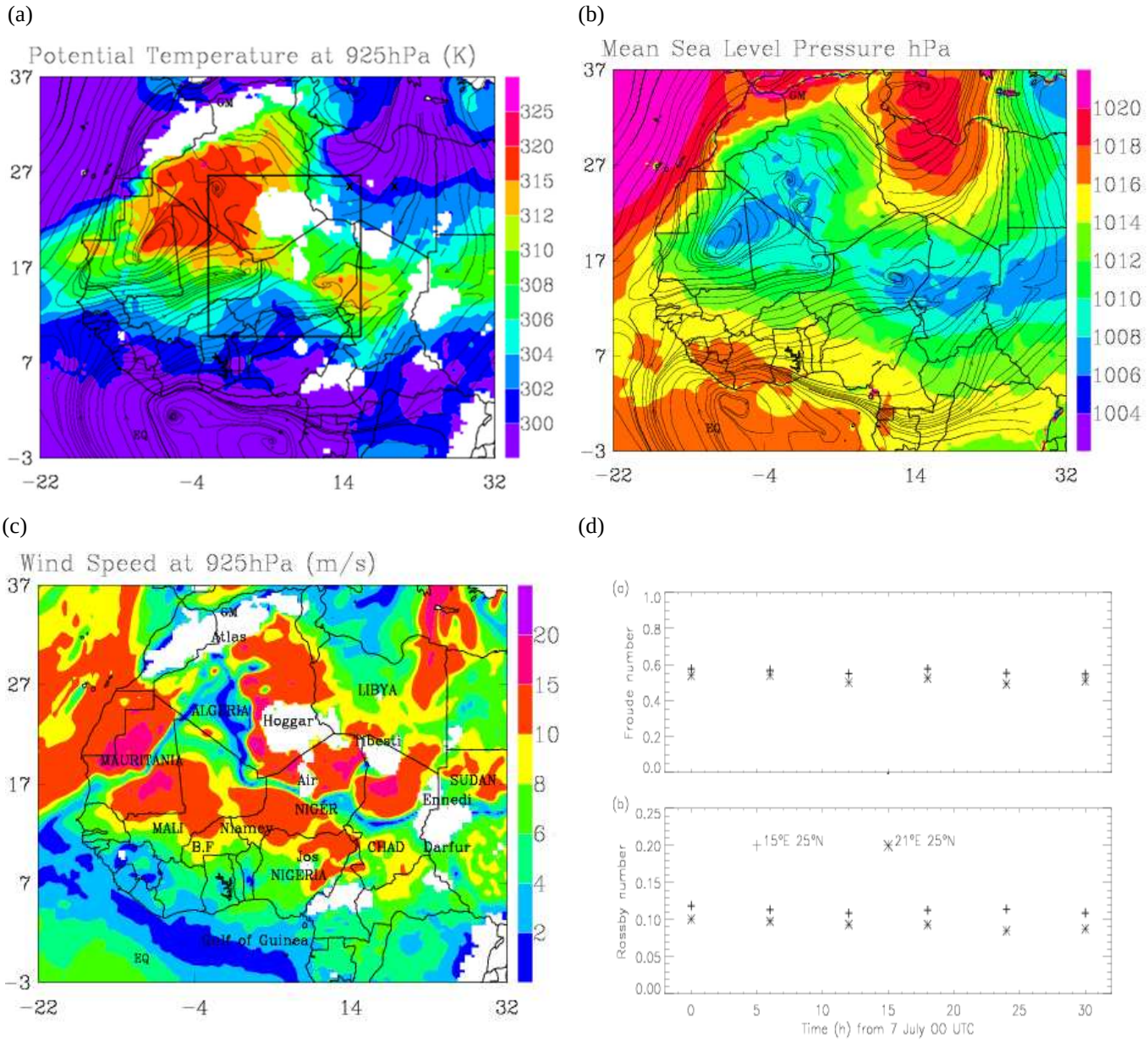


Figure 1*: ECMWF analysis on 7 July 2006 at 0600 UTC: (a) potential temperature (colors) and streamlines at 925hPa, (b) mean sea level pressure (colors) and streamlines at 1 km msl, (c) wind speed (colors) and streamlines at 925 hPa. The x-axis represents longitudes and y-axis represents latitudes. The main orographic features referred to in the text appear in white. The domain of the MesoNH simulation is defined by the black box in (a). (d) Temporal evolution of the Froude (top) and Rossby (bottom) numbers at 15°E / 25°N (crosses) and 21°E / 25°N (asterisks), over Libya. See text for details on the computation of Froude and Rossby numbers. The location of the two points used for the calculations of the Froude and the Rossby numbers is marked by black crosses on (a).*

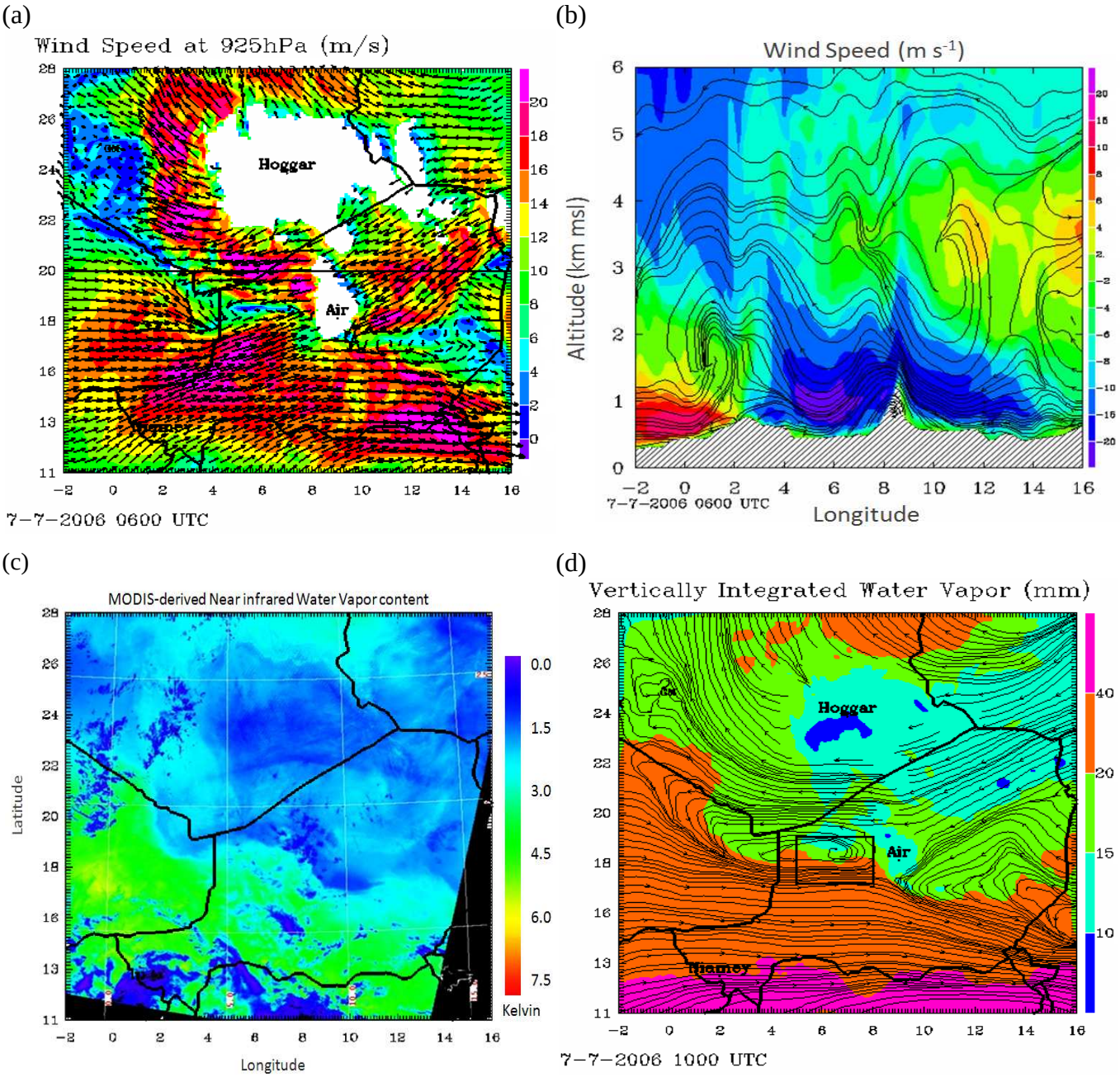


Figure 2: *(a) Wind speed at 925 hPa (color) derived from the MesoNH simulation at 0600 UTC on 7 July and wind vectors at the same level superimposed (arrows). (b) Vertical cross section at 20°N (along the black line shown on (a)) of wind speed (color) and streamlines at 0600 UTC on 7 July. (c) MODIS-derived integrated water vapour content field on 7 July at 1020 UTC. (d) Simulated fields of integrated water vapour on 7 July at 1000 UTC (colors) and streamlines at 1 km msl. The black box on (d) represents the sub-domain used for the calculation of dew point temperature, zonal wind and potential vorticity temporal evolution shown on Fig. 3.*

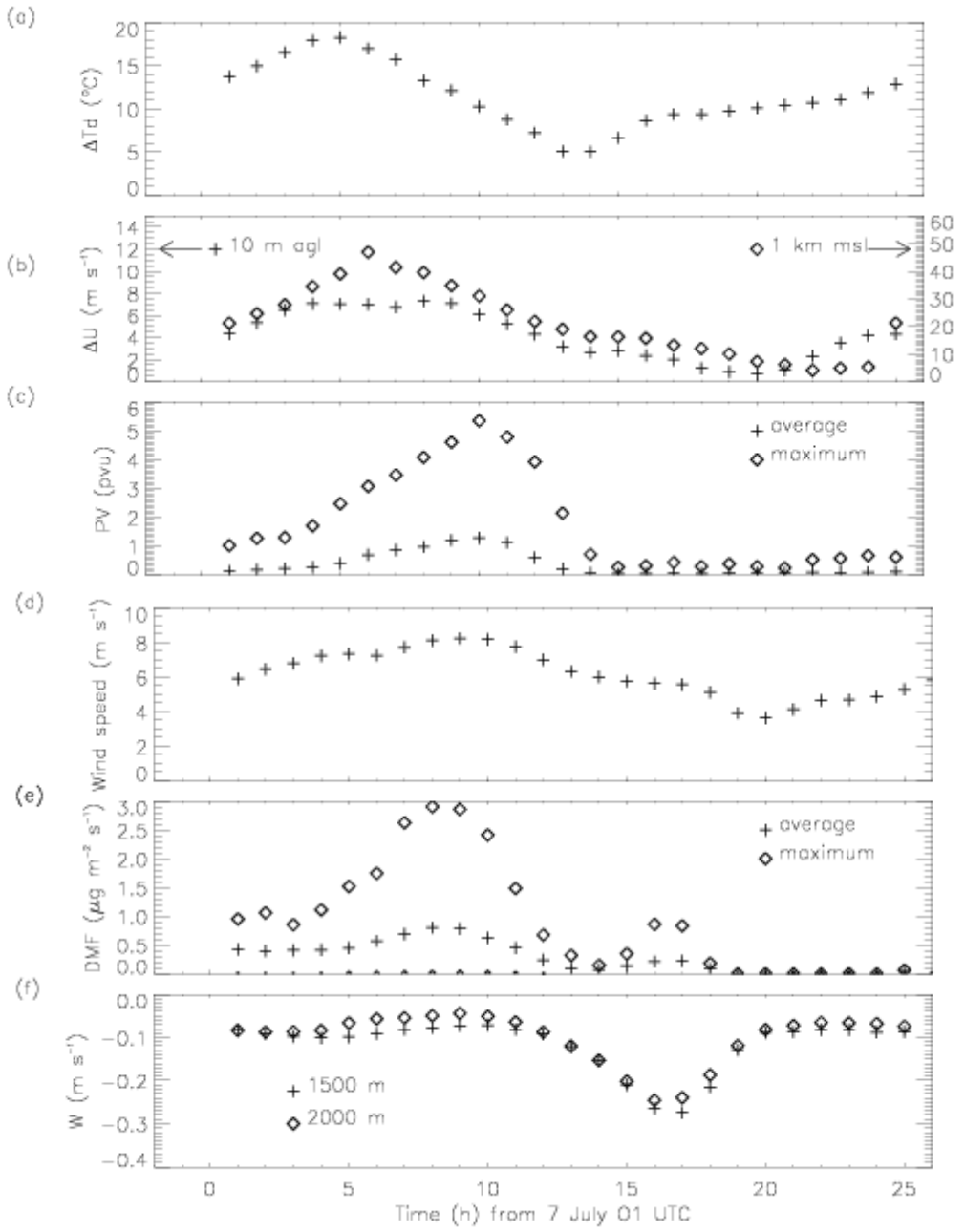
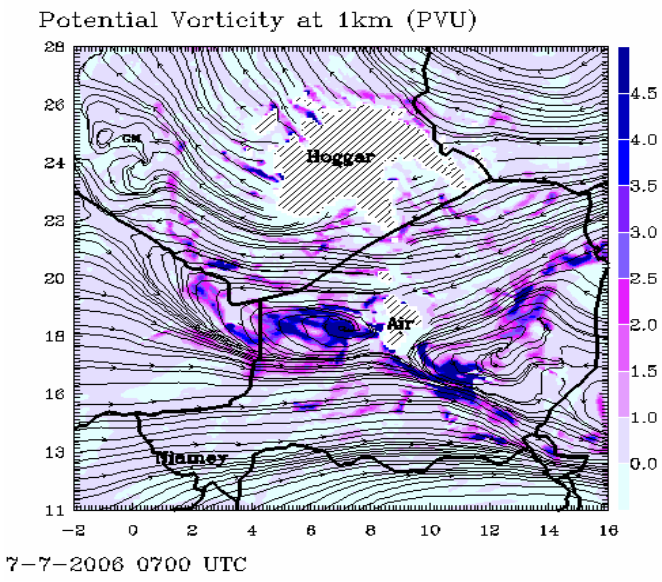


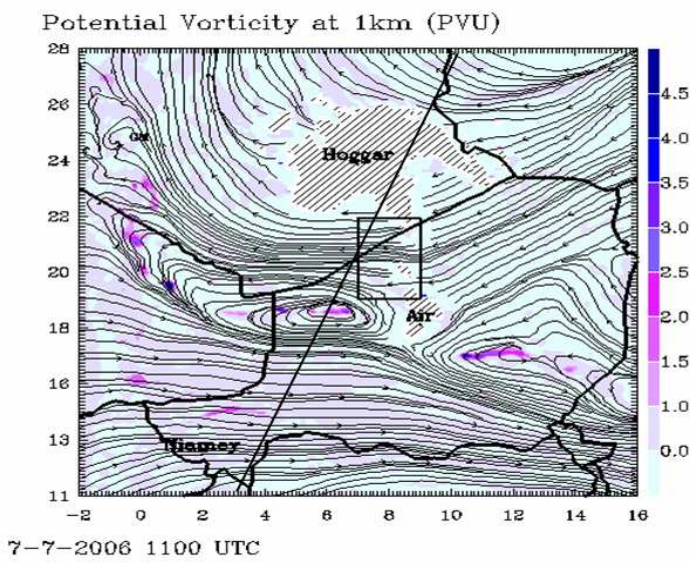
Figure 3: *Temporal evolutions between 0100 UTC in 7 July and 0100 UTC on 8 July 2006 of: (a) the dew point temperature difference across the ITD, (b) the difference of zonal wind across the ITD at 10 m agl (crosses) and at 1 km msl (diamonds), and (c) the mean (crosses) and maximum (diamonds) of potential vorticity at 1 km msl in the domain shown as a black box in Fig. 2b (i.e. covering 5-8°E / 17°-19°N). Temporal evolution of (d) the mean of wind speed at 10 m agl and (e) of the mean (crosses) and maximum (diamonds) of dust mass flux in the domain shown as a black box in Fig. 7b (i.e. covering 7-9°E / 19-21°N). (f) Temporal evolution of the mean negative vertical velocity at 1500 m msl (crosses) and 2000 m*

msl (diamonds) in the domain shown as the black box in Fig. 4b (i.e. covering 7-9°E / 19-22°N).

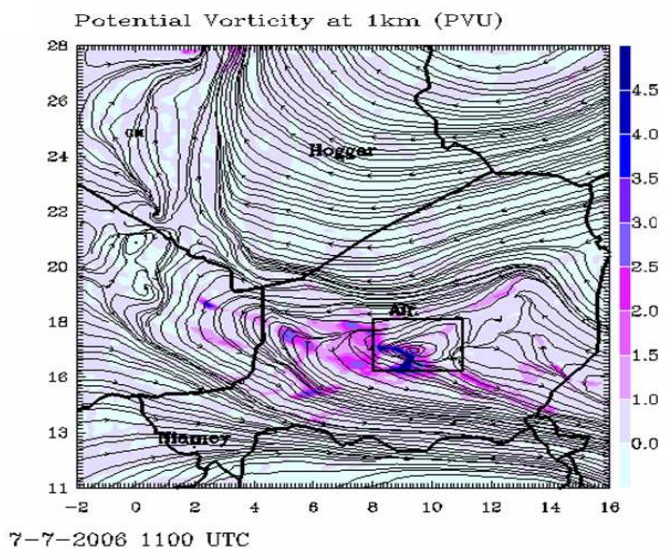
(a)



(b)



(c)



(d)

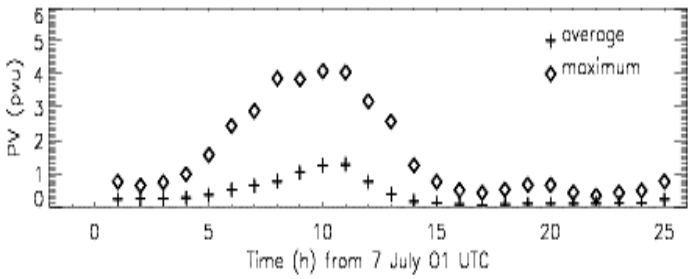


Figure 4: *Potential vorticity in PVU (colors) and streamlines at 1 km at 0700UTC (a) and 1100 UTC (b) on 7 July for the simulation with orography. (c) Same as (b), but for the simulation without orography. (d) Temporal evolutions between 0100 UTC in 7 July and 0100 UTC on 8 July 2006 of average (crosses) and maximum (diamonds) potential vorticity for the simulation without topography, in the domain shown as a black box in (c) i.e. covering 8-11°E / 16°-18°N. The black box on (b) represents the sub-domain used for the calculation of the temporal evolution of the average of vertical velocity shown on Fig. 3e.*

(a) (b)

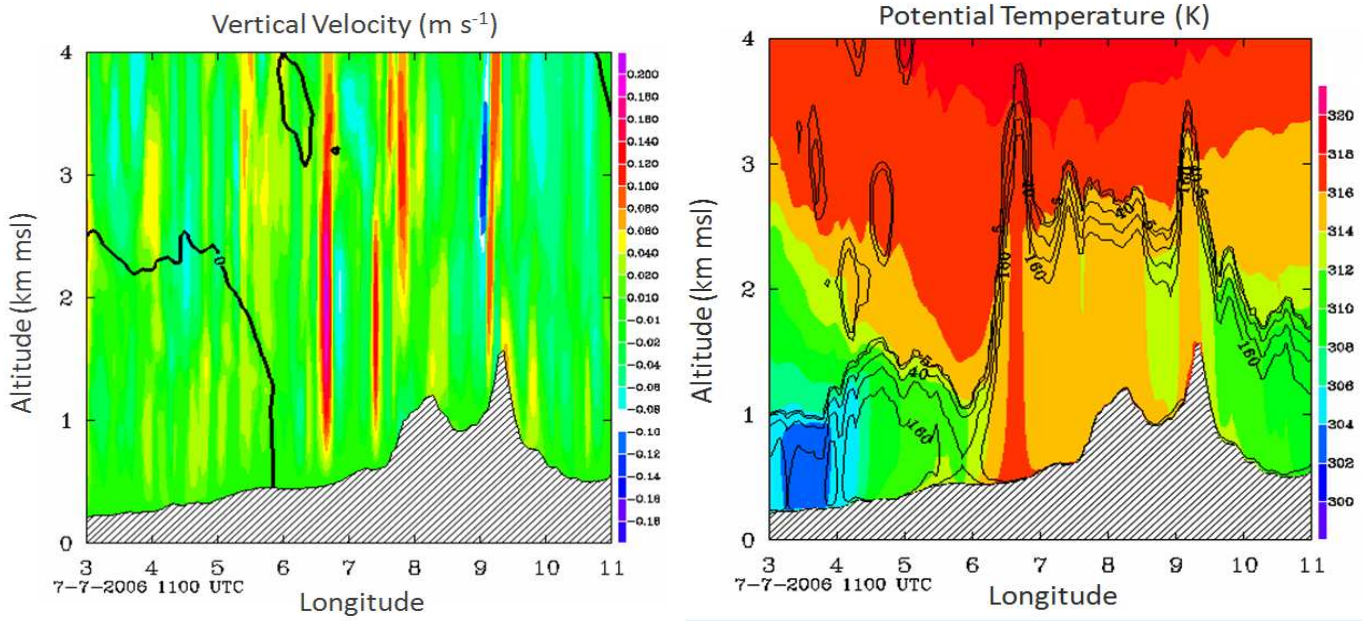


Figure 5: *Vertical cross-section along the black line shown on Fig. 4b on 7 July at 1100 UTC of (a) vertical velocity and (b) potential temperature (color) and turbulent kinetic energy (contours). The thick black line on (a) corresponds to the zero isotach in the winds perpendicular to the cross section delineated the ITD.*

(a) ECMWF (b) MesoNH

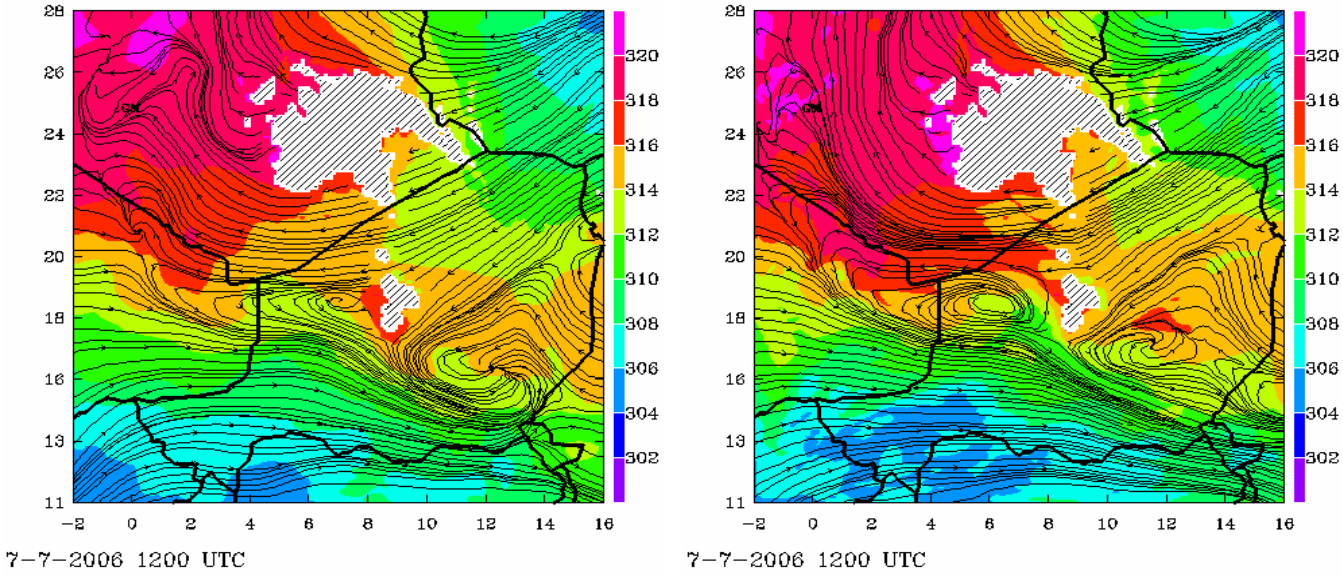


Figure 6: *Potential temperature field at 1 km msl (colors) on 7 July 2006 at 1200 UTC, resulting from the projection of the ECMWF analyses on the study domain (a) and simulated by MesoNH (b). Streamlines at 1 km msl are superimposed in black.*

(a) (b)

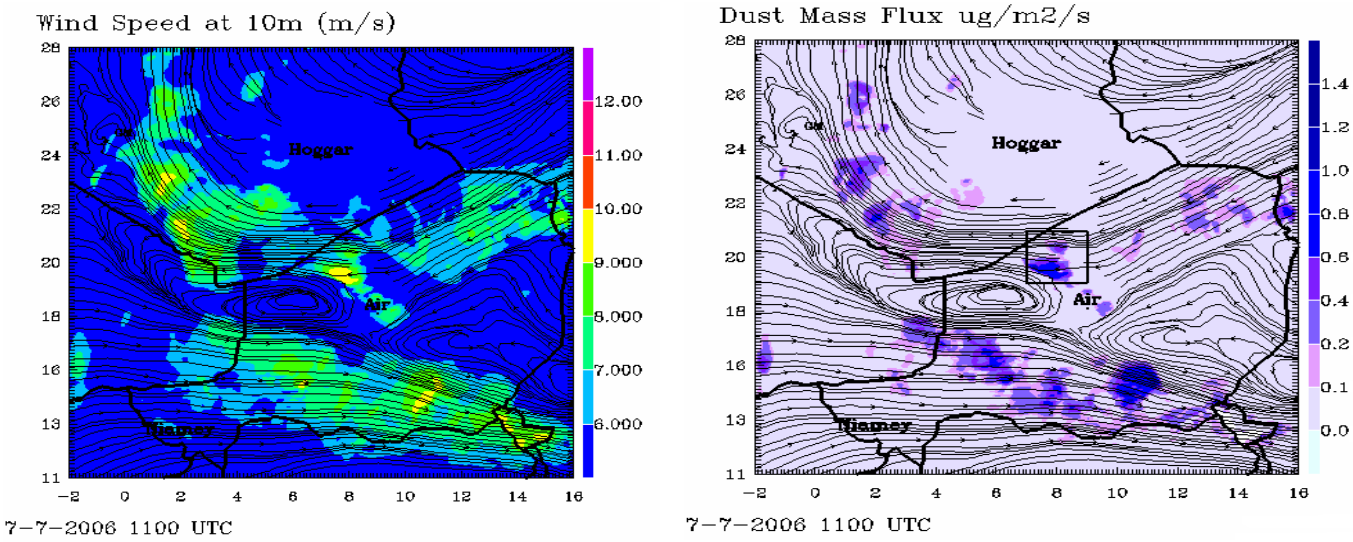


Figure 7: *Simulated wind speeds at 10 m above ground level (agl, color) with overlain streamlines at 1 km (above msl) on 7 July at 0011 UTC (a) and dust mass flux derived from the MesoNH simulation at 1100 UTC on 7 July. The black box on represents the sub-domain used for the calculation of the temporal evolution of the dust mass flux shown in Fig. 3 at 1100 UTC (b).*

(a) (b)

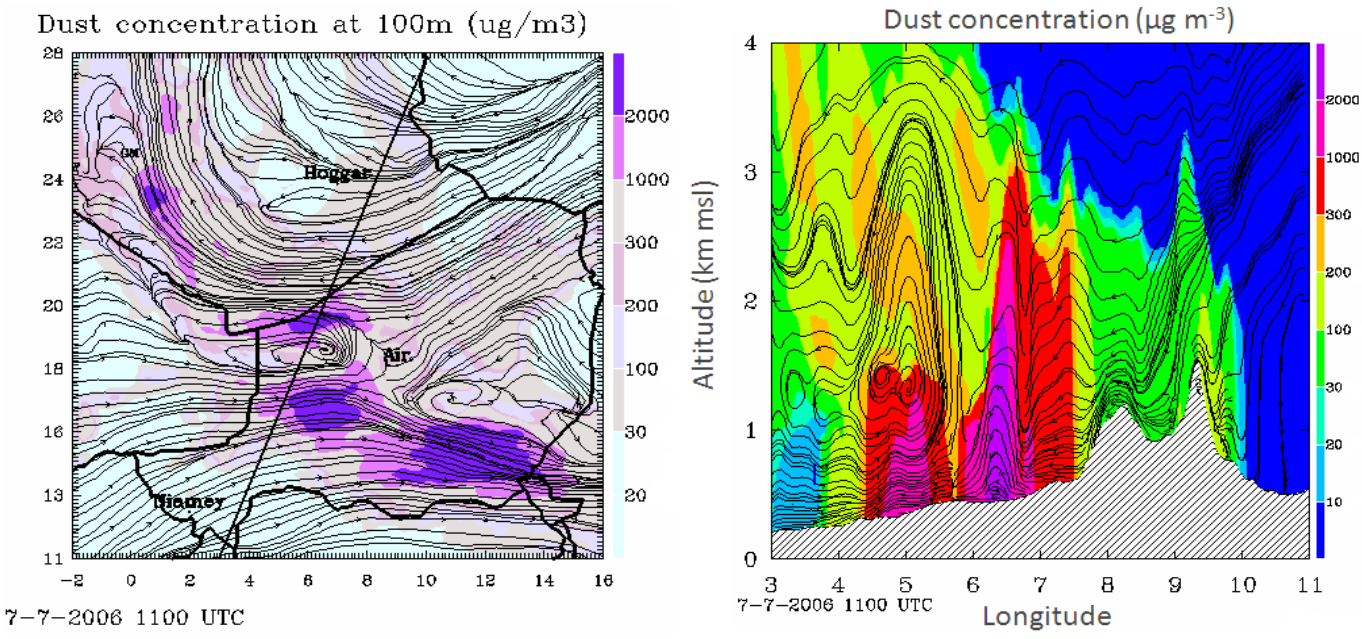


Figure 8: (a) *Dust concentrations (color) derived from MesoNH simulation and streamlines at 100 m agl at 1100 UTC on 7 July. (b) Vertical cross section through the cyclone along the black line shown on (a) of dust concentrations (color) and streamlines at 1100 UTC on 7 July.*

(a) (b)

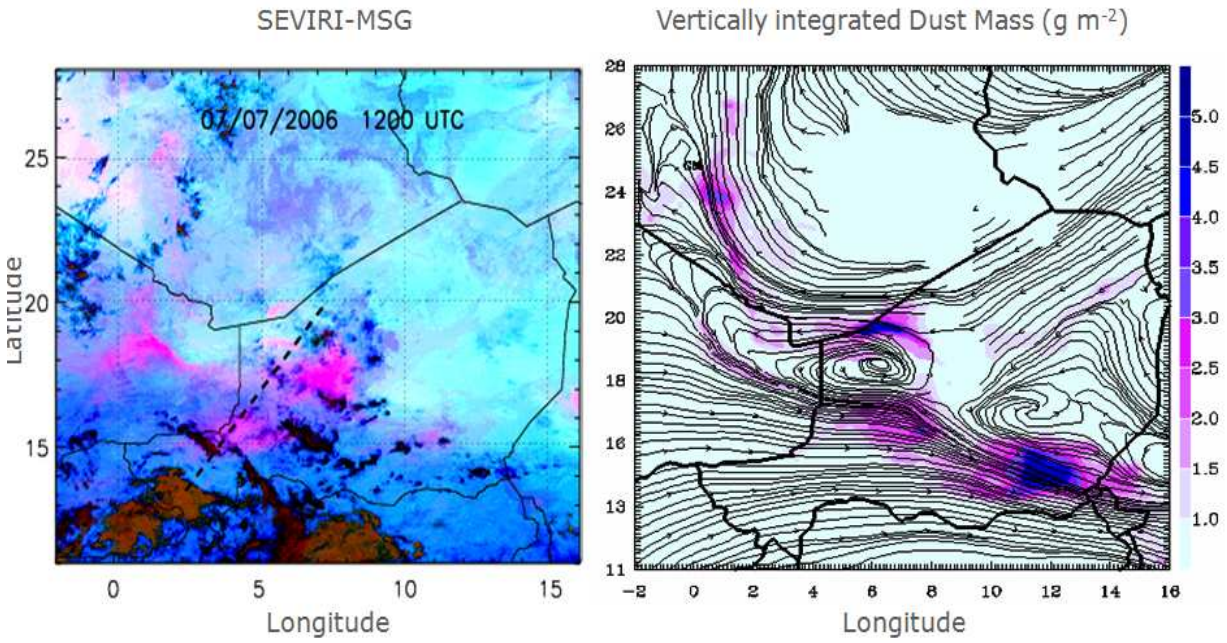
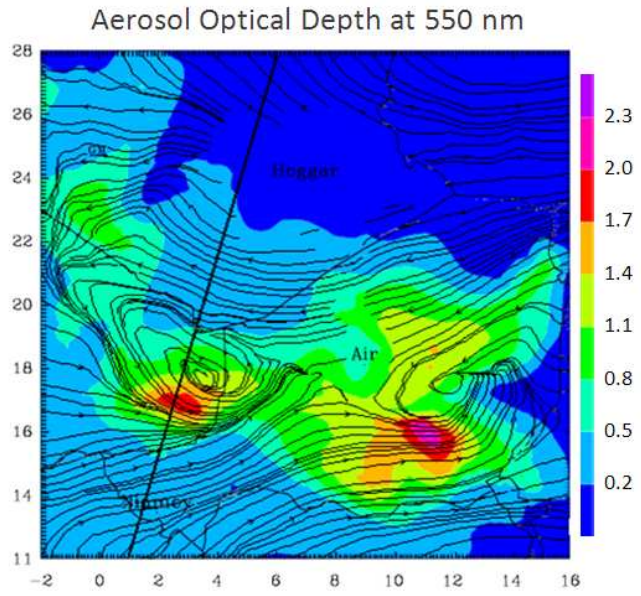
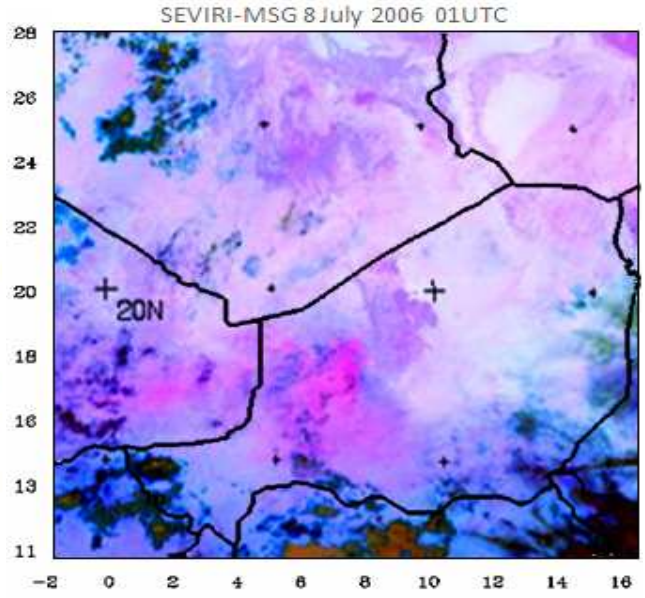


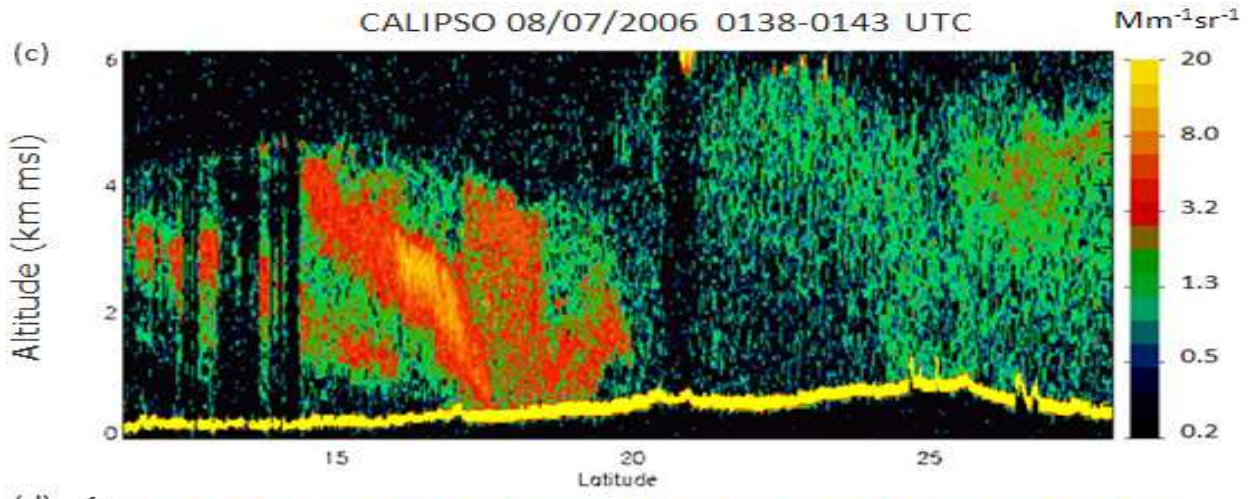
Figure 9: *(a) SEVIRI-MSG false-color image on 7 July 2006 at 1200 UTC in which dusts appear in pink or magenta, water vapour dark blue, thick high-level clouds red-brown, thin high-level clouds almost black and surface features pale blue or purple. (b) Simulated field of vertically integrated dust mass on 7 July at 1200 UTC (colors) and streamlines at 1 km msl.*

(a)


Aerosol Optical Depth at 550 nm
Hoggar
Air
Niamey
2.3
2.0
1.7
1.4
1.1
0.8
0.5
0.2

(b)


SEVIRI-MSG 8 July 2006 01UTC
20N


CALIPSO 08/07/2006 0138-0143 UTC
Mm-1sr-1
(c)
Altitude (km msl)
Latitude
20
8.0
3.2
1.3
0.5
0.2

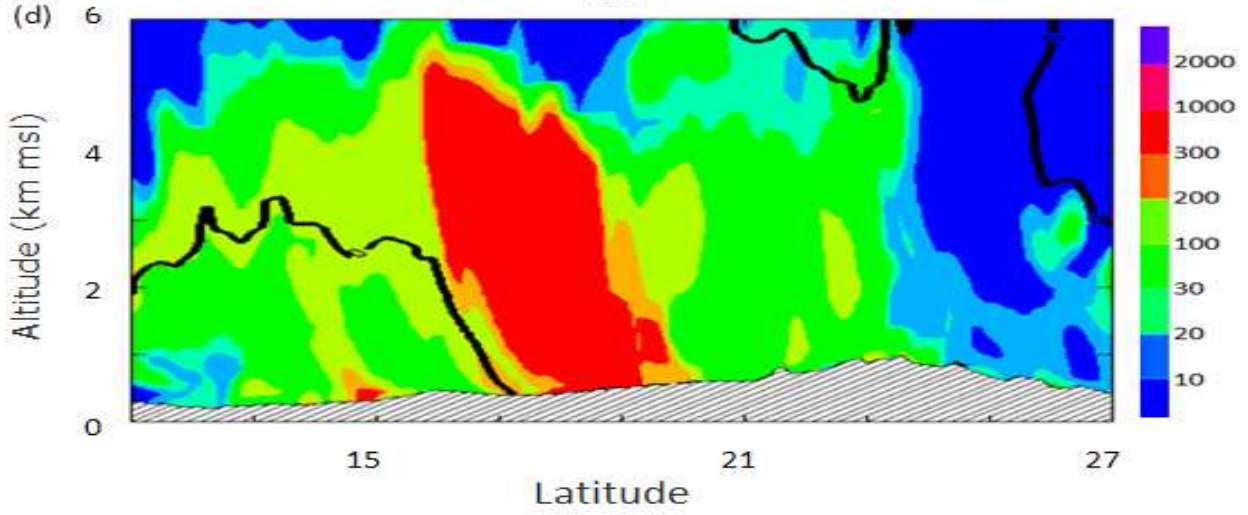
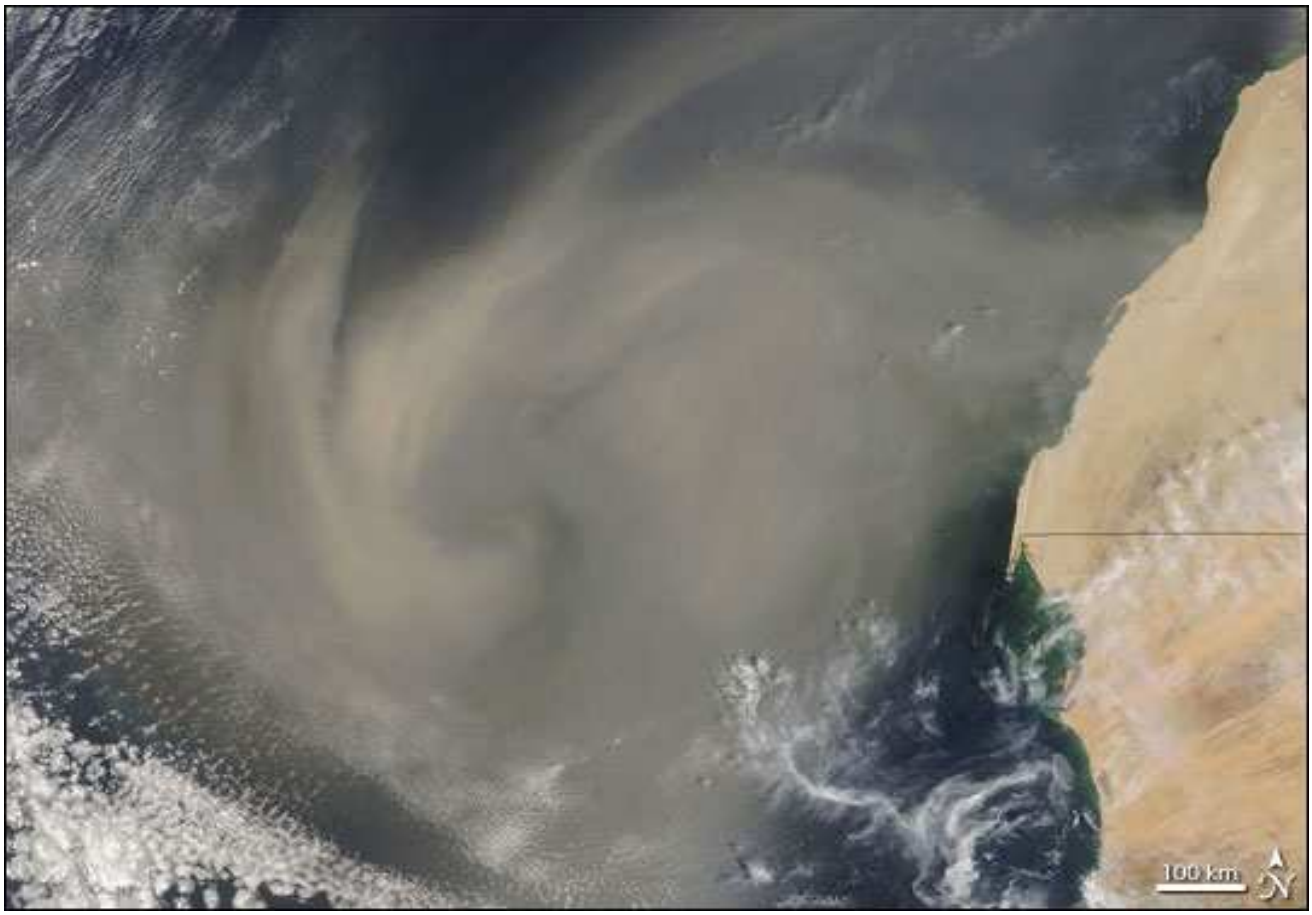

(d)
Altitude (km msl)
Latitude
2000
1000
300
200
100
30
20
10

Figure 10: *(a) Simulated field of Aerosol Optical Depth at 550 nm on 8 July at 0100 UTC (color) and streamlines at 1 km msl. (b) SEVIRI-MSG false-color image on 8 July at 01 UTC. (c) Lidar backscatter coefficient profiles at 532 nm along the CALIPSO transect (black line on (a)) over West Africa on 8 July 2006 at 0130 UTC. (d) Simulated dust concentration at 0100 UTC along CALIPSO track. The black thick line represents the isotach zero wind and delineates the ITD position.*

6.3 Conclusions

Cette étude a permis de mettre en évidence l'existence d'un nouveau phénomène en Afrique de l'Ouest qui correspond à la formation de cyclones dans la région du Front Inter Tropical au-dessus du Sahel en relation avec la dynamique spécifique à cette région. L'étude nous a permis également de mieux comprendre les mécanismes impliqués dans ce phénomène (cisaillement et effets de l'orographie) tout en évaluant la contribution de chacun. Ce travail a aussi mis l'accent sur le fait que la formation de cyclones dans la région du FIT au-dessus du Sahel constitue un mécanisme efficace pour la mobilisation et l'injection des aérosols dans l'atmosphère Ouest Africain durant la saison de mousson, période durant laquelle le Front Inter Tropical est situé au-dessus des zones sources d'aérosols désertiques dans cette région. Ce mécanisme constitue un forçage dynamique additionnel (en plus des LLJs, front de mousson et courants de densité) contribuant à l'importante activité en aérosols durant la saison de mousson et permet, entre autres, de mieux comprendre la variabilité annuelle que présentent les émissions d'aérosols désertiques en Afrique au nord de l'Equateur.

VII. Conclusions et perspectives



7.1 Synthèses	**237**
7.2 Perspectives	**239**
7.2.1 A court terme	**239**
7.2.2 A moyen et long terme	**239**

7.1 Synthèses

Dans le cadre du présent travail de recherche, deux nouveaux mécanismes de soulèvements d'aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest, durant la saison de mousson, ont été identifiés:

1- Le premier étant lié aux forts vents turbulents au niveau du front de mousson dans la région du front intertropical, très actif durant la nuit et les premières heures de la journée.

2- Le deuxième est lié à la formation de circulation cycloniques dans la région du front intertropical en réponse: (a) au blocage orographique exercé par les massifs du Hoggar et de l'Air sur les masses d'air froides advectées au dessus du continent nord africain depuis la Méditerranée et (b) au cisaillement horizontal caractérisant le front intertropical étant l'interface à la surface entre deux flux de direction opposée et de caractéristiques thermodynamiques différentes.

Les mécanismes identifiés, en plus de leur efficacité en termes d'émissions d'aérosols, offrent également des conditions dynamiques nécessaires pour l'injection des aérosols mobilisés à des hautes altitudes, leurs donnant ainsi le potentiel pour contribuer au transport à grandes échelles spatiales et temporelles.

En plus, les mécanismes identifiés semblent être en accord avec les résultats de l'étude par Engelstaedter et Washington [2007a], qui ont montré que: (a) les émissions d'aérosols en Afrique de l'Ouest sont associées à des évènements de forts vents à petites échelles plutôt qu'à une augmentation du champ moyen de vents de surface et que (b) le maximum des émissions d'aérosols désertiques an Afrique au nord de l'Equateur est observé durant les mois de juin-juillet en coïncidence avec le déplacement annuel du front intertropical vers le nord.

Par ailleurs, les études que nous avons menées pour l'identification des mécanismes cités ci-dessus, ont permis la documentation de l'aspect thermodynamique de l'atmosphère dans les régions examinées. Ainsi, la dynamique du front intertropical et la structure spécifique de la couche limite dans cette région ont été décrites en 3D avec notamment la caractérisation thermodynamique d'éléments clés du système de mousson: Le flux de mousson, le flux d'Harmattan et le Jet d'Est Africain.

Au-delà de l'identification des mécanismes dynamiques impliqués dans les émissions et le transport des aérosols minéraux au-dessus du Sahel, nous nous sommes attachés dans ce travail à évaluer la représentativité dans un modèle atmosphérique de méso échelle des mécanismes forçant les émissions d'aérosols et de quantifier les émissions associées à chacun des mécanismes étudiés. Ceci étant un atout majeur de toute étude visant à évaluer l'impact radiatif des aérosols désertiques sur la dynamique de l'atmosphère.

Ainsi, la reproduction par le modèle MesoNH des soulèvements associés à trois mécanismes (jets de basses couches, front de mousson et dry cyclones) a été examinée. Les résultats satisfaisants obtenus suggérant la nécessité, pour une bonne représentation de ces mécanismes, de réaliser des études numériques sur des domaines assez larges pour couvrir les principales zones sources et avec des résolutions suffisamment fines, étant donné que de tels mécanismes sont souvent la réponse, à méso échelle, à un forçage dynamique à plus grande échelle.

Les études numériques effectuées dans le cadre de ma thèse ont suggéré que les émissions dans la région du front intertropical, durant la saison de mousson quand le front est positionné au-dessus des *'hot-spots'* de l'Afrique de l'Ouest, sont du même ordre que celles estimées dans la région de Bodélé au Tchad, connue pour être la région source la plus importante de l'Afrique au nord de l'Equateur. Ceci explique, en partie, le fait que le maximum dans le cycle annuel des émissions d'aérosols désertiques en Afrique au Nord de l'Equateur soit observé durant la saison de mousson.

7.2 Perspectives

Les résultats innovants, auxquels a aboutit le présent travail de recherche, ouvrent la porte à de nombreux projets à court, moyen et long termes dans l'optique de l'évaluation de l'impact radiatif des aérosols désertiques sur la mousson Africaine et sa variabilité. Ainsi, les perspectives inspirées par ce travail s'articulent autour de trois axes: régionaliser les résultats obtenus ici à partir des cas d'étude précis, identifier les mécanismes de soulèvements dans la région de la dépression thermique et étudier l'impact radiatif des aérosols minéraux sur la dynamique de la mousson Africaine et sa variabilité temporelle.

7.2.1 A court terme

Une première nécessité s'impose, à la suite du présent travail, consistant à examiner la représentativité des mécanismes identifiés sur une échelle de temps plus grande i.e à l'échelle d'une saison de mousson et à quantifier les émissions d'aérosols sahéliens dans la région du front intertropical pour une saison entière de pluie.

Par ailleurs, afin de compléter nos connaissances sur les mécanismes impliqués dans les soulèvements d'aérosols désertiques en Afrique au nord de l'Equateur et d'évaluer la contribution de chacun à l'activité totale en aérosols désertiques dans cette région, une identification des mécanismes qui pilotent les soulèvements dans la région de la dépression thermique (Heat Low) est indispensable.

Les moyens adaptés pour mener à mieux ces études sont surtout les observations spatiales de CALIPSO et SEVIRI-MSG qui offrent une bonne couverture spatiale et temporelle et permettent d'accompagner des travaux de modélisations à l'échelle de l'Afrique au nord de l'Equateur.

7.2.2 A moyen et long terme

Une fois l'étape d'identification et de représentation dans les modèles des mécanismes responsables des émissions d'aérosols désertiques en Afrique au nord de l'Equateur est franchie, il serait envisageable de passer à l'étude de l'impact radiatif de la charge totale en aérosols désertiques induite par les différents mécanismes actifs durant la saison de mousson

sur: (a) La dynamique de la dépression thermique Saharienne (Heat Low) et (b) La dynamique de la mousson et sa variabilité.

Une approche couplant observations et modélisation sera la mieux adaptée à cette étude notamment une combinaison, entre des études de modélisation à l'échelle régionale par le modèle MesoNH et les mesures sol et avions effectuées dans le cadre du projet AMMA (SOPs 2006) et de la campagne GERBILS 2007 ainsi que les observations spatiales de l'Aqua Train en particulier celles de CALIPSO permettra d'évaluer le forçage radiatif des aérosols sur la circulation atmosphérique en Afrique de l'Ouest, en comparant les simulations avec le code aérosols, validées par les observations, avec celles sans le code aérosol.

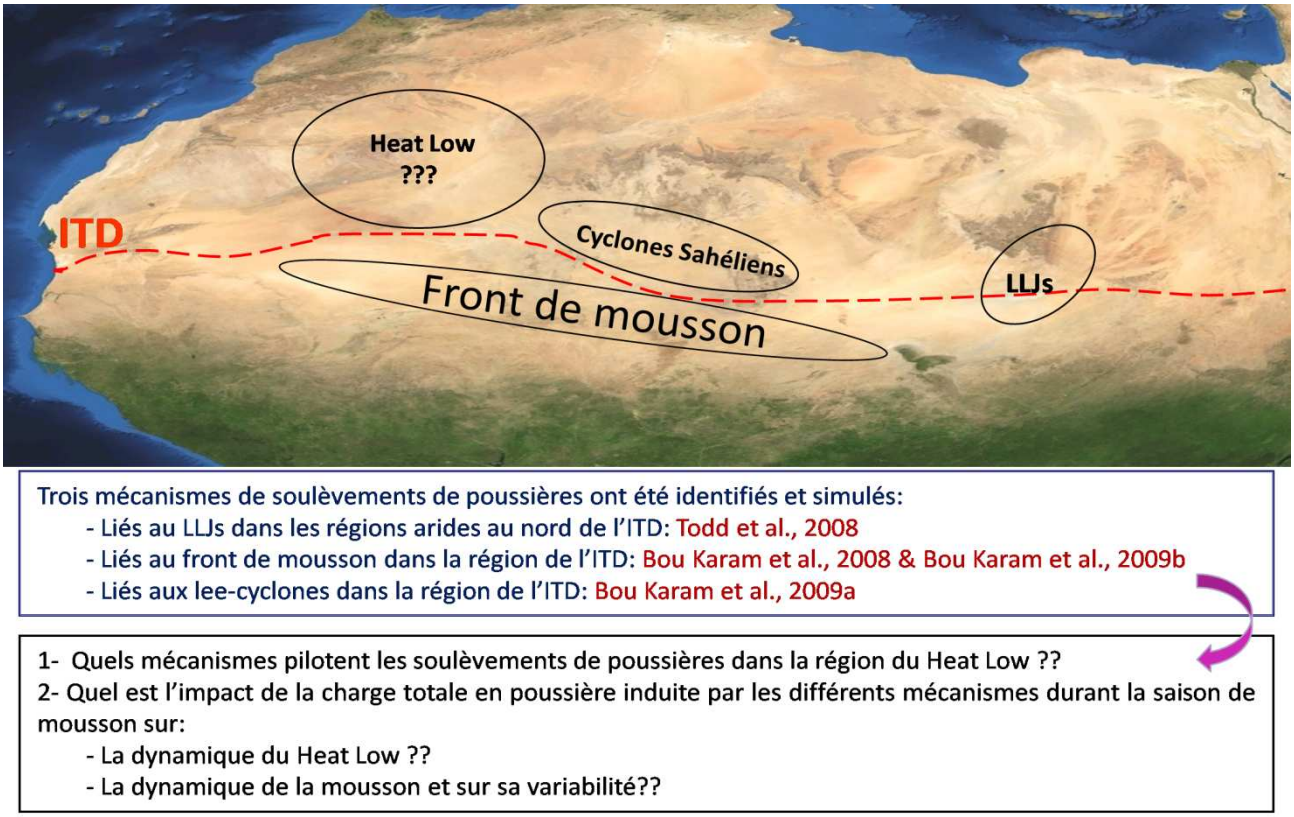


Schéma synthétisant les principaux résultats auxquels a aboutit le travail de recherche mené durant ma thèse et les perspectives qui en découlent.

Annexe: Modélisation du cycle diurne du front intertropical au-dessus du Bénin.



Dans cette partie, nous présentons l'étude du cycle diurne de l'ITD avant le début de la saison des pluies au Sahel, période durant laquelle l'ITD est située aux alentours de 10°N. L'étude est basée sur des mesures sol issues de plusieurs stations d'observations installées au Bénin et est accompagnée d'un travail de modélisation à méso échelle utilisant le modèle MesoNH. L'étude a pour objectifs de détailler le cycle diurne de l'ITD, de valider la représentativité du cycle diurne de l'ITD par le modèle et de quantifier l'apport en humidité du flux nocturne à la région étudiée.

L'étude se présente sous forme d'un article soumis au «*Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*» et intitulé «*Diurnal cycle of the inter-tropical discontinuity over Benin from ground-based measurements and mesoscale modelling*».Cet article est le fruit d'une étroite collaboration avec l'Université de Collogne en Allemagne et plus notamment avec Bernhard Pospichal et Suzanne Crewell.

Diurnal cycle of the inter-tropical discontinuity over West Africa analysed by remote sensing and mesoscale modelling

Bernhard Pospichal[1] Diana Bou Karam[2], Susanne Crewell[1], Cyrille Flamant[2], Anja Hünerbein[3], Olivier Bock[4], Frederique Saïd[5]

[1] Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, Cologne, Germany.

[2] Université Pierre et Marie Curie, Service d'Aéronomie/Institut Pierre-Simon Laplace, Paris, France.

[3] Freie Universität Berlin, Institut für Weltraumwissenschaften

[4] IGN/LAREG, Paris, France

[5] Observatoire Midi-Pyrénées, Laboratoire d'Aérologie, Toulouse, France

Abstract

The diurnal cycle of the Inter-tropical discontinuity (ITD), i.e. the interface at the ground between the moist monsoon air and the dry Harmattan air, is an important factor in the West African monsoon system. During the whole year of 2006, high resolution ground-based remote-sensing measurements have been performed in the area of Djougou, Benin which made it possible to observe the ITD and the associated sharp gradient of temperature and humidity in detail.

In order to extend the point measurements to a 3D view of the ITD and to enhance the knowledge of the processes around the ITD, the mesoscale atmospheric model MesoNH has been run for a 84-hours period in April 2006. In addition Meteosat infrared observations have been used to determine the ITD position and its movement. From these observations a northward propagation of the moist air front (ITD) of 8-12 m s^{-1} has been calculated. The

model turned out to match well with the observations: For example, the time of front arrival in Djougou is simulated with a maximum error of about 1 hour and the speed of the ITD is consistent with Meteosat images. This agreement suggests the use of the model to further describe processes in the lower atmosphere.

Keywords: AMMA, West African Monsoon, Low level jet, MesoNH

1. Introduction

One of the main goals of the African Monsoon Multidisciplinary Analyses (AMMA) project (Redelsperger et al., 2006) is to better understand and quantify meso-scale processes in the lower troposphere with respect to the West African monsoon system. A lack of understanding of atmospheric processes over this region is still eminent and many questions on the West African Monsoon (WAM) such as the northward propagation of the Inter-tropical discontinuity (ITD) and the meridional transport of moisture at the beginning of the monsoon season remained open. Until recently, there were only few atmospheric observations in this region; in particular the availability of reliable upper-air data was very poor. Therefore, a substantial part of the AMMA project which has been launched in 2001 was devoted to the increase of observations (Lebel et al., 2007), both intensifying existing observing systems like conventional weather stations or radiosondes, and the application of new methods (such as radar, lidar and other remote sensing instruments).

The ITD marks the convergence zone at the ground between two flows: the moist and relatively cool southwesterly monsoon flow to the south and the dry and warm north-easterly Harmattan flow to the North (Hastenrath, 1995; Bou Karam et al., 2008; Flamant et al., submitted). The monsoon season in West Africa starts with the propagation of the ITD from the Gulf of Guinea coast towards the north during the months of March/April. This defines the beginning of the rainy season over the Sudano-Sahelian zone, also referred to as the “pre-onset” of the WAM (Sultan and Janicot, 2003). During the following months, the ITD continues to move inland, reaching its northernmost climatological position at about 21°N in July and August (Sultan et al., 2007).

The diurnal cycle of the ITD is one of the atmospheric processes which play a crucial role in the WAM system. With the associated (mainly nocturnal) low-level winds, the diurnal variation of the ITD position has been recognized in several previous studies as a key factor in the northward transport of moisture (Parker et al. 2005, Sultan and Janicot, 2007, Lothon et al., 2008). Bock et al. (2008) describe the seasonal evolution of the diurnal water vapour cycle for several locations in West Africa using GPS observations. They show that for each of these stations, strong diurnal cycles occur only during one or two distinct months in connection with the ITD. The ITD position does not move gradually over several months, but there are many processes that impact the ITD at various time scales from daily low-level jets (Flamant et al., 2008) to multi-day pulsations with cycles of about 5 days (Couvreux et al., 2008). These pulsations are associated with increased meridional low-level winds and bring additional moisture to the north.

Nearly all year round, nocturnal low-level jets occur with more or less intensity over the region which can peak up to 15-20 ms^{-1} below 500 m AGL (Lothon et al., 2008). The origin of these low-level jets is already well known (e.g. Blackadar, 1957). During daytime, convective turbulent mixing is large and limits horizontal transport of air masses. In the late afternoon, the heat flux decreases, and the circulation responds to the surface pressure gradient force imposed by the heat low. The winds are accelerated towards the low pressure during the night, reaching their maximum speed in the morning hours. However, the strength of the nocturnal jet as well as the sharpness of water vapour and temperature gradients across the ITD during its northward displacement has only been little observed until now. An exception is several days of observations during the peak monsoon season when the ITD reaches its northernmost position (Bou Karam et al., 2008 and Flamant et al., 2008).

Complementary to the above mentioned work, we present here the continuous monitoring of the ITD over several days using a variety of ground-based and satellite remote sensing methods. The ground-based measurements have been taken at the AMMA supersite in Djougou (Central Benin) representing a unique dataset of observations in this area (Pospichal and Crewell, 2007). In addition, we are going to validate the mesoscale model MesoNH with the observations and use the model as a tool to investigate the processes around the ITD. The extension from a point view (ground-based observations) to a spatial view (satellite, model) allows broadening our knowledge of the atmospheric state on small temporal and spatial scales.

The diurnal variation of the latitudinal ITD position while over Central Benin is about 100-200 km. This is relatively small to be represented in global numerical weather prediction (NWP) models with a typical grid box size of at least 40 km. On the one hand, this is due to the rather small extent of the diurnal cycle with respect to the horizontal resolution of the models, but on the other hand, the sparse network of routine ground-based and upper-air observations makes it difficult to capture these phenomena in model analyses properly. Therefore, it is essential to use mesoscale atmospheric models to describe sub-synoptic scale features in the lower atmosphere. In this study, the use of the MesoNH model with a resolution of 10x10 km will demonstrate to what extent it is able to reproduce the atmospheric state and sharp gradients along the ITD.

The choice of a suitable period for this case study has been made after considering two main prerequisites: the number of available observations should be as high as possible and the strongest temperature and humidity gradients between the moist and dry air masses should be situated over Nangatchori. For these reasons the period between 9 April, 12 UTC and 13 April, 00 UTC when the ITD remained close to Djougou was chosen for the model comparison.

This paper is structured as follows: First of all, details on the measurements will be given in section 2. A model description can be found in section 3 and the synoptic situation is presented briefly in section 4. Once the simulations have been validated, the full 3D information of the model is used to investigate the ITD development in detail (section 5).

2. Observations

In the framework of the AMMA campaign, three so-called supersites have been set up with a variety of ground-based instruments in order to study the atmospheric processes over West Africa as completely as possible. These supersites were situated around the 0°E meridian and covered different climate zones, from Djougou/Nangatchori, Benin (9.6°N, 1.8°E) to Niamey, Niger (13.5°N, 2.1°E) and to Gourma, Mali (16°N, 1.5°W). The monsoon flow arrives in Djougou in April, whereas Mali does not become fully influenced by the moist air masses before the beginning of July (Bock et al., submitted).

The observations used for this study have been taken at the Benin supersite, about 350 km north of the Gulf of Guinea. Meteorological instruments were operated at two locations: the

city of Djougou and Nangatchori (10 km east of Djougou in a more rural environment). Hydrological measurements in this area (Donga catchment) have already been performed for more than a decade. For that reason, this place has been chosen as supersite for the AMMA campaign. The main ground-based instruments used in this paper are a microwave profiler and an Ultra High Frequency (UHF) wind profiler. Both of them were deployed in Nangatchori in 2006 (Pospichal and Crewell, 2007).

The microwave profiler HATPRO measures atmospheric emission by gaseous and liquid compounds of the atmosphere at 14 frequencies, 7 on the upper wing of the water vapour line of 22.235 GHz and 7 at the lower wing of the oxygen absorption complex around 60 GHz (Rose et al., 2005). From this frequency combination, it is possible to derive integrated water vapour (IWV) and cloud liquid water path (LWP) as well as temperature and humidity profiles using statistical retrieval algorithms. The measurements have been taken at an elevation angle of 70 degrees over the full year. The antenna was tilted to the north in order to avoid looking directly into sun. Additional measurements under six lower elevation angles were performed in order to enhance - assuming horizontal homogeneity - the accuracy of temperature profiles in the lowest 1500 m with a bias and RMS both less than 0.5 K (Crewell and Löhnert, 2007). These elevation scans were carried out every 15 minutes and all data used here are with this temporal resolution. The accuracy of these measurements is better than 1 kg m^{-2} for IWV and 25 g m^{-2} for LWP. When compared with GPS observations at Djougou, the HATPRO derived IWV exhibits a bias of 0.3 kg m^{-2} and a RMS difference of 1.1 kg m^{-2} for the year 2006 (not shown). Accuracy for temperature profiles is 1 K at 1 km AGL, the error is gradually increasing with height. For humidity profiles only between two and four independent pieces of information can be detected (Löhnert et al., submitted) because the microwave frequencies along the 22.235 GHz water vapour absorption line are correlated and do not provide more information on the vertical distribution of water vapour. Therefore strong vertical water vapour gradients cannot be reproduced properly with the microwave radiometer.

The UHF (1.24 GHz) wind profiler Doppler radar, operated by the Centre National de Recherches Météorologiques, provides vertical profiles of the three wind components, reflectivity and spectral width under clear air or precipitation, in the first 3 to 5 km of the atmosphere. It is a five static antenna profiler working in a continuous operating mode with a max peak power of 4 kW. The typical vertical and temporal resolutions are 100 m and 5

minutes, respectively. For more details on the instrument and data processing refer to Jacoby-Coaly et al. (2002) or Heo et al. (2003).

In addition, a variety of meteorological instruments were operated in the Djougou area, such as a lidar ceilometer, and several radars (C-Band, X-Port and the 24.1 GHz micro rain radar). Surface standard weather observations in Djougou and Nangatchori as well as flux measurements in Nangatchori were also performed there.

Furthermore, Meteosat Second Generation (MSG) SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) observations are used as a proxy for surface temperature. As the continuum absorption of water vapour is relatively weak at the wavelength of 10.8 µm and the surface/cloud emissivity is close to the emissivity of a black body, the brightness temperatures measured in this channel are highly correlated to the target temperatures. For this reason, this channel is suitable for the detection of clouds due to their temperature which is generally lower than the temperature of the surface underneath. For the same reason clear sky brightness temperatures can be used as a proxy for the surface skin temperature. In this region, the spatial resolution of the observations is particularly high (3 km) due to the proximity to the satellite nadir at 0°N, 0°E.

3. Model setup

We use the non hydrostatic meso-scale model MesoNH which has been developed jointly by CNRM (Météo France) and Laboratoire d'Aérologie (CNRS) (Lafore et al., 1998). MesoNH contains different sets of parameterizations such as turbulence (Bougeault and Lacarre, 1989), convection (Kain and Fritsch, 1993; Bechtold et al., 2001), biosphere-atmosphere thermodynamic exchanges (ISBA) (Noilhan and Mahouf, 1995), urban-atmosphere interactions (Masson, 2000), lightning processes (Barthe et al, 2005), cloud microphysics (Cohard and Pinty, 2000), gaseous chemistry (Suhre et al., 1998; Tulet et al., 2003), chemical aerosol (Tulet et al., 2005) and dust aerosol (Grini et al., 2006). MesoNH uses the radiative scheme of the European Centre for Medium-range Forecasts (ECMWF) which computes radiative fluxes of shortwave and longwave radiation. MesoNH calculates shortwave radiation transfer at six wavelengths using extinction coefficients, asymmetry factors and single scatter albedo, these

properties are computed by lookup tables using the Mie code of Evans (1998). The vegetation types are provided by the ECOCLIMAP data base (Masson et al., 2003).

Since this study does not have its main focus on cloud microphysics or related aspects, the formation of clouds was not activated during the simulation. The model is nudged every 6 hours by ECMWF analyses. Due to the continuous nudging, possible changes induced by the presence of clouds are taken into account indirectly via the analyses. The validity of this assumption is confirmed by remote sensing observations which show that in the centre of the domain (over Nangatchori) clouds were present only during 3 hours out of 84 of the model run. These clouds were thin broken altocumulus clouds at about 4 km agl.

In this study, a simulation over 84 hours - between 9 April 2006, 12 UTC and 13 April 2006, 00 UTC - was carried out over a domain with horizontal mesh size of 10 km centred at 9°N and 2°E covering an area of 1000km x 1000km from 1.95°W to 6.95°E in longitude and from 5.1°N to 13.9°N in latitude (Fig. 1). In the vertical, 72 stretched levels were used. The lowermost level was set at 10 m above the ground and 31 levels were located within the lowest 1000 m above ground, while the highest level was set at 28 km agl. The model outputs are available every hour. In the first six hours, some spin-up problems might be evident. The simulation has been initialized by the ECMWF analyses. It has to be kept in mind that these analyses were produced with rather sparse surface observation data. The radiosonde availability was particularly poor: During the whole month of April only 83 sondes from Niamey and 23 sondes from Cotonou were received from the MesoNH area at ECMWF and went into the analyses (AMMA-EU, 2007).

4. Synoptic situation

The dry season in early 2006 in the Djougou area was characterized by several outbreaks of moist air from south, resulting in moister than average conditions from January to March, and causing also a major rainfall event (>50 mm) on 15 February 2006 over the region. For that reason, it is not easy to define a clear beginning date of the transition towards the monsoon season. However, the region was predominantly influenced by a north-easterly flow until the end of March when winds started to shift every night from north-east to south-west, evidencing the daily northward pulse of the monsoon air. This nighttime wind shift was observed during 16

nights between 1 and 19 April 2006. After 20 April, the study area remained all day in the south-westerly monsoon flow. Janicot et al. (2008) also state that around 10 April dry air masses with very weak convective activity prevailed over West Africa, followed by abrupt increase in moisture towards the end of that month.

The development which led to the dry air outbreak arriving in Djougou on 10 April 2006 started several days before. At the beginning of April, the synoptic situation was characterized by a ridge over north-western Africa and a very pronounced mid-latitude trough over Libya and Egypt into Sudan. Over the western parts of the Sahara, high pressure was present. From 4 April on, the ridge was flattened and shifted eastwards due to a rather strong westerly flow over Algeria, causing a lower surface pressure over the Sahara which provoked a northward move of the ITD west of the 5E meridian. At the rear edge of another trough over the Red Sea, dry and relatively cool upper-tropospheric air subsided on 7 April over Libya and Northern Chad. Following a re-strengthening of the ridge over Algeria, these very dry air masses moved south-westward at the southern edge of the high geopotential over the central Sahara. The driest air masses arrived over the study area on 11 April with an IWV of less than 10 kg m^{-2}. The boundary between the moist and the dry air masses was located at the Djougou latitude at 00 UTC (Fig 2). On 10 and 11 April, the synoptic situation is characterized by a strong surface high pressure area between Libya and Eastern Niger which causes a southward retreat of the ITD east of 0° E whereas the heat low was placed over Mauritania. The ECMWF analysis of 925 hPa wind from 11 April, 00 UTC (Fig. 3) illustrates the quite strong winds over southern Niger and northern Nigeria and the convergence zone between Harmattan and monsoon flow over central Benin (around 9°N) very clearly. After 11 April, the north-easterly wind decreased again due to the weakening of the high pressure area over Libya. As a result, the diurnal mean ITD position slowly moved back northward.

5. Dynamics and thermodynamics of the ITD

5.1 Surface observations

In this section we start with evaluating the model results using surface observations. In a further step, integrated water vapour as well as profiles of temperature, humidity and wind will be considered. We are aware of the problems that may arise when comparing point observations

with a single model grid box. However, the period was mostly cloud-free which reduces sub-grid variability substantially. Furthermore, the area is relatively flat (mean grid box heights around Nangatchori differ by maximum 30 m over 10 km). The center of the closest model grid cell is 2 km away from Nangatchori at an altitude of 393 m, the real elevation of Nangatchori being 415 m. Differences in atmospheric conditions between Djougou and Nangatchori (10 km east-west distance) are small compared to the variability observed in the entire domain. The timing of the ITD passage does not differ by more than a few minutes between these two locations. In order to find a potential discrepancy between the model and observations that could be linked to the lack of cloud simulation, we will first compare ground-based values since radiative effects are likely to be more sensitive at the surface.

Temperature and dewpoint observations at 2m height show a pronounced diurnal cycle (Fig. 4) with a consistent picture between Nangatchori and Djougou. In the afternoon, temperatures usually reach 40°C at that time of the year. After sunset, the temperature drops quickly, particularly in Nangatchori. This measurement site lies in a flat terrain outside a small village, surrounded by manioc fields and some shrubbery. In this open area, night-time temperatures inversions are stronger than in the town Djougou where the measurement site is in an urban area on a small hill. In order to illustrate the dominant role of surface energy exchange we also consider the temperature of the lowest atmospheric layer (0-25 m) derived from HATPRO observations (see also section 2). The temperature values of the HATPRO profile were obtained by performing elevation scans with the microwave profiler. The temperature difference between this layer and the 2 m measurements in Nangatchori is up to 8 K before midnight, demonstrating the extremely strong temperature inversion close to the ground. Evidence for that is also given by temperature observations on a small tower in Nangatchori where the temperature difference between 1 and 4 m above ground was 5 K (Pospichal and Crewell, 2007). The 10 m model temperature corresponds roughly to an average between the remote-sensing measurements in the 0-25 m range and the 1.2 and 2 m in-situ measurements. During daytime, due to strong surface heating, the observations close to the ground are warmer than the model, whereas during the first part of the night (strong inversion) the observations are mostly cooler. During all three nights of the simulation, the moist air front arrives at Nangatchori around 00 UTC. Prior to the front arrival, the dry and warm Harmattan air was still present on top of the very shallow inversion (10 m). Just before midnight, the ITD moves from south to north over Djougou and the atmosphere close to the ground mixes due to the strong

southerly low-level jet: The temperature at 2 m rises whereas the mean temperature between 0 and 25 m drops.

The time series of dewpoint temperature demonstrate the large humidity contrasts within the diurnal cycle (Fig. 4, bottom). The 2 m dewpoint fluctuates between 5°C and 20°C which corresponds to a water vapour mixing ratio between 5 and 15 g kg^{-1}. The model reproduces well the main features of the diurnal cycle, such as the large contrasts of water vapour and temperature across the ITD. Only the timing of the moist air arrival is delayed by one to two hours and it takes longer until the maximum dewpoint is reached, likely due to the fact that the model is too dry in the evening. The model does reproduce the jumps of temperature and humidity, but due to the lower temporal resolution (1 hour), they are less sharp.

The connection between dewpoint (Td) and ITD is given by the value of Td=15°C (Buckle, 1996) which corresponds to the nighttime position of the ITD on surface charts. Flamant et al. (submitted) suggest that the 15°C criterion should be relaxed during daytime because due to the mainly vertical exchanges in the planetary boundary layer (PBL), no distinct ITD position can be detected. Examining the dewpoint diurnal cycle during the study period (Fig. 4, bottom), it can be seen that Nangatchori is equally influenced by both the Harmattan and the monsoon air mass in the course of the day. From about 00 to 12 UTC, the ITD is north of Djougou and moist air is present whereas dry air prevails from 12 to 00 UTC when the ITD is south of Djougou.

5.2 Ground-based remote sensing observations

Having shown the representativity of the ground-based values, we compare model time series of temperature, humidity and wind profiles with profiler observations from Nangatchori from 9 April 2006 12 UTC to 13 April 2006 00 UTC (Fig. 5). The diurnal cycle of temperature below 2000 m MSL from the microwave profiler measurements is well represented by the model. A particular characteristic of this diurnal (potential) temperature cycle (Fig. 5a) is that the cooling in the range 500-1000 m MSL starts only between 21 and 00 UTC in both the model and the observations. Sunset was at 1803 UTC which means that for the first 3 to 6 hours after sunset the radiative cooling does only affect a very thin layer (~10 m) above the ground. At the time of the ITD arrival, the temperature drop in the measurements is very sharp, indicating the replacement of the warm Harmattan air mass by the cool monsoon flow around 00 UTC.

The abrupt change of air masses around midnight can also be well recognised in Fig 5b, where modelled and observed profiles of water vapour mixing ratio (WVMR) are presented. Note that the observations smear minima and maxima due to the poorer vertical resolution (see section 2). During the afternoon and until midnight, very dry air is advected by the Harmattan flow throughout the entire lower troposphere (up to 3500-4000 m MSL). At midnight, these dry air masses are replaced quasi instantaneously by the moist air from the south, resulting in quadrupled water vapour content close to the ground from 4 to 16 g kg^{-1}. During the night, the water vapour which has been transported into the region from the south is constrained to the lowest 1000 m AGL. After sunrise, the incoming solar radiation initiates vertical mixing of the atmosphere and in the course of the day, the water vapour becomes well mixed over the depth of the PBL which reaches up 3500 – 4000 m MSL.

On Fig. 5b, the cloud base heights observed by the ceilometer reveal the presence of clouds on 10 April during the morning hours in the monsoon air layer close to the ground and also on 11 April around 20-23 UTC in 4500 m MSL on top of the residual boundary layer. For the later time, the model simulated a relative humidity of 100 % at the altitude where these mid-level clouds have been observed. These cloudy periods also correspond to the mixing ratio maximum from HATPRO profiles at those heights for the whole period of concern.

Fig. 5c gives an overview of the wind conditions. The diurnal cycle can be seen very well with maximum wind speed in the PBL at about 06 UTC (just before sunrise). The low-level wind maximum on 11 April between 00 and 06 UTC from the model is weaker (10 m s^{-1}) than the observed values by the wind profiler (14 m s^{-1}). In the afternoon and early evening, strong vertical mixing up to 4000 m inhibits strong horizontal winds. This appears both in model simulations and observations.

The strong humidity changes in the whole atmosphere can be illustrated by considering the IWV (i.e. the total water vapour content in an atmospheric column) which varies between 10 and 28 kg m^{-2} during the period of concern (Fig. 6). In order to illustrate the impact of slight spatial shifts in the model, the closest grid box values to the north and south can be considered as error bars. Although the model grid spacing is only 10 km, differences of up to 9 kg m^{-2} over three grid boxes (30 km) can be seen, which confirms the presence of strong gradients over the area and the capability of the model to represent them. Most striking is the large diurnal variation. On 9 April, the observed IWV drops from 21 to 10 kg m^{-2} between 18 and 00 UTC.

This means that within six hours the water vapour in the atmosphere was reduced by a factor of 2, indicating the advection of very dry air masses. The model calculations (solid line) also show a similar cycle, although the modelled IWV minimum occurred two hours earlier than observed. During the next night (10/11 April), the IWV dropped again from 23 to 10 kg m^{-2} (HATPRO observations). Note that the diurnal cycle of water IWV is not as marked as for near-surface variables due to the different vertical distribution of water vapour throughout the diurnal cycle: Model results reveal that from about 00 UTC to 12 UTC roughly two third of the water vapour can be found below 1000 m AGL, whereas during the afternoon until midnight, two thirds of the water vapour are above 1000m AGL (Fig. 6b).

5.3 Satellite observations

A common way to evaluate atmospheric models is performed by using satellite observations. These data have the great advantage of covering a more or less large area of the earth at a glance. For example, Söhne et al. (2008) present a verification of MesoNH cloud cover forecasts over West Africa during peak monsoon season. However, for boundary layer studies of temperature or humidity, the use of satellite data is usually very limited because the shape of the weighting function does not provide detailed profile information of the lower atmosphere. Furthermore, clouds in the thermal infrared and visible or water vapour at higher microwave channels obscure the view to the surface.

In this special case, though, MSG SEVIRI satellite observations turned out to be rather useful. When looking at night-time infrared satellite images for cloud-free nights in April 2006, they reveal a distinct N-S brightness temperature gradient over the West African continent (Fig. 7). This feature which moves northward during the night has been recognized as the ITD position by comparison with ground-based observations. North of the ITD in the dry air, strong temperature inversions close to the ground (see Fig. 4) lead to low surface temperatures (i.e. cold IR brightness temperatures). In the example of 11 April 2006, 02 UTC (Fig. 7) many detailed structures show up north of about 10 deg. They reveal strong temperature inversions in basins and valleys, whereas hills and mountain ridges stayed above these shallow cold air pools even if the height difference is not more than 100 m. South of the ITD, the radiation balance at the ground is different: Because of the much higher water vapour content and stronger winds,

the surface remains warmer, even in cloud-free periods. This contrast in surface temperature results in brightness temperature differences of about 3 K across the ITD (roughly 10 km). This is illustrated by meridional cross-sections of the 10.8 µm IR brightness temperature and the MesoNH 10 m temperature (Fig. 8). At 00 UTC, the brightness temperature jump lies exactly over Nangatchori (9.6°N). The corresponding minimum of 10 m model temperature is situated somewhat further north at about 10°N.

In order to compare the movement of the ITD from satellite and model, we looked for the maximum satellite brightness temperature gradient over a cross-section between 1.5° and 2° E during the night of 10/11 April 2006 between 18 and 06 UTC. In the model, the ITD position is determined by the hourly position of the maximum meridional 10 m temperature gradient over the same cross-section. From Fig. 9 it is then possible to calculate the speed of the ITD displacement which is about 35 kilometres (0.3 degrees) per hour. The mean speed over the whole cross-section (8°N to 11°N) is 9.98 m s^{-1} for MSG observations and 8.70 m s^{-1} for MesoNH. When taking into account only the area within about 70 km from Nangatchori (9.25°N to 10.25°N), the observations (11.4 m s^{-1}) differ considerably from the model (8.2 m s^{-1}). This is also confirmed by the wind profiles (Fig. 5c) where the UHF profiler observations show higher values than the model within the low-level jet. Compared to the observations, the ITD arrival in the model is about one hour too early between 8.5°N and 9.5°N, but model and satellite observations agree in the timing of ITD arrival north of 10°N.

Although the surface skin temperature represented by the MSG observations is much higher during daytime compared to the MesoNH 10 m temperature (Fig. 8), some distinct features agree very well, such as the gradual increase of both temperature and brightness temperature between 6°N and 11°N at 12 UTC. It has to be noted that on 10 April at 12 and 18 UTC; some clouds were present south to 7°N, resulting in lower brightness temperatures which are not representative of the surface conditions. Also interesting is the cooling due to the nocturnal jet between 00 UTC and 06 UTC. This cooling increases with the latitude since the vegetation is sparser and it is much drier to the north, which increases the nocturnal radiative cooling at night. Unfortunately, due to the frequent presence of clouds, the application of satellite data for routine detection of the ITD is limited. During the month of April 2006, only 3 nights were completely cloud-free over the area of Nangatchori (7, 9, and 10 April).

5.4 Analyses of the ITD diurnal cycle using model results

Having found that the model is able to represent reality rather well further analysis concerning the diurnal cycle can be made on the basis of the full 3-D information available by the model. First, meridional cross-sections of 925 hPa wind speed, pressure difference relative to Nangatchori and IWV for different times of the day are presented (Fig. 10). South of Nangatchori, low-level winds are generally weak during daytime. At sunset (18 UTC), the largest pressure difference relative to Nangatchori with 4 hPa can be seen at 18 UTC between 6°N and 9°N. Although this pressure gradient is also visible at 12 UTC, strong vertical turbulent mixing prevents the northward transport of moist air during the day. When the mixing breaks down around sunset, low-level winds accelerate and the moist air can respond to the pressure gradient force, with a maximum between 7°N and 8°N at 18 UTC. This time of the day also corresponds to the time of the heat low maximum (Racz and Smith, 1999). The strongest wind in the moist air mass is at 00 UTC on 11 April with its maximum at 9°N, i.e. just south of the ITD position (the minimum of wind speed being directly over Nangatchori at that time). Some distance from the ITD (north of 12°N) where the air remains dry for the whole period, 925 hPa winds are relatively constant both day and night (~8 m s^{-1}). During the night the meridional surface pressure gradient weakens substantially and at 06 UTC it is less than 1 hPa over the whole area. After the ITD passage, the wind close to the surface declines slowly with the weakening pressure gradient due to friction (not shown). Unlike that, the (nearly frictionless) low-level jet in 925 hPa remains strong until the morning hours and stops only when turbulent convective mixing sets in again after sunrise. The strong meridional moisture gradient can be identified well by the water vapour mixing ratio contour line of 11 g kg^{-1} (Fig. 11), which equals to a dewpoint temperature of 15°C at the surface (960 hPa). Between 10 April 18 UTC and 11 April 06 UTC, the 11 g kg^{-1} contour line (i.e. ITD position) moves about 200 km from 9°N to 11°N. During the same period, the vertical extent of the moist air mass diminishes.

The vertical distribution of water vapour at 00 UTC is illustrated by a meridional cross-section (Fig. 12). Between the coast (6°N) and Nangatchori (9.6°N), the water vapour content close to the ground diminishes gradually. The strong gradient at 10°N corresponds to the line of zero meridional wind speed. This line represents the border between the southerly monsoon flow

(south of 10°N and below 1300-1500 m MSL) and the northerly Harmattan flow (north of 10°N and aloft of the monsoon flow).

The model with its high vertical resolution allows investigating the development of the PBL using water vapour and temperature profiles. When regarding these pseudo-profiles (i.e. profiles from model simulations) over Nangatchori in Fig. 13, many of the characteristics of the West African monsoon can be identified. The modelled profiles provide a good overview over the diurnal cycle and the vertical structure of the PBL over Nangatchori during the time of ITD passage. The model results show very well the sharp contrasts between the dry and the moist side of the ITD, as well as between daytime (convective mixing) and nighttime (temperature inversions and low-level jet). The profile of potential temperature shows the extent of the PBL, which is 3000 – 3500 m deep at that time of the year. However, only at 18 UTC the whole layer is well-mixed. At 12 UTC, the mixed boundary layer reaches up only to 2000 m MSL and above this layer the residual layer can be seen. During nighttime, the atmosphere is stably stratified from the ground to 2000 m MSL (at 00 and 06 UTC). Regarding the water vapour profiles, the well-mixed PBL at 18 UTC is represented by a constant mixing ratio value of 7 g kg^{-1}. The strong inversion in 2000 m which was still present at 12 UTC is completely removed by (dry) convective mixing. At 00 UTC, much of the water vapour in levels higher than 2000 m has been removed again by northerly winds. The highest mixing ratio over the whole cycle can be found at 06 UTC close to the ground (15 g kg^{-1}). This shallow moist layer corresponds to the south-westerly low-level jet which transports moisture to the north (Fig. 12). The highest values of water vapour transport occur at 06 UTC within the lowest 500 m AGL. Lothon et al. (2008) also identified the low-level jet maximum at about 0500 UTC at about 450 m AGL using radiosonde and wind profiler observations from Niamey. The location of the jet peak around 450m explains that the zonal (qu) and meridional (qv) water vapour advection fluxes are maximum at this level which produces some shear that mixes the air in the lower layers.

6 Conclusions and outlook

This work demonstrates the capacity of the mesoscale atmospheric model MesoNH to describe and predict mesoscale lower tropospheric features like low-level jets and the diurnal cycle of the ITD over West Africa. Unique ground-based remote sensing measurements were performed in the framework of the AMMA project in Nangatchori (Benin) which were used to validate the model. These observations showed that at the beginning of the monsoon season (especially

during April) the ITD is located in this area, with a distinct diurnal meridional cycle of its position of about 200 km. In this data-sparse region of West Africa, it is a challenge for mesoscale models to reproduce the sharp contrasts associated with the ITD position properly. In particular the strong temperature and humidity gradients between the moist monsoon air and the dry Harmattan air turned out to be simulated very well. The water vapour mixing ratio close to the ground fluctuated between 5 and 15 g kg^{-1} within a diurnal cycle. IWV changes from 10 to 28 kg m^{-2}.

As a novel approach, the modelled temperature close to the surface has been compared to MSG infrared satellite observations. It was possible to obtain the mean nighttime ITD displacement speed between 8°N and 11°N from the satellite data (9.98 m s^{-1}). In the model, the northward move of the ITD started earlier in the night, but was also slower than observed (8.7 m s^{-1}). Since the model performance turned out very satisfactory in all major parameters, meridional cross-sections over the area as well as vertical profiles of various atmospheric parameters within the PBL, such as water vapour, temperature or wind speed were analysed. These simulation results give a good insight into the large contrast between the dry and moist air masses on both sides of the ITD and the pronounced diurnal cycle.

Despite the restriction through clouds, the potential of satellites for detecting low-level atmospheric features over this area with only few ground-based and upper-air observations should be studied further. For extended statistical analyses and deeper knowledge of inter-annual variations of the ITD position and its diurnal cycle, long-term PBL observations as well as further model studies are necessary.

In the future, we will investigate the difference of the diurnal and annual cycle of the PBL between Djougou (9.6°N) and Niamey (13.5°N) where a similar instrumentation has been deployed in 2006 at the ARM mobile facility (Miller and Slingo, 2007). A comparison of ground-based PBL observations with respect to the ITD position will be performed.

Acknowledgements

Based on a French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, especially from France, UK, US and Africa. It

has been the beneficiary of a major financial contribution from the European Community's Sixth Framework Research Programme. Detailed information on scientific coordination and funding is available on the AMMA International web site http://www.amma-international.org.

Special thanks go to Sylvie Galle (IRD) for weather station data of Djougou.

Figures:

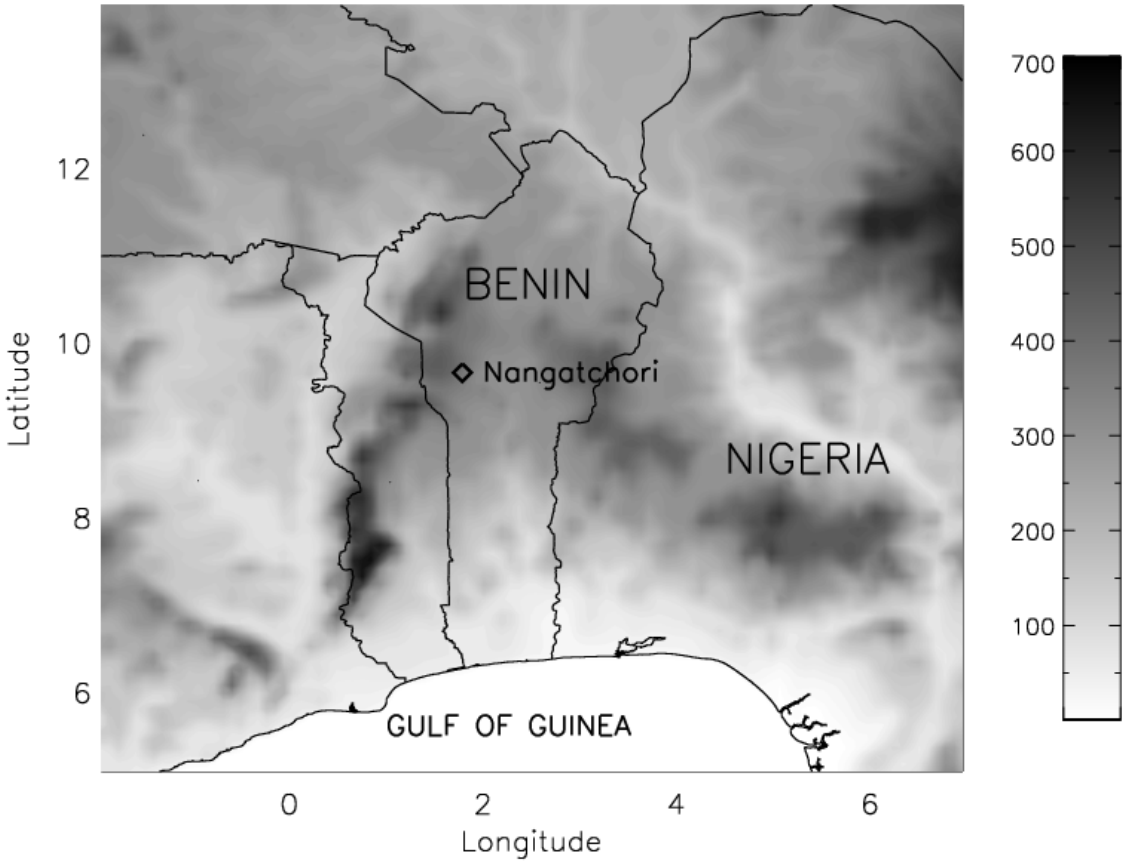


***Figure 1**: Meso-NH Model domain with orography.*

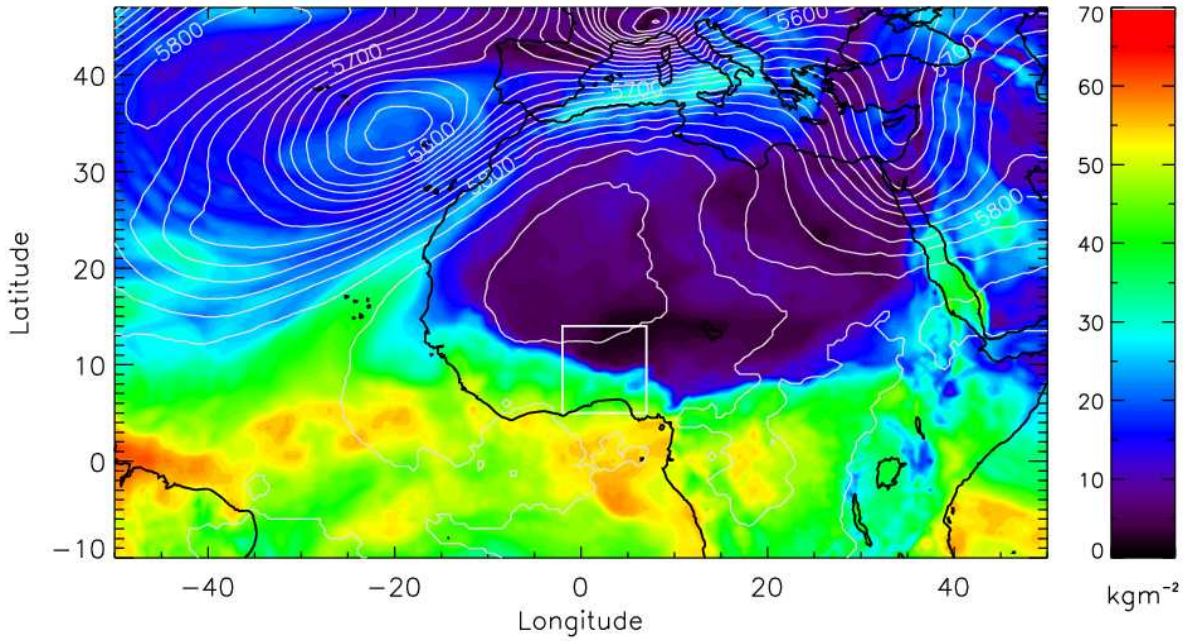


Figure 2: *Synoptic situation on 11 April 2006, 00 UTC from ECMWF analysis. Integrated water vapour (coloured shading) and 500 hPa geopotential height (contour lines with 20 gpm distance) are shown. White box shows the boundaries of the MesoNH domain.*

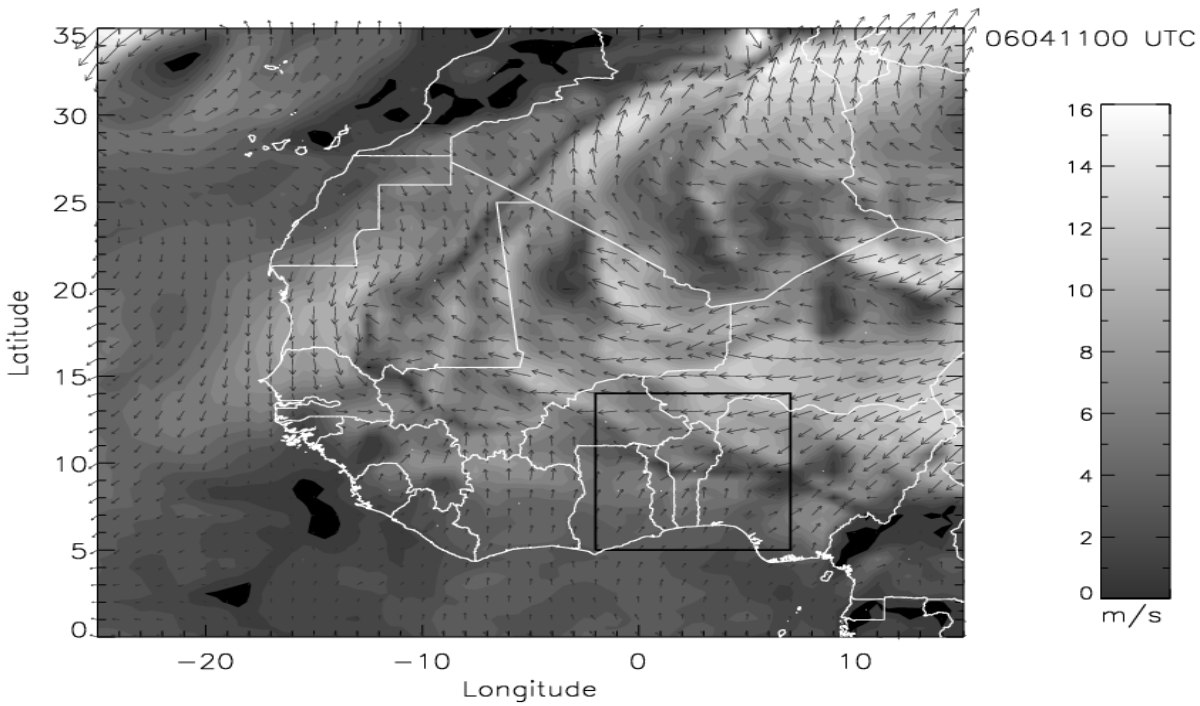


Figure 3*: ECMWF 0.5° analysis: 925 hPa wind speed on 11 April 2006, 00 UTC (grey shading). Superposed are wind arrows at 925 hPa. The black box marks the MesoNH domain.*

The convergence zone within the study zone appears as a dark line of weak wind between the two flows.

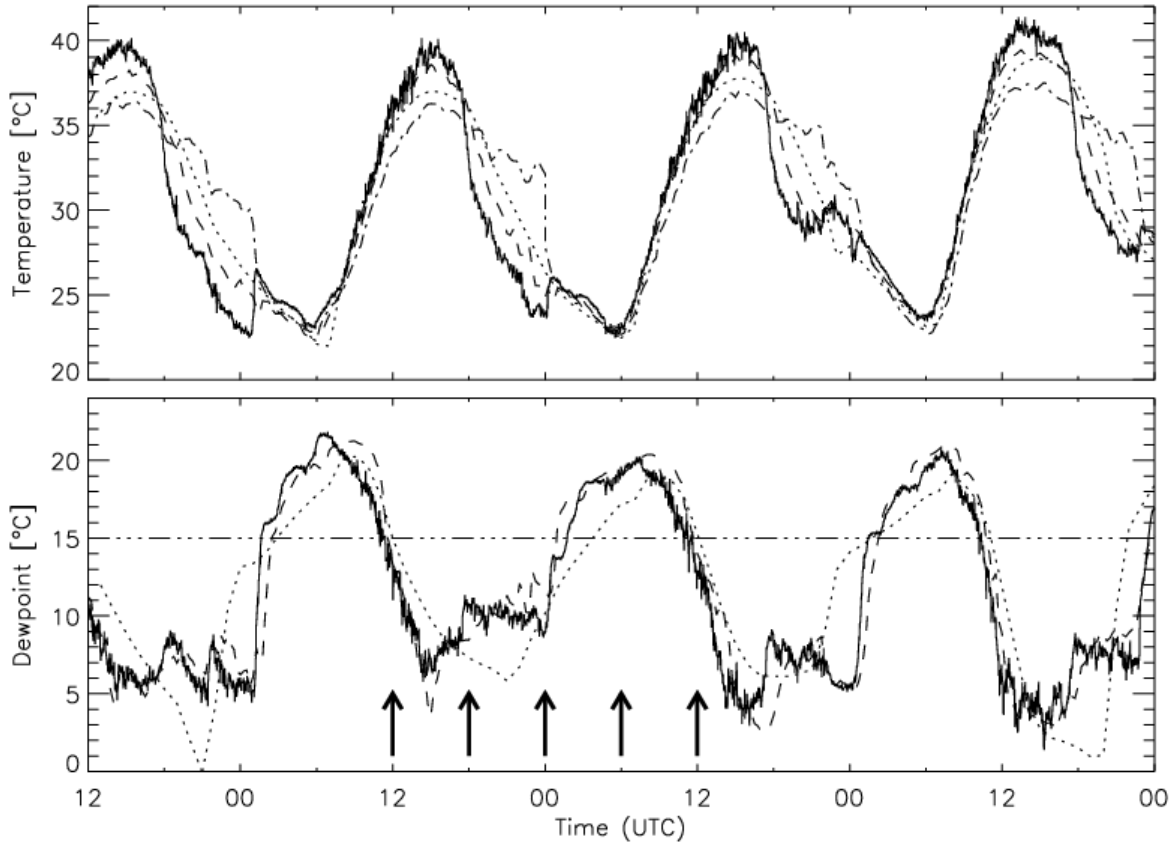


Figure 4: *Time series of temperature (top) and dewpoint (bottom) close to the ground from 9 April 2006, 12 UTC to 13 April 2006, 00 UTC. Solid lines: HATPRO in-situ temperature and humidity sensor observations in Nangatchori (1.2 m above ground). Dashed lines: Weather station observations in Djougou (2 m above ground). Dash-dotted line: Lowest level of HATPRO retrieval (0-25 m above ground). Dotted lines: MesoNH results for temperature and relative humidity at 10 m above ground. The 15°C dewpoint line corresponds roughly to the position of the ITD and shows whether Nangatchori is north (drier) or south (moister) of the ITD. Arrows represent times of further comparisons in Section 6.*

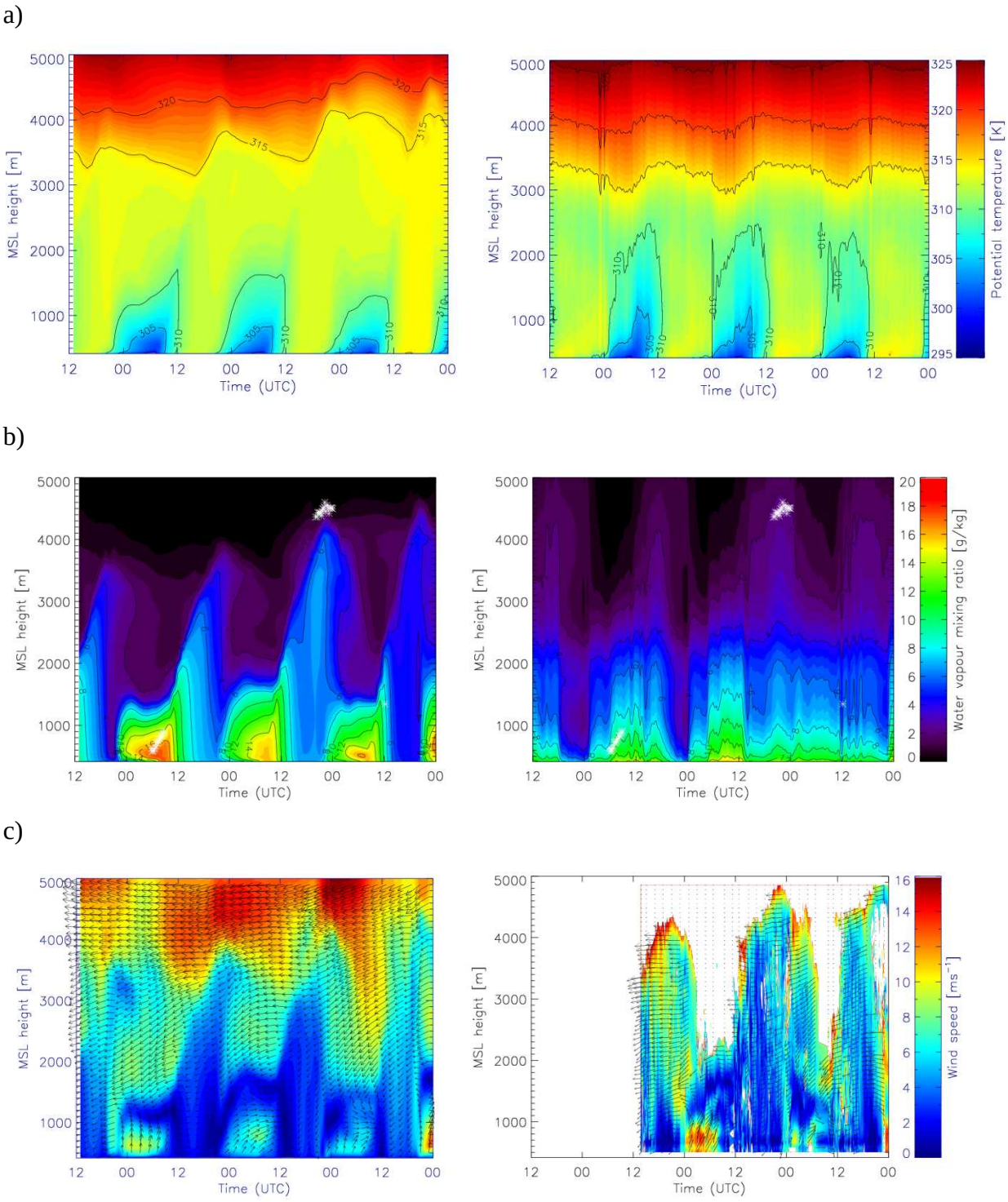


Figure 5: *a) Time-height potential temperature cross-sections over Nangatchori from 9 April 2006, 12 UTC to 13 April 2006, 00 UTC. Left: MesoNH calculations. Right: HATPRO microwave profiler observations. b) Same as a), but for water vapour mixing ratio. White asterisks show cloud base height detected by the ceilometer. c) Same as a), but for horizontal*

wind speed (left: MesoNH results, right: UHF wind profiler). Arrows depict horizontal wind. Height information of UHF profiler is limited by the number of scattering particles.

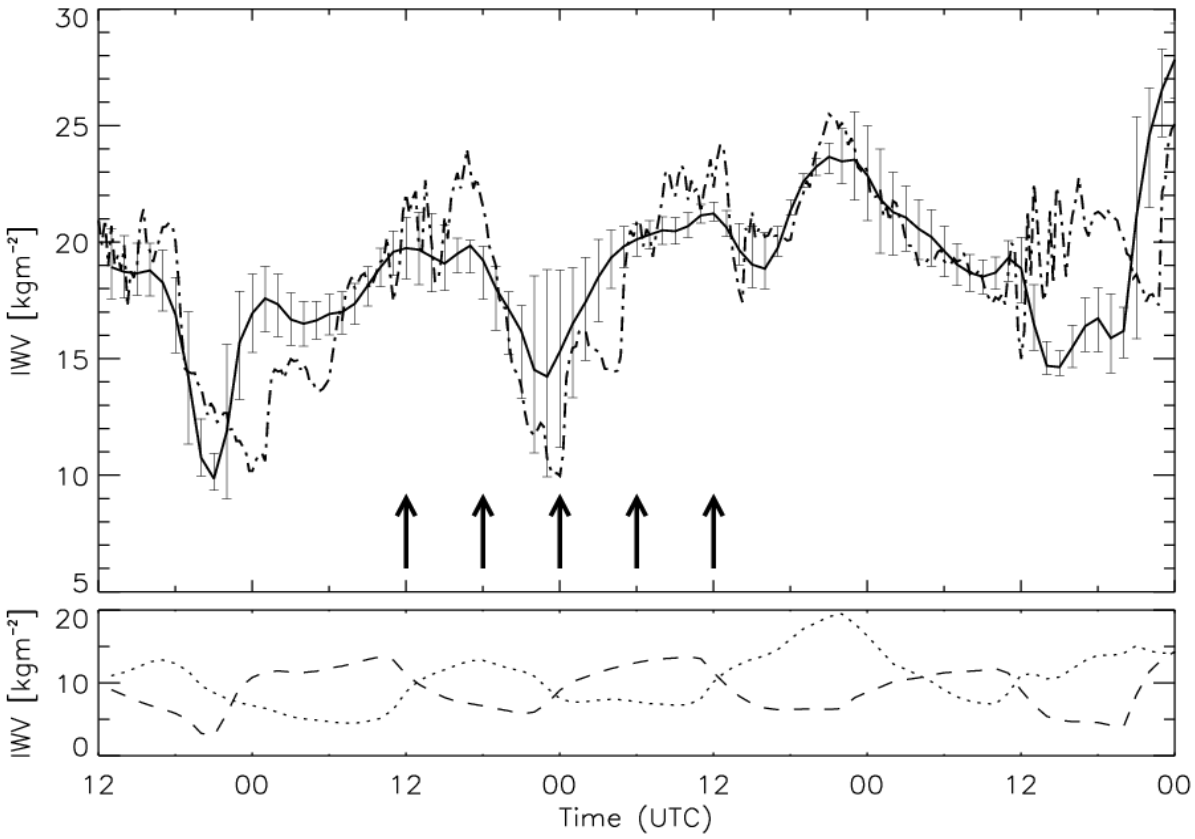


Figure 6: *a) Time series of IWV over Nangatchori from 9 April 2006, 12 UTC to 13 April 2006, 00 UTC. Solid line: MesoNH output. Dash dotted line: HATPRO observations. Vertical bars indicate IWV values one grid box (i.e. 10km) further north (lower values) and south (higher values). Arrows represent times of further comparisons in Section 6. b) Same as a). The dashed line represents the IWV within the lowest 1000 m AGL, the dotted line corresponds to the IWV above 1000 m AGL.*

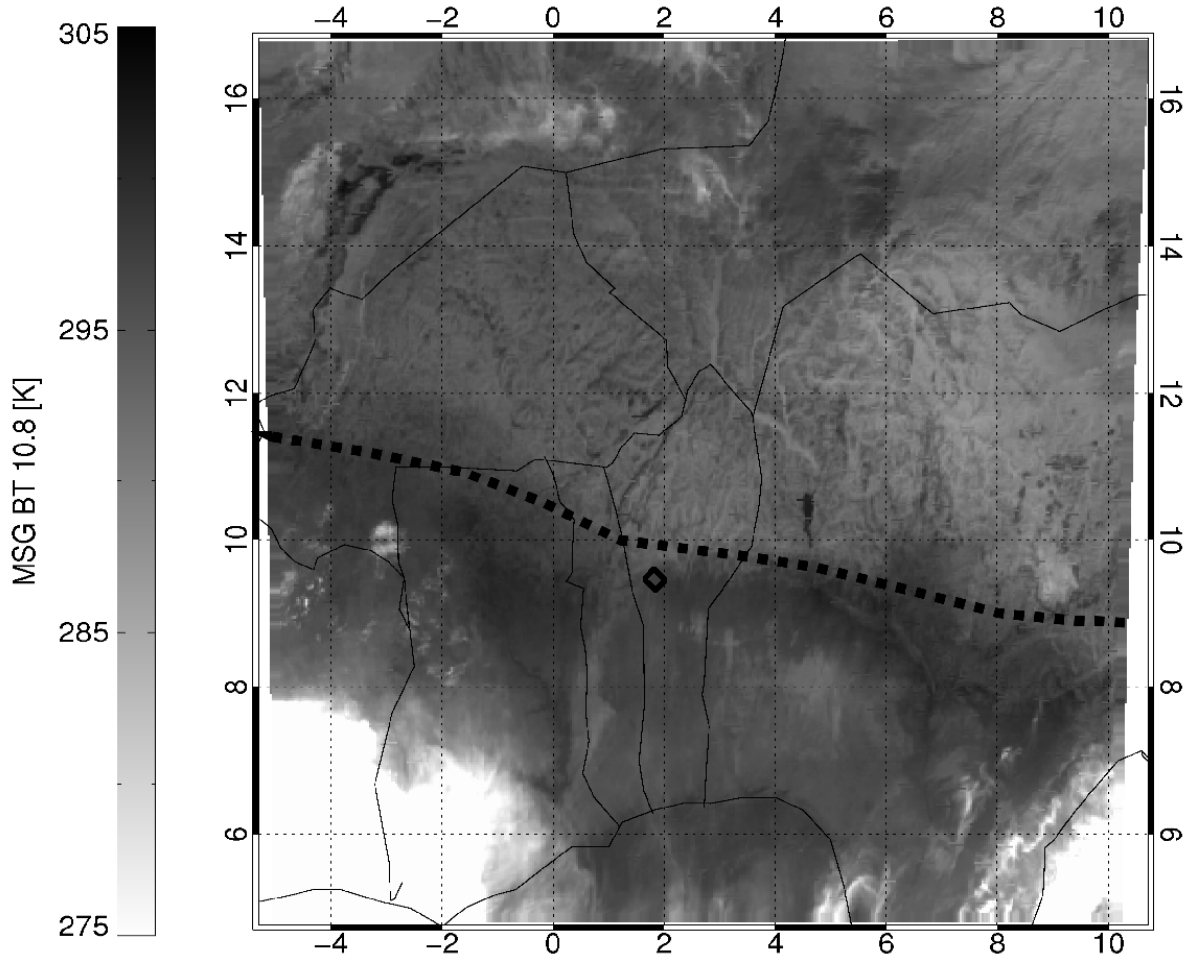


Figure 7: *MSG SEVIRI 10.8 µm brightness temperature observations on 11 April 2006, 0200 UTC. Dotted line corresponds to the approximate ITD position. Black diamond represents Nangatchori.*

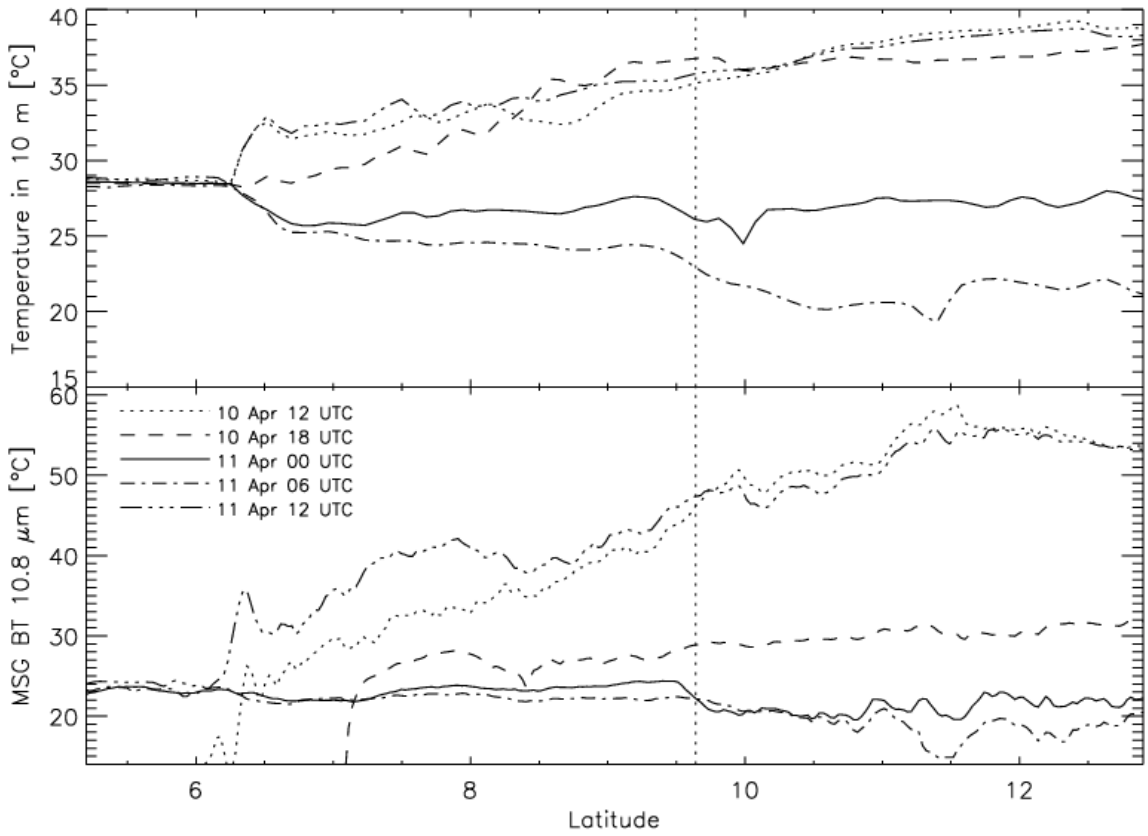


Figure 8: *Top: MesoNH meridional cross-sections for temperature at 10 m above ground, averaged over six grid boxes between 1.55°E and 2.0°E at different times on 10 and 11 April 2006. Bottom: Observed MSG infrared brightness temperatures of 10.8 µm channel (averaged over 1.5°E and 2°E). Vertical dashed line indicates the position of Nangatchori.*

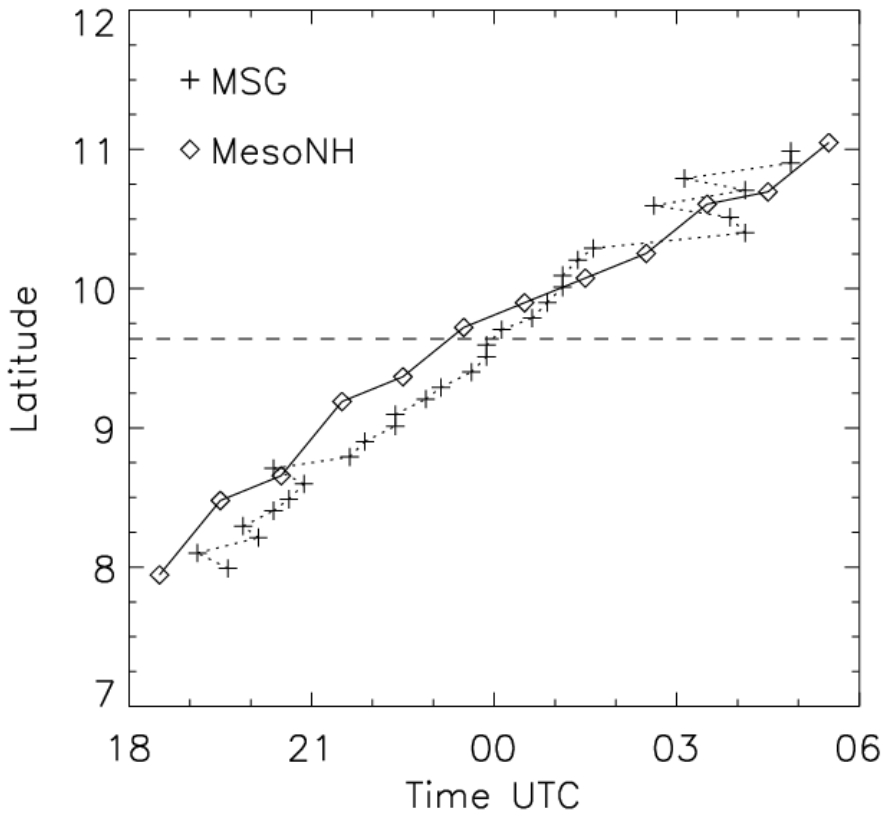


Figure 9: *Solid line: Hourly position of maximum 10m temperature gradient over the whole MesoNH latitudinal cross-section (average over 1.6°E to 2.4°E) on 10/11 April 2006. Diamonds indicate the ITD position. Dotted line with crosses: Time of maximum MSG brightness temperature gradient over the latitudinal cross-section between 8°N and 11°N (average over 1.6°E and 2.1°E). Horizontal dashed line indicates the position of Nangatchori.*

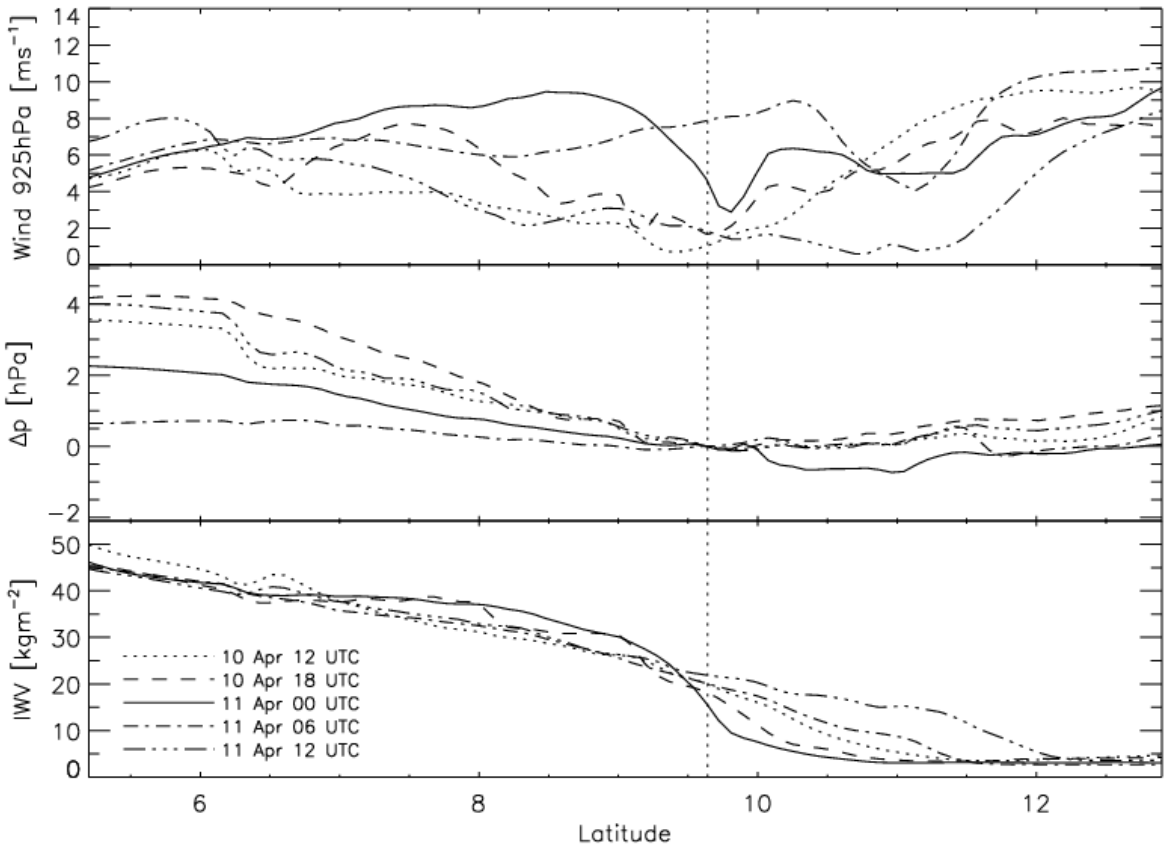


Figure 10: *MesoNH meridional cross-sections, averaged over six grid boxes between 1.55°E and 2.0°E at different times on 10 and 11 April 2006. Vertical dashed line indicates the position of Nangatchori. Top: Wind speed in 925hPa level. Centre: Pressure difference relative to Nangatchori pressure value. Bottom: Integrated water vapour.*

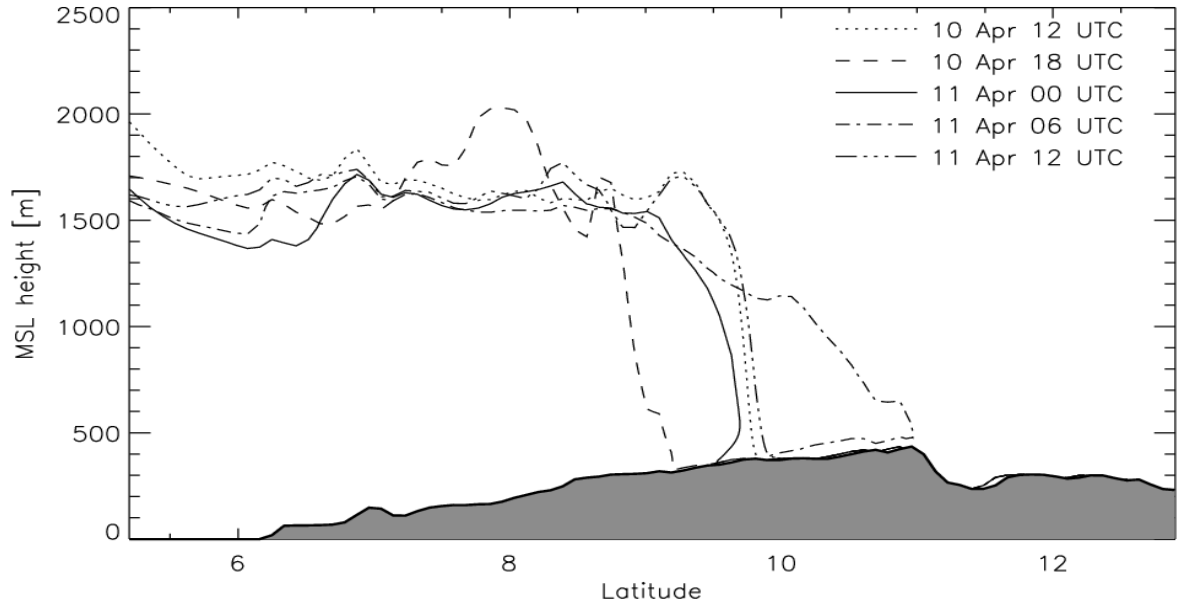


Figure 11: *Meridional cross-section of 11 g kg^{-1} water vapour mixing ratio contour line at different times on 10 and 11 April 2006.*

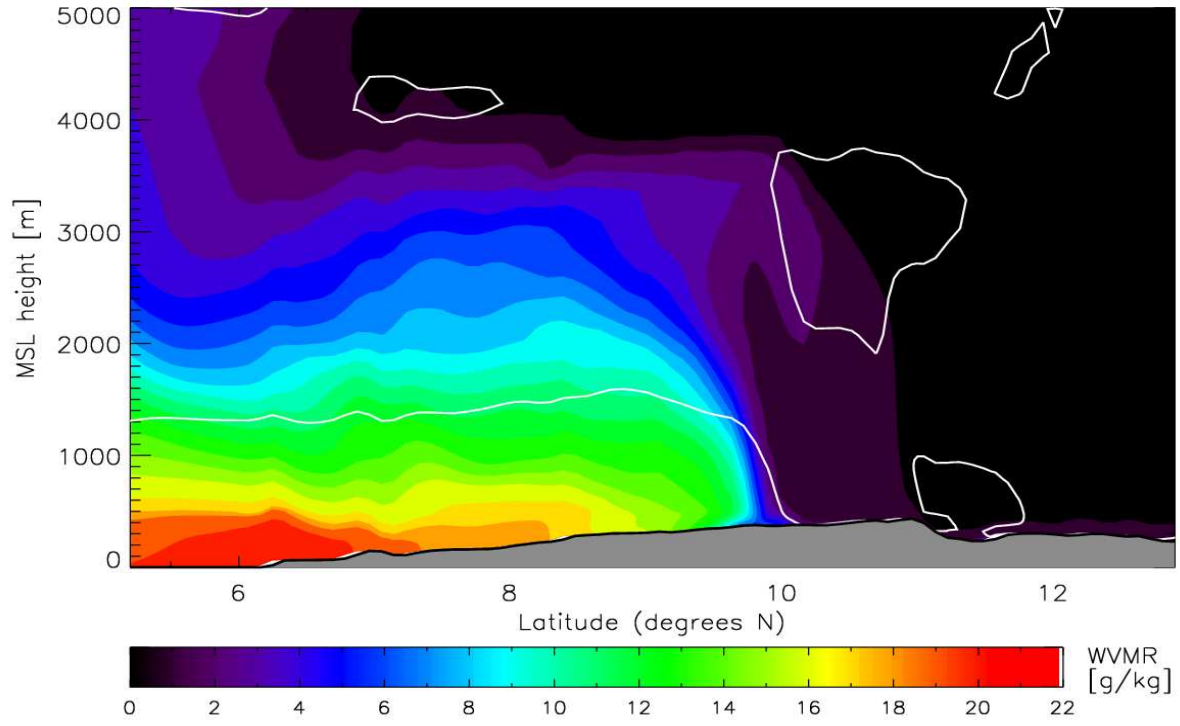


Figure 12: *Meridional cross-section of water vapour mixing ratio at 1.8°E on 11 April, 00 UTC. White contours represent zero meridional wind speed (which corresponds to the ITD position at the ground).*

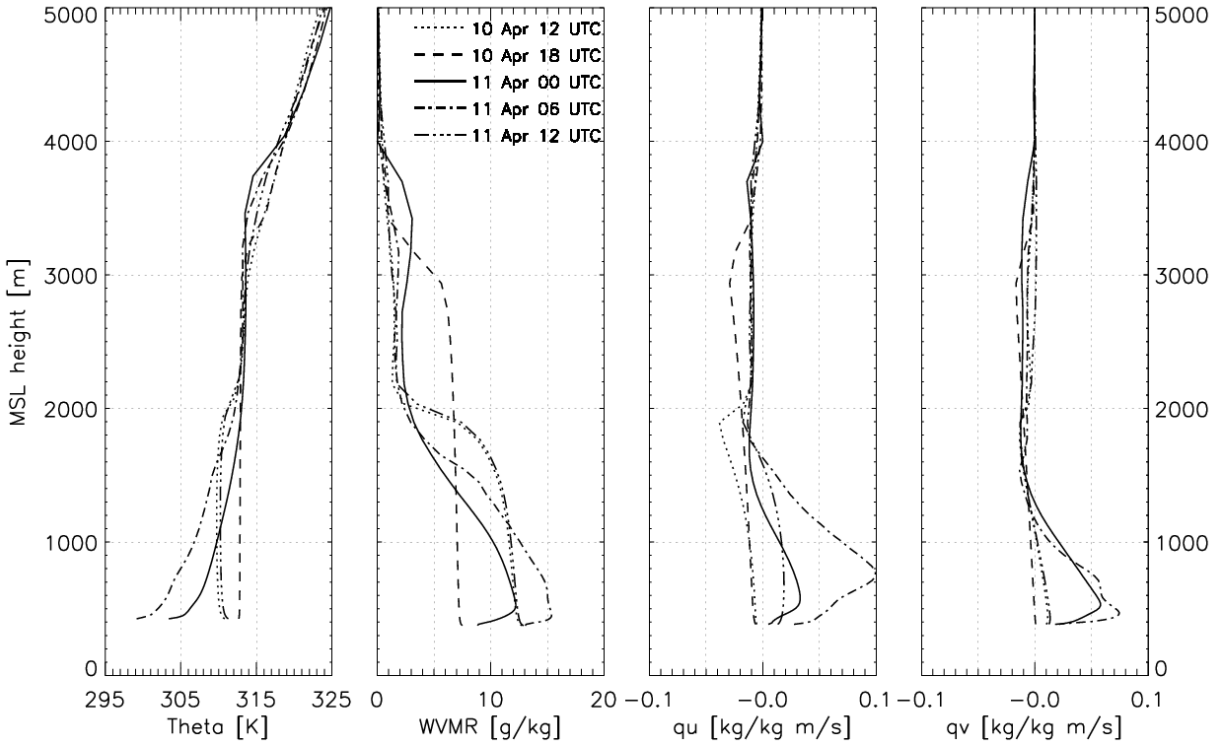


***Figure 13**: Model pseudo-soundings of potential temperature, water vapour mixing ratio and the zonal (qu) and meridional (qv) water vapour advection fluxes over Nangatchori.*

Références bibliographiques

A

Ackerman, S. A., **1997**, Remote sensing aerosols using satellite infrared observations, *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 17,069–17,079.

Ackerman A. S., M. P. Kirkpatrick, D. E. Stevens, and O. B. Toown, **2004**, The impact of humidity above stratiform clouds on indirect aerosol climate forcing, *Nature*, 432, 1014-1017.

Albrecht B. A., **1989**, Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness, *Science*, 245, 1227-1230.

Alfaro, S. C., A. Gaudichet, L. Gomes, and M. Maille, **1997**, Modeling the size distribution of a soil aerosol produced by sandblasting, *J. Geophys. Res.*, 102(D10), 11239-11249.

Alfaro, S.C., A. Gaudichet, L. Gomes, and M. Maillé, **1998,** Mineral aerosol production by wind erosion: Aerosol particle sizes and binding energies, *Geophys. Res. Lett.*, 25 (7), 991-994.

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

Alpert, P., and B. Ziv, **1989**, The Sharav cyclone - observations and some theoretical considerations, *J. Geophys. Res.*, 94, 18,495–18,514.

Alpert, P., B. I. Neeman, and Y. Shay-el, **1990**, Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data, *Tellus*, 42A, 65-77.

Alpert, P., and E. Ganor, **2001**, Sahara mineral dust measurements from TOMS: Comparison to surface observations over the Middle East for the extreme dust storm, March 14-17, 1998, *J. Geophys. Res.*, 106 (D16), 18275-18286.

AMMA-EU. 2007. D6.1.e: Report on data submitted to database. Available online at www.amma-eu.org/workspaces/work_package_s_workspace/demonstration-training/wp6_1/deliverables/d6-1-e-reporton-data.

Andreae M.O., **1991**, Biomass burning: Its history, use and distribution and its impact on environmental quality and global climate. In: *J.S. Levine* (ed.) Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic and Biospheric Implications, pp. 3.

Andreae M.O., **1995**, Climatic effects of changing atmospheric aerosol levels, in *World Survey of Climatology*. Vol. 16: Future Climates of the World, edited by A. Henderson-Sellers, pp. 341-392, Elsevier, Amsterdam.

Ansmann, A., et al., **2003**, Long-range transport of Saharan dust to northern Europe: The 11-16 October 2001 outbreak observed with EARLINET, *J. Geophys. Res.*, 108(D24), 4783, doi:10.1029/2003JD003757.

Arakawa, A., and W. Schubert, **1974**, Interaction of a cumulus cloud ensemble with the largescale environment. parti, *J. Atmos. Sci.*, 31, 74 701.

Arya, S.P.S., **1975**, A drag partition theory for determining the large-scale roughness parameter and wind stress on Arctic pack ice, *J. Geophys. Res.*, 80, 3447-3454.

Asai, T., and Y. Miura, **1981**, An analytical study of meso-scale vortex-like disturbances observed around Wakasa Bay area, *J. Meteor. Soc. Japan*, 59, 832–843.

B

Bagnold, R.A., **1941**. The Physics of Blown Sand and Desert Dunes, *Methuen*, London, 265 pp.

Bagnold, R. A., **1973**, The nature of saltation and of «bed-load» transport in water, *Royal Society of London Proceedings Series* A, 332, 473–504.

Banta, R., Y. L. Pichugina, and R. K. Newsom, **2003**, Relationship between Low-Level Jet Properties and Turbulence Kinetic Energy in the Nocturnal Stable Boundary Layer, *J. Atmos. Sci.*, 60, 2549–2555.

Banta, R. M., Y. L. Pichugina, and W. a. Brewer, **2006**, Turbulent Velocity-Variance Profiles in the Stable Boundary Layer Generated by a Nocturnal Low-Level Jet, *J. Atmos. Sci.*, 63, 2700–2719.

Barkan, J., H. Kutiel, and P.Alpert, **2004,** Climatology of dust sources in North Africa and the Arabian peninsula, based on TOMS data. *Indoor and Built Environment* 13 (6), 407-419.

Barkan, J., P. Alpert, H. Kutiel, and P. Kishcha, **2005**, Synoptics of dust transportation day from Africa toward Italy and central Europe, *J. Geophys. Res.*, 110, D07,208, doi: 10.1029/2004JD005222.

Barthe, C., G. Molini, and J. Pinty, **2005**, Description and first results of an explicit electrical scheme in a 3d cloud resolving model, *Atmos. Res.*, 76, Issues 1-4, 95–113.

Bastin, S., **2004**, Circulation de brise thermique en terrain complexe: application à la campagne ESCOMPTE, thèse de doctorat, Université Paris 6.

Bauer, S.E., Y. Balkanski, M. Schulz, D.A. Hauglustaine, and F. Dentener, **2004**, Global modelling of heterogeneous chemistry on mineral aerosol surfaces: The influence on tropospheric ozone chemistry and comparison to observations, *J. Geophys. Res.* 109, D02304, doi: 10.1029/2003JD003868.

Bergametti, G., E. Remoudaki, R. Losno, E. Steiner, B. Chatenet, and P. Buat-Ménard, **1992**, Sources, transport and deposition of atmospheric phosphorus over the northwestern Mediterranean, *J. Atmos. Chem.*, 14, 501-513.

Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, and E. Richard, **2001**, A mass-flux convection scheme for regional and global models, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127, 869–886.

Binkowski, F.S., and S.J. Roselle, **2003**, Models-3 Community Multiscale Air Quality (CMAQ) model aerosol component 1. Model description. *Journal of Geophysical Research*, 108(D6), 4183, doi:10.1029/2001JD001409.

Blackadar, A. K., **1957**, Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 38, 283-290, 1957.

Bock, O., MN. Bouin, E. Doerflinger, P. Collard, F. Masson, R. Meynadier, S. Nahmani, M. Koité, K. Gaptia Lawan Balawan, F. Didé, D. Ouedraogo, S. Pokperlaar, JB. Ngamini, JP. Lafore, S. Janicot, F. Guichard, M. Nuret, **2008**, The West African Monsoon observed with ground-based GPS receivers during AMMA. *J. Geophys. Res*, 13, D21105, doi:10.1029/2008JD010327.

Bouet, C., G. Cautenet, R. Washington, M.C. Todd, B. Laurent, B. Marticorena, and G. Bergametti, **2007**, Mesoscale modeling of aeolian dust emission during the BoDEx 2005 experiment, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L07812, doi:10.1029/2006GL029184.

Bouet, C., **2007**, Modélisation multi-échelle de la dynamique des panaches d'aérosols naturels en Afrique, thèse de doctorat, Université Blaise Pascal.

Bougeault P. and P. Lacarrère, **1989**, Parameterization of Orography-induced Turbulence in a Mesobeta-Scale Model, *Mon. Wea. Rev.* 117(8): 1872–1890.

Bou Karam, D., C. Flamant, P. Knippertz, O. Reitebuch, M. Chong, J. Pelon, and A. Dabas, **2008**, Dust emissions over the Sahel associated with the West African Monsoon inter-tropical discontinuity region: a representative case study, Q. *J. R. Meteorol. Soc.* 134: 621–634.

Bou Karam D., C. Flamant, P. Tulet, M. C. Todd, J. Pelon and E. Williams, **2009a**, Dry cyclogenesis and dust mobilization in the Inter Tropical Discontinuity of the West African Monsoon: a case study, *Journal of Geophysical Research*, in press.

Bou Karam D., C. Flamant, P. Tulet, J-P. Chaboureau, A. Dabas, and M. C. Todd, **2009b**, Estimate of Sahelian dust emissions in the Intertropical discontinuity region of the West African Monsoon, *Journal of Geophysical Research*, under review.

Borbely-Kiss, I., A.Z. Kiss, E. Koltay, G. Szabo, and L. Bozo, **2004**, Saharan dust episodes in Hungarian aerosol: elemental signatures and transport trajectories. *Journal of Aerosol Science* 35 (10), 1205–1224.

Brooks, N.P.J., and M. Legrand, **2000**, Dust variability over northern Africa and rainfall in the Sahel, in Linking climate change to landsurface change, *McLaren S.J. and Kniveton D.* (Eds), Chapter 1, Kluwer Academic Publishers, 1-25.

Browell E.V., M.A. Fenn, C.F. Butler, W.B. Grant, M.B. Clayton, J. Fishman, A.S. Bachmeier, and R.W. Talbot, **1996**, Ozone and aerosol distributions and air mass characteristics over the South Atlantic Basin during the burning season *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, 101 (19), pp. 24043-24068.

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

Buckle C., **1996**, Weather and climate in Africa, *Addison-Wesley Longman Ltd*, Harlow, UK.

Bullard, J.E., G.H. McTainsh, and C. Pudmenzky, **2004**, Aeolian abrasion and modes of fine particle production: an experimental study, *Sedimentology*, 51, 1103-1125.

Burpee, R. W., **1972**, Origin and structure of easterly waves in lower troposphere of North Africa, *J. Atmos. Sci.*, 29, 77–90.

C

Callot, Y., **1987**, Géomorphologie et paléoenvironnements de l'Atlas Saharien au Grand Erg Occidental: Dynamique éolienne et paléolacs holocènes, Thèse de doctorat es sciences, Université Paris 6, 412 pp.

Callot, Y., and M. Fontugne, **1992**, Les étagements de nappes dans les paléolacs holocènes du nord-est du Grand Erg Occidental (Algérie), *C.R. Acad. Sci.* Paris, 315, Série II, 471-477.

Callot, Y., B. Marticorena, and G. Bergametti, **2000**, Geomorphologic approach for modelling the surface features of arid environments in a model of dust emissions: Application to the Sahara desert, *Geodinamica Acta*, 13, 245-270.

Chaboureau, J.-P., P. Tulet, and C. Mari, **2007**, Diurnal cycle of dust and cirrus over West Africa as seen from Meteosat Second Generation satellite and a regional forecast model, *Geophys. Res. Let.*, 34, L02822, doi:10.1029/2006GL027771.

Chadwick, O.A., L.A. Derry, P.M. Vitousek, B.J. Huebert, and L.O. Hedin, **1999**, Changing sources of nutrients during four million years of ecosystem development, *Nature*, 397, 491–487.

Chamberlain, A.C., **1983**, Roughness length of sea, sand and snow, *Bound. Layer Meteorol.*, 25, 405-409.

Chamley, H., **1987**, *Sédimentologie*, Dunod, Paris, 175 pp.

Charba, J., **1974**, Application of Gravity Current Model to Analysis of Suall-Line Gust Front, *Mon. Wea. Rev.*, 102, 140–156.

Charney, J.G., **1975**, Dynamics of deserts and droughts in the Sahel, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 101,193-202.

Chatenet, B., B. Marticorena, L. Gomes, and G. Bergametti, **1996**, Assessing the microped size distributions of desert soils erodible by wind, *Sedimentology*, 43, 901-911.

Chepil, W. S., **1951**, Properties of soil which influence wind erosion: IV. State or dry aggregate structure, *Soil Sci.*, 72, 387-401.

Chiapello, I., G. Bergametti, L. Gomes, B. Chatenet, F. Dulac, J. Pimenta, and E.S. Suares, **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., **1996**, Les aérosols atmosphériques au dessus de l'Atlantique nord tropical: approche physico-chimique et météorologique. Evaluation de la contribution de différentes espèces à l'épaisseur optique en aérosol, Thèse de doctorat, Université Paris 7.

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

Chiapello, I., and C. Moulin, **2002**, TOMS and METEOSAT satellite records of the variability of Saharan dust transport over the Atlantic during the last two decades (1979-1997), *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1176, doi :10.1029/2001GL013767.

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

Chin M., R. Rood, S.J. Lin, J.F. Muller and A. Thompson, **2000**, Atmospheric sulfur cycle simulated in the global model GOCARD: Model description and global properties, *J. Geophys. Res.*, 105, 24,671-24,687.

Coe, M. T., **1998**, A linked global model of terrestrial hydrologic processes: Simulation of modern rivers, lakes, and wetlands, *J. Geophys. Res.*, 103, 8885-8899.

Colella P. and P.R. Woodward, **1984**, The piecewise parabolic method (PPM) for gas-dynamical simulations, *J. Comput. Phys.* **54**, p. 174.

Cooke, R.U., and A. Warren, **1973**, Geomorphology in deserts, *University of California Press, Berkeley*.

Cook K.H., **1999**, Generation of the African easterly jet and its role in determining West African precipitation, *J. Climate*, 12, 1165-1184.

Cotton, W.R., R.A. Pielke Sr., R.L. Walko, G.E. Liston, C.J. Tremback, H. Jiang, R.L. McAnally, J.Y. Harrington, M.E. Nicholls, G.G. Cario, and J.P. McFadden, **2003**, RAMS 2001: Current status and future directions, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 82, 5-29.

Cohard, J., and J. Pinty, **2000**, A comprehensive two moments warm microphysical bulk scheme: 2d experiments with a non hydrostatic model, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 1843–1859.

Couvreux, F., F. Guichard, O. Bock, J.-P. Lafore, and J.-L. Redelsperger, **2009**, Taking the pulse of the monsoon flux over West Africa prior to the monsoon onset, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Submitted.

Crewell S, and U. Löhnert, **2007**, Accuracy of Boundary Layer Temperature Profiles Retrieved With Multifrequency Multiangle Microwave Radiometry. *IEEE T. Geosci. Remote*. **45**: 2195-2201.

Crumeyrolle, S., **2008**, Impact des systèmes convectifs sur les propriétés hygroscopiques des aérosols: Analyse de deux cas d'étude durant la campagne AMMA, thèse de doctorat, Université Toulouse III.

Crumeyrolle, S., L. Gomes, P. Tulet, A. Matsuki, A. Schwarzenboeck, and K. Crahan, **2008**, Increase of the aerosol hygroscopicity by aqueous mixing in a mesoscale convective system: a case study from the AMMA campaign, *ACPD*.

Cuxart, J., P. Bougeault, and J.L. Redelsperger, **2000**, A turbulence scheme allowing for mesoscale and large eddy simulations, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 126, 1-30.

D

D'Amato N. and T. Lebel, **1998**, On the characteristics of the rainfall events in the Sahel with a view to an analyse of climatic variability, *Int. J. Climatol.*, 18, 955-974.

D'Almeida, G.A., **1986**, A model for Saharan dust transport, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 25, 903-916.

D'Almeida, G.A., **1987,** On the variability of desert aerosol radiative characteristics, *J. Geophys. Res.*, 92 (D3), 3017-3026.

D'Almeida, G.A., and L. Schütz, **1983**, Number, mass and volume distributions of mineral aerosol and soils of the Sahara, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 22, 233-243.

Davis, P. A., **2000**, Development and mechanisms of the nocturnal jet, *Meteorol. Appl.*,7 (3), 239–246.

Dayan, U., J.L. Heffter, J.M. Miller, and G. Gutman, **1991**, Dust intrusion events into the Mediterranean basin, *J. Appl. Meteorol.*, 30, 1185-1199.

Deardorff, J., **1977**, A parameterization of the ground surface moisture content for use in atmospheric predictions models, *J. Appl. Meteor.*, 16, 1182.1185.

Dickinson, R.E., A. Henderson-Sellers, and P.J. Kennedy, **1993**, Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1E as coupled to the NCAR Community Climate Model, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO.

Dietrich, R.V., **1977**, Impact abrasion of harder by softer materials, *J. Geol.*, 85, 242-246.

Dong Z., H. Wang, X. Liu, F. Li, and A. Zhao, **2002**, Velocity profile of a sand cloud blowing over a gravel surface, *Geomorphology* 45 (3-4), pp. 277–289.

Drake, N., and C.S. Bristow, **2006**, Shorelines in the Sahara: geomorphological evidence for an enhanced monsoon from palaeolake Megachad, *Holocene,* 16, 901-911.

Droegemeier, K.K., and R.B. Wilhelmso, **1987**, Numerical Simulation of Thunderstom Outflow Dynamics. Part I: Outflow Sensitivity Experiments and Turbulence Dynamics, *J. Atmos. Sci.*, 44 (8), 1180–1210.

Dubief, J., **1959,** Le climat du Sahara, Tome 1, Mémoires de l'Institut de Recherches Sahariennes, Université d'Alger, Alger, 312 pp.

Dubief, J., **1963**, Le climat du Sahara, Tome 2, Mémoires de l'Institut de Recherches Sahariennes, Université d'Alger, Alger, 275 pp.

Duce, R.A., **1986**, The impact of atmospheric nitrogen, phosphorus, and iron species on marine biological productivity, in P. Buat-Menard (Ed.), The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling, 497-529.

Duce, R.A., **1995**, Sources, distributions, and fluxes of mineral aerosols and their relationship to climate, in Aerosol Forcing of Climate, R.J. Charlson, J. Heintzenberg (Eds.), Wiley, New- York, 43-72.

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

Dumay, F., M. Mainguet, J.C. Georges, O. Fall, H. Guang, O.H. Lémine, and S.A. Lehbib, **2002,** End of the global wind action system Saharo-Sahelian in Western Africa, 12th ISCO Conference Beijing 2002, 223-231.

Dunion, J.P., and C.S. Velden, **2004**, The impact of the Saharan air layer on Atlantic tropical cyclone activity, *Bulletin of the American Meteorological Society* 85 (3), 353–365.

E

Egger, J., P. Alpert, A. Tafferner, and B. Ziv, **1995**, Numerical experiments on the genesis of Sharav cyclones: Idealized simulations, *Tellus*, 47A, 162–174.

Egger, J., L. Blacutt, F. Ghezzi, R. Heinrich, P. Kolb, S. Lämmlein, M. Leeb, S. Mayer, E. Palenque, J. Reuder,W. Schäper, J. Schween, R. Torrez, and F. Zaratti, **2005**, Diurnal circulation of the Bolivian Altiplano. Part I : Observations, *Mon. Wea. Rev.*, 133, 911–924.

Eltahir E. and C. Gong, **1996**, Dynamics of wet and dry years in West Africa, *J. Climate*, 9, 1030-1042.

Eltahir E., **1998**, A Soil Moisture - Rainfall Feedback Mechanism, 1. Theory and Observations, *Water Resources Research*, 34(4): 765-776.

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

Engelstaedter, S., and R. Washington, **2007a**, Atmospheric controls on the annual cycle of North African dust, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 112, D03,103, doi:10.1029/2006JD007,195.

Engelstaedter, S., and R. Washington, **2007b**, Temporal controls on global dust emissions: The role of surface gustiness, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L15805, doi:10.1029/2007GL029971.

F

Fan, S.M., L.W. Horowitz, H. Levy II, W.J. Moxim, **2004**, Impact of air pollution on wet deposition of mineral dust aerosols. *Geophys. Res. Lett.,* **31:** L02104, doi:10.1029/2003GL0118501.

Fécan, F., B. Marticorena, and G. Bergametti, **1999**, Parameterization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for semi arid areas, *Ann. Geophys.*, 17, 149-157.

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

Flamant, C., P. Knippertz, D. J. Parker, J.-P. Chaboureau, C. Lavaysse, A. Agusti-Panareda, and L. Kergoat, **2009a**, The impact of a mesoscale convective system cold-pool on the northward propagation of the intertropical discontinuity over West Africa, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, in press.

Flamant, C., C. Lavaysse, MC. Todd, J-P. Chaboureau, and J. Pelon, **2009b**, Multi-platform observations of a representative springtime case of Bodélé and Sudan dust emission, transport and scavenging over West Africa, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, submitted.

Folland C.K., T.N. Palmer, and D.E. Parker, **1986**, Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, *Nature*, 320,602-607.

Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D. W. Fahey, J. M. Haywood, D. C. Lean, G. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz and R. Van Dorland, **2007**, Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing, in Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen and M. Marquis, *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom; New York, NY, USA.

Fouquart, Y., and B. Bonnel, **1980**, Computations of solar heating of the Earth's atmosphere: A new parameterization, *Beitr. Phys. Atmos.*, 53, 35–62.

Franzen, L. G., M. Hjelmroos, P. Kallberg, E. Brorstrom-Lunden, S. Juntto, and A-L. Savolainen, **1994**, The 'yellow snow' episode of northern Fennoscandia, March 1991- A case study of long-distance transport of soil, pollen and stable organic compounds, *Atmos. Environ.*, 28, 3587–3604.

G

Gal-Chen, T., and R.C.J. Somerville, **1975**, On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations, *J. Comput. Phys.*, 17, 209–228.

Gamo, M., **1996**, Thicness of the dry convection and large-scale subsidence above deserts, *Boundary-layer Meteorol.*, 79, 265.278.

Ganor, E., and M. Mamane, **1982**, Transport of Saharan dust across the eastern Mediterranean, *Atmos. Environ.*, 16, 581–587.

Garratt, J. R., **1992**, The atmospheric boundary layer, *Cambridge University Press.*

Giles, J., **2005**, The dustiest place on Earth, *Nature,* 434, 816–819.

Gillette, D.A., **1978**, A wind tunnel simulation of the erosion of soil: Effect of soil texture, sandblasting, wind speed, and soil consolidation on dust production, *Atmos. Environ.*, 12, 1735- 1743.

Gillette, D.A., **1979**, Environmental factors affecting dust emission by wind erosion, in Saharan Dust, edited by C. Morales, Wiley, and Sons (Eds.), pp. 71-94, New York, USA.

Gillette, D.A., J. Adams, A. Endo, D. Smith, and R. Khil, **1980,** Threshold velocities for input of soil particles into the air by desert soils, *J. Geophys. Res.,* 85, 5621-5630.

Gillette, D.A., J. Adams, D.R. Muhs, and R. Khil, **1982**, Threshold friction velocities and rupture moduli for crusted desert soils for the input of soil particles into the air, *J. Geophys. Res.,* 87, 9003- 9015

Gillette, D.A., D.W. Fryrear, J.B. Xiao, P. Stockton, D. Ono, P.J. Helm, T.E. Gill, and T. Ley, **1997a**, Large-scale variability of wind erosion mass flux rates at Owens Lake, 1. Vertical profiles of horizontal mass fluxes of wind-eroded particles with diameter greater than 50 μm, *J. Geophys. Res.,* 102 (D22), 25,977–25,987.

Gillette, D.A., E. Hardebeck, and J. Parker, **1997b**, Large-scale variability of wind erosion mass flux rates at Owens Lake, 2. Role of roughness change, particle limitation, change of threshold friction velocity, and the Owen effect, *J. Geophys. Res.,* 102 (D22), 25,989–25,998.

Gillette, D.A., **1999,** A qualitative geophysical explanation for "Hot Spot" dust emitting source regions, Contributions to *Atmospheric physics,* 72 (1), 67-77.

Ginoux, P., M. Chin, I.Tegen, J. Prospero, B. Holben, O. Dubovik, and S.-J. Lin, **2001,** Global simulation of dust in the troposphere: Model description and assessment, *J. Geophys. Res.,* 106, 20255–20273.

Goudie, A.S., R.U. Cooke, and J.C Doornkamp, **1979,** The formation of silt from quartz dune sand by salt-weathering processes in deserts, *J. Arid Environ.*, 2, 105-12.

Goudie, A.S., and N. J. Middleton, **1992**, The changing frequency of dust storms through time, *Climatic Change,* 20, 197-225.

Goudie, A.S., R.Washington, M. C. Todd, and M. Swann, **2003**, North African dust production: Source areas and variability, Clivar Exchanges - Scientific Contributions, 27, 1-4.

Greeley, R., and J.D. Iversen, **1985**, Wind as a geological process, Cambridge Planetary Science Series, *Cambridge University Press*, 333 pp.

Greeley, R., D.G. Blumberg, J.F. McHone, A. Dobrovolski, J. Iversen, N. Lancaster, K.R. Rasmussen, S. Wall, and B. White, **1997**, Applications of spaceborne radar

laboratory data to the study of aeolian processes, *J. Geophys. Res.*,102, 10,971-10,983.

Grini, A., P. Tulet and L. Gomes, **2006**, Dusty weather forecast using the Meso-NH mesoscale atmospheric model, *J. Geophys. Res.*, 111, D19205, doi:10.1029/2005JD007007

Godunov, S. K., **1959**, A Difference Scheme for Numerical Solution of Discontinuos Solution of Hydrodynamic Equations, *Math. Sbornik,* 47, 271-306, translated US *Joint Publ. Res. Service*, JPRS 7226, 1969.

H

Hamilton, R. A. and J. W. Archibald, **1945**, Meteorology of Nigeria and adjacent territory, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 71, 231-262

Han, Q.Y., W.B. Rossow, J. Chou, and R.M. Welch, **1998**, Global survey of the relationships of cloud albedo and liquid water path with droplet size using ISCCP, *Journal of Climate* 11 (7), 1516–1528.

Hastenrath, S., **1988**, Climate and circulation of the tropics, D. Reidel Publishing Company, Kluwer, Dordrecht.

Haywood, J., V., Ramswamy, and B. Soden, **1999**, Tropospheric aerosol climate forcing in the clear sky satellite observation over the oceans, *Science*, 283, 1299-1303.

Haywood, J.M., P.N. Francis, M.D. Glew, and J. Taylor, **2001**, Optical properties and direct radiative effect of Saharan dust : A case study of two Saharan dust outbreaks using aircraft data, *J. Geophys. Res.*, 106 (D16), 18,417–18,430.

Haywood, J.M., R.P. Allan, I. Culverwell, T. Slingo, S. Milton, J. Edwards and N. Clerbaux, **2005**, Can desert dust explain the outgoing longwave radiation anomaly over the Sahara during July 2003?, *J. Geophys. Res.*, 110, D05105, doi:10.1029/2004JD005232/.

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

Heo, BH., S. Jacoby-Coaly, KE. Kim, B. Campistron, B. Bénech, and ES. Jung, **2003**, Use of the Doppler spectral width to improve the estimation of the convective boundary layer height. *J. Atmos. Ocean. Tech.* **20**: 408-424.

Herman, J.R., P.K. Bhartia, O. Torres, C. Hsu, C. Seftor and E. Celarier, **1997**, Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus7/TOMS data, *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 16911-16922.

Higdon H.S., E.V. Browell, P. Ponsardin, B. E. Grossman, C. F. Butler, T. H. Chyba, M. N. Mayo, R. J. Allen, A. W. Heuser, W. B. Grant, S. Ismail, S. D. Mayor, and A. F. Carter, **1994**, Airborne differential absorption lidar system for measurements of atmospheric water vapor and aerosols, *Appl. Opt.* **33**, 6422.

Highwood, E.J., J.M. Haywood, M.D. Silverstone, S.M. Newman, and J.P. Taylor, **2003**, Radiative properties and direct radiative effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during SHADE : 2. Terrestrial spectrum, *J. Geophys. Res.*, 108, 8578, doi: 10.1029/2002JD002552

Hill, G.E., **1974**, Factors controlling the size and spacing of cumulus clouds as revealed by numerical experiments, *J. Atmos. Sci.*, 31, 646-673.

Hodges, K.I., and C.D. Thorncroft, **1997**, Distribution and statistics of African mesoscale convective weather systems based on the ISCCP Meteosat imagery, *Mon. Wea. Rev.*, 125, 2821–2837.

Holstag, A. A.M., and B.A. Boville, **1993,** Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model, *J. Climate*, 6, 1825-1842.

Holton, J. R., **1967**, The diurnal boundary layer wind oscillation above sloping terrain, *Tellus*, 19 (2), 199–205.

Hoxit, L. R., **1975**, Diurnal Variations in Planetary Boundary-Layer Winds over Land, Bound.-Layer Meteor., 8, 21–38.

Hsu, N. C., S.C. Tsay, M.D. King, and J.R. Herman, **2004**, Aerosol properties over bright-reflecting source regions, IEEE Trans. *Geosci. Remote Sens.*, 42, 557-569.

Horvath, K., L. Fita, R. Romero, B. Ivancan-Picek, and I. Stiperski, **2006**, Cyclogenesis in the lee of the Atlas Mountains: a factor separation numerical study, *Advances in Geosciences*, 7, 327–331 SRef-ID: 1680-7359/adgeo/2006-7-327.

I

Idso, S.B., R.S. Ingram, and J.M. Pritchard, **1972**, An American Haboob, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 53 (10), 930–935.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), **2001**. Climate Change 2001: The Scientific Basis, Contribution of working group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC).

Ishizuka, M., M. Mikami, Y. Yamada, F. Zeng, and W. Gao, **2005**, An observational study of soil moisture effects on wind erosion at a gobi site in the Taklimakan Desert, J. Geophys. Res., 110, D18S03, doi:10.1029/2004JD004709.

Israelevich, P.L, E. Ganor, Z. Levin, and J.H. Joseph, **2003,** Annual variations of physical properties of desert dust over Israel. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D13) (art. no.4381).

Iversen, J.D., and B.R. White, **1982,** Saltation threshold on Earth, Mars and Venus, Sedimentology, 29, 111-119.

J

Jacoby-Coaly, S., B. Campistron, S. Bernard, B. Bénech, F. Ardhuin-Girard, J. Dessens, E. Dupont, and B. Carissimo, **2002**, Turbulent dissipation rate in the boundary layer via UHF wind profiler doppler spectral width measurements, *Boundary-Lay. Meteorol.* 103: 361-389

Janicot, S., V. Moron and B. Fontaine, **1996**, Sahel droughts and ENSO dynamics, *Geophys. Res. Lett.*, 23(5), 515-518.

Janicot, S., CD. Thorncroft, A. Ali, N. Asencio, G. Berry, O. Bock, B. Bourles, G. Caniaux, F. Chauvin, A. Deme, L. Kergoat, JP. Lafore, C. Lavaysse, T. Lebel, B. Marticorena, F. Mounier, P. Nedelec, JL. Redelsperger, F. Ravegnani, CE. Reeves, R. Roca, P. de

Rosnay, H. Schlager, B. Sultan, M. Tomasini, A. Ulanovsky, and ACMAD forecasters team, **2008**, Large-scale overview of the summer monsoon over West Africa during the AMMA field experiment in 2006. *Ann. Geophys.* 26: 2569-2595.

Janjic, Z.I., **1994**, The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes, *Mon. Wea. Rev.*, 122, 927-945.

Jankowiak, I., **1992**, Surveillance des aérosols désertiques à partir de l'imagerie Météosat et estimation de l'impact radiatif, Thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres Artois, 289 pp.

Jankowiak, I., and D. Tanré, **1992**, Satellite climatology of Saharan dust outbreaks: Method and preliminary results, *J. Climate*. 5: 646–656.

Jickells T.D., Z.S. An, K.K. Andersen, A.R. Baker, G. Bergametti, N. Brooks, J.J. Cao, P.W. Boyd, R.A. Duce, K.A. Hunter, H. Kawahata, N. Kubilay, J. La Roche, P.S. Liss, N. Mahowald, J. Prospero, A.J. Ridgwell, I. Tegen, and R. Torres, **2005**, Global Iron Connections: Between Desert Dust, Ocean Biogeochemistry and Climate, *Science*, 308, 5708, 67-71.

Jones, C., N. Mahowald, and C. Luo, **2003**, The role of easterly waves on African desert dust transport, *J. Climate*, 16, 3617–3628.

Jones, C., N. Mahowald, and C. Luo, **2004**, Observational evidence of African desert dust intensification of easterly waves, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L17208, doi :10.1029/2004GL020107.

K

Kaplan, J. O., **2001**, Geophysical applications of vegetation modeling, Ph.D. thesis, 113 pp., Dep. of Ecol., Lund Univ., Lund, Sweden.

Kardous, M., **2005,** Quantification de l'érosion éolienne dans les zones arides tunisiennes: Approche expérimentale et modélisation, Thèse de doctorat, Université Paris 12 Val-de-Marne, 298 pp.

Karyampudi, V.M., and H.F. Pierce, **2002**, Synoptic-scale influence of the Saharan air layer on tropical cyclogenesis over the eastern Atlantic, *Mon. Wea. Rev.,* 130, 3100-3128.

Karyampudi V.M., M.L. Kaplan, S.E. Koch, and R.J. Zamora, **1995**, The influence of the Rocky Mountains in the 13–14 April 1986 severe weather outbreaks. Part I: Mesoscale lee cyclogenesis and its relationship to severe weather and dust storms, *Mon. Wea. Rev*, 123, 1394–1422.

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

Kinne, S., et al., **2003**, Monthly averages of aerosol properties: A global comparison among models, satellite data, and AERONET ground data, *J. Geophys. Res.*, 108(D20), 4634, doi:10.1029/2001JD001253.

Knippertz, P., **2008**, Dust emissions in the West African heat trough – the role of the diurnal cycle and of extratropical disturbances, *Meteorol. Z.,* Vol. 17, No. 5, 001-011.

Knippertz, P., C. Deutscher, K. Kandler, T. Müller, O. Schulz, and L. Schütz, **2007**, Dust Mobilization due to Density Currents in the Atlas Region: Observations from the SAMUM 2006 Field Campaign, *J. Geophys. Res.,* doi:10.1029/2007JD008774.

Knippertz P., and AH. Fink, **2006**, Synoptic and dynamic aspects of an extreme springtime Saharan dust outbreak, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 132: 1153–1177.

Koren, I. and Y.J. Kaufman, **2004**, Direct wind measurements of Saharan dust events from Terra and Aqua satellites, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06122, doi:10.1029/2003GL019338.

Koren, I., Y.L. Kaufman, D. Rosenfeld, L.A. Remer, and Y. Rudich, **2005,** Aerosol invigoration and restructuring of Atlantic convective clouds, *Geophysical Research Letters* 32 (14) (art. no.L14828).

Koren, I., Y.J. Kaufman, R. Washington, M.C. Todd, Y. Rudich, J.V. Martins, and D. Rosenfeld, **2006,** The Bodélé Depression: a single spot in the Sahara that provides most of the mineral dust to the Amazon forest, *Environ. Res. Lett.*, 1, 014005, doi:10.1088/1748-9326/1/1/014005.

Kubilay, N., and A.C. Saydam, **1995**, Trace elements in atmospheric particulates over the eastern Mediterranean: Concentrations, sources, and temporal variability, *Atmos. Environ.*, 29, 2289-2300.

Kurosaki, Y., M. Mikami, **2004,** Effect of snow cover on threshold wind velocity of dust outbreak, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L03106, doi:10.1029/2003GL018632.

L

Lafore, J., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Hreil, P. Mascart, V. Masson, J. Pinty, J. Redelsperger, E. Richard, and J. Vil-Guerau de Arellano, **1998**, The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: adiabatic formulation and control simulations, Scientific objectives and experimental design, *Ann. Geophys*, 16, 90–109.

Laurent, B., **2005**, Simulation des émissions d'aérosols désertiques à l'échelle continentale: Analyse climatologique des émissions du nord-est de l'Asie et du nord de l'Afrique, Thèse de Doctorat, Université Paris 12.

Laurent, B., B. Heinold, I. Tegen, C. Bouet and G. Cautenet, **2008a**, Surface wind accuracy for modeling mineral dust emissions: Comparing two regional models in a Bodélé case study, *Geophys. Res. Lett.* 35, L09804, doi:10.1029/2008GL33654.

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

Lavaysse, C., C. Flamant, S. Janicot. D.J. Parker, J.-P. Lafore, B. Sultan, and J. Pelon, **2008**, Seasonal evolution of the West African Heat Low: A climatological perspective, *Climate Dyn*, in press.

Le Barbé, L., T. Lebel, and D. Tapsoba, **2002**, Rainfall variability in West Africa : a hydrological perspective, *J. Climate*, 15, 187–202.

Lebel T., F. Delclaux, L. Le Barbe, and J. Polcher, **2000**, From MCG scales to hydrological scales: Rainfall variability in West Africa, *Stoch. Env. Res. Risk Ass*.

Lebel T, DJ. Parker, B. Bourles, C. Flamant, B. Marticorena, C. Peugeot, A. Gaye, J. Haywood, E. Mougin, J. Polcher, JL. Redelsperger, and CD. Thorncroft, **2008**, The AMMA field campaigns: Multiscale and multidisciplinary observations in the West African region. *B. Am. Meteorol. Soc*. Submitted.

Legrand, M., A. Plana-Fattori, and C. N'Doumé, **2001**, Satellite detection of dust using the IR imagery of Meteosat, 1, Infrared difference dust index, *J. Geophys., Res*, 106, 18, 251-18,274.

Lemon, L.R. and C.A. Doswell, **1979**, Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis, *Mon Wea. Rev.*, 107, 1184-1197.

Leroux M., **1970**, La dynamique des précipitations en Afrique Occidentale, Notes de la Direction de l'Exploitation Météorologique, No 39, ASCENA, Dakar, 281 pp.

Levin Z., E. Ganor, and V. Gladstein, **1996**, The effects of desert particles coated with sulfate on rain formation in the eastern Mediterranean, *J. Appl. Meteor.*, 35, 1511-1523.

L'Hôte, Y., G. Mahé, B. Somé, and J. Triboulet, **2002**, Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000 ; the drought continues, *Hydrol. Sci. J.*, 47, 563–572.

Lilly, D.K. **1962**, On the numerical simulation of buoyant convection, *Tellus,* 2, 148-172.

Liu, M., D.L. Westphal, S. Wang, A. Shimizu, N. Sugimoto, J. Zhou and Y. Chen, **2003**, A high resolution numerical study of the asian dust storms of April 2001, *J. Geophys. Res.*, 108(D23), 8653, doi:10.1029/2002JD003178.

Löhnert, U., DD. Turner and S. Crewell, **2008**, Ground-based temperature and humidiy profiling using spectral infrared and microwave observations_ Part 1. Retrieval performance in clear sky conditions. *J. Appl. Meteorol. Clim*. Submitted.

Lothon, M., F. Saïd, F. Lohou and B. Campistron, **2008**, Observation of the diurnal cycle in the low troposphere over West Africa. *Mon. Wea. Rev*. **136**: 3477–3500.

Losno, R., G. Bergametti, P. Carlier, and G. Mouvier, **1991**, Major ions in marine rainwater with attention to sources of alkaline and acidic species, *Atmos. Environ*. 25, 771-777.

Louis, J.F., **1979**, A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, *Bound. Layer. Meteorol.*, 17, 187-202.

Loÿe-Pilot, M.D., J.M. Martin, J. Morelli, **1986**, Influence of Saharan dust on the rain acidity and atmospheric input to the Mediterranean, *Nature,* 321, 427-428.

Lyamani, H., F.J. Olmo, and L. Alados-Arboledas, **2005**, Saharan dust outbreak over southeastern Spain as detected by sun photometer, *Atmospheric Environment* 39 (38), 7276–7284.

M

Mahowald, N., K. Kohfeld, M. Hansson, Y. Balkanski, S. Harrison, C. Prentice, M. Schulz, and H. Rodhe, **1999**, Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate: A comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments, *J. Geophys. Res.*, 104, 1589 5-15916.

Mahowald, N., A.R. Baker, G. Bergametti, N. Brooks, R.A. Duce, T.D. Jickells, N. Kubilay, J.M. Prospero, and I. Tegen, **2005**, Atmospheric global dust cycle and iron inputs to the ocean, *Global Biogeochem. Cycles*, 19, GB4025, doi :10.1029/2004GB002402.

Mahowald, N., M. Yoshioka, W.D. Collins, A.J. Conley, D.W. Fillmore, and D.B. Coleman, **2006**, Climate response and radiative forcing from mineral aerosols during the last glacial maximum, pre-industrial, current and doubled-carbon dioxide climates, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L20705, 10.1029/2006GL026126

Mahrt, L., **1999**, Stratified Atmospheric Boundary Layers, *Bound.-Layer Meteor.*, 90, 375–396.

Mainguet, M., **1996**, Aridité, sécheresse et dégradation dans les aires sèches de Chine, *Sécheresse*, 7, 41-50.

Mari, C., D. Jacob, and P. Bechtold, **2000**, Transport and scavening of soluble gases in a deep convective cloud, *J. Geophys. Res.*, 105, 22,255-22, 263.

Marshall, J.K., **1971**, Drag measurements in roughness arrays of varying density and distribution, *Agric. Meteorol.*, 8, 269-292.

Marsham, JH., DJ. Parker, CM. Grams, CM. Taylor, and JM. Haywood, **2008a**, Uplift of Saharan dust south of the inter-tropical discontinuity, *J. Geophys. Res.*, in press.

Marticorena, B., **1995**, Modélisation de la production d'aérosols désertiques en zones arides et semiarides: développement et validation d'un code de calcul adapté au transport à grande échelle, Thèse de doctorat, Université Paris 7, 269 pp.

Marticorena, B., and G. Bergametti, **1995**, Modeling the atmospheric dust cycle: 1-Designed of a soil-derived dust emission scheme, *J. Geophys. Res.,* 100(D8), 16415-16430.

Marticorena, B., and G. Bergametti, **1996,** Two-years simulations of seasonal and interannual changes of the Saharan dust emissions, *Geophys. Res. Lett.,* 23, 1921-1924.

Marticorena, B., G. Bergametti, B. Aumont, Y. Callot, C. N'Doumé, and M. Legrand, **1997a,** Modeling the atmospheric dust cycle: 2-Simulations of Saharan dust sources, *J. Geophys. Res.,* 102, 4387- 4404.

Marticorena, B., G. Bergametti, D.A. Gillette, and J. Belnap, **1997b**, Factors controlling threshold friction velocity in semiarid and arid areas of the United States, *J. Geophys. Res.,* 102, 23277- 23287.

Marticorena, B., P. Chazette, G. Bergametti, F. Dulac, and M. Legrand, **2004**, Mapping the aerodynamic roughness length of desert surfaces from POLDER/ADEOS bi-directional reflectance product, *Int. J. Remote Sens.,* 25, 603-626.

Mathon V. and H. Laurent, **2002**, Mesoscale convective system rainfall in the Sahel, J. of *App. Meteorol*., 41, 1081-1092.

Masson, V., **2000**, A physically-based scheme for the urban energy balance in atmospheric models, *Boundary-Layer Meteorology*, 94, 357–397.

Masson, V., J-L. Champeaux, F. Chauvin, C. Meriguet, and R. Lacaze, **2003**, A Global Database of Land Surface Parameters at 1-km Resolution in Meteorological and Climate Models, *J. Climate*, 16, 1261–1282

Mathon, V., and H. Laurent, **2001**, Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems, *Q. J. R. Meteorol. Soc.,* 127, 377–406.

Matthews, E., **1984**, Prescription of land-surface boundary conditions in GISS GCM II: A simple method based on high resolution vegetation data bases, NASA tech. memo. 86096, NASA, Washington D.C., 20 pp.

Mauritsen, T., and G. Svensson, **2007**, Observations of Stably Stratified Shear-Driven Atmospheric Turbulence at Low and High Richardson Numbers, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64 (2), 645–655, doi:10.1175/JAS3856.1.

May, P. T., **1995**, The Australian nocturnal jet and diurnal variations of boundary-layer winds over Mt. Isa in north-eastern Australia, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 121, 987–1003.

McKenna-Neuman, C., and W.G. Nickling, **1989**, A theoritical and wind tunnel investigation of the effect of capillarity water on the entrainment of sediment by wind, *Can. J. Soil Sci.*, 69, 79-96.

Mesinger, F., and A. Arakawa, **1976**, Numerical methods used in atmospheric models, GARP Publication Series No. 14, WMO/ICSU Joint Organizing Committee, 64 pp.

Middleton, N.J., **1986**, A geography of dust storms in south-west Asia, *J. of Climatology*, 6, 183-196.

Middleton, N.J., A.S. Goudie, **2001**, Saharan dust: sources and trajectories, *Transactions of the Institute of British Geographers* 26, 165-181.

Miller, R. and I. Tegen, **1998**, Climate response to soil dust aerosol, *J. Climate*, 11, 3247-3267.

Miller, MA. and A. Slingo, **2007**, The ARM Mobile Facility and Its First International Deployment: Measuring Radiative Flux Divergence in West Africa. *B. Am. Meteorol. Soc.* 88**:** 1229–1244.

Millot, G., **1964**, Géologie des argiles: altérations, sédimentologie, géochimie, Masson, Paris, 499 pp.

Mondon, S., and J.-L. Relesperger, **1998**, A study of a fair weather boundary layer in TOGACOARE: parameterization of surface fluxes in large scale and regional models for light wind conditions, *Boundary-layer Meteorol.*, 88, 47.76.

Morcrette, J.-J., **1989**, Description of the radiation scheme in the ECMWF model, Tech. Rep. 165, Res. Dep. of the European Center for Medium range Weather Forecasts, Reading, England.

Morcrette, J-J., L. Jones, J. Kaiser, A. Benedetti, and O. Boucher, **2007**, Toward a forecast of aerosols with the ECMWF Integrated Forecast System, ECMWF Newsletter, 114, 15-17.

Moulin, C., C. E. Lambert, F. Dulac, and U. Dayan, **1997**, Control of atmospheric export of dust by the North Atlantic Oscillation, *Nature*, 387, 691–694.

Moulin, C., C.E. Lambert, U. Dayan, V. Masson, M. Ramonet, P. Bousqet, M. Legrand, Y.J. Balkanski, W. Guelle, B. Marticorena, G. Bergametti, and F. Dulac, **1998,** Satellite climatology of African dust transport in the Mediterranean atmosphere, *J. Geophys., Res.*, 103, 13137-13144.

Moulin, C., and I. Chiapello, **2004**, Evidence of the control of summer atmospheric transport of African dust over the Atlantic by Sahel sources from TOMS satellites (1979-2000), *Geophys. Res. Lett.*, 31, L02107, doi :10.1029/2003GL018931.

N

Nickovic, S., G. Kallos, A. Papadopoulos, and O. Kakaliagou, **2001**, A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere, J. Geophys. Res., 106(D16), 18113-18130.

Noilhan, J., and J. Mahouf, **1995**, The ISBA land surface parametrisation scheme, *Global Planetary Change*, 13, 145-159.

Nickling, W.G., and J.A. Gillies, **1989**, Emission of fine-grained particulates from desert soils, in Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport, Leinen M., M. Sarnthein (Eds.), Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 133-165.

Nickling, W.G., and S.A. Wolfe, **1994**, The morphology and origin of Nabhkas, region of Mopti, Mali, West Africa, *J. Arid Environ.*, 28, 13-30.

Noilhan, J. and S. Planton, **1989**, A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, *Mon. Wea. Rev.*, 117, 536-549.

Noilhan, J., and J.F. Mahfouf, **1996**, The ISBA land surface parameterization scheme. Global and Plan. Change, 13, 145– 159.

N'Tchayi, G.M., J. Bertrand, M. Legrand, and J. Baudet, **1994**, Temporal and spatial variations of the atmospheric dust loading throughout West Africa over the last thirty years, *Ann.Geophysis.*, 12, 265-273.

N'Tchay, G.M., J.Bertrand, and S.E. Nicholson, **1997**, The diurnal and seasonal cycles of wind-borne dust over Africa north of the Equator, *J. Appl. Meteorol.*, 36, 868–882.

O

Ozer, P., **2001**, Les lithométéores en région Sahélienne, Revue Internationale DÉcologie Et De Geographie Tropicales, 24, 1–317.

P

Parker, D.J., R.R. Burton, A. Diongue-Niang, R.J. Ellis, M. Felton, C.M. Taylor, C.D. Thorncroft, P. Bessemoulin, and A.M. Tompkins, **2005**, The diurnal cycle of the west African monsoon circulation, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 131, 2839–2860.

Parker D.J., and C. Flamant, **2006**, AMMA Task Team #8 - SOP Monsoon Strategic Planning Document, available from http://ammainternational.org/organisation/committees/taskteams/TT8/index.

Pedgley, D.E., **1972**, Desert Depresssion over North-East Africa, *Meteor. Mag.*, 01, 228–244.

Pérez, C., S. Nickovic, G. Pejanovic, J.M. Baldasano, and E. Özsoy, **2006a**, Interactive dust radiation modeling: A step to improve weather forecasts, *J. Geophys. Res.* 111, D16206, doi:10.1029/2005JD006717.

Pérez, C., S. Nickovic, J.M. Baldasano, M. Sicard, F. Rocadenbosch, and V.E. Cachorro, **2006b**, A long Saharan dust event over the western Mediterranean: lidar, sun photometer observations, and regional dust modeling, *J. Geophys. Res.*, 111, D15214, doi:10.1029/2005JD006579.

Perry, K.D., T.A. Cahill, R.A. Eldred, D.D. Dutcher, and T.E. Gill, **1997**, Long-range transport of North African dust to the eastern United States, *J. Geophys. Res.*, 102 (D10), 11,225–11,238.

Peters, M., and G. Tetzlaff, **1988**, The Structure of West African Squall Lines and Their Environmental Moisture Budget, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 39, 74–84.

Petitjohn, F.J., P.E. Potter, and R. Siever, **1972**, Sand and Sandstone, Springer-Verlag, New York, 618 pp.

Petit-Maire, N., (Ed), **1979**, Le Sahara Atlantique à l'Holocène. Peuplement et écologie, Alger: CRAPE, 340 pp.

Petit-Maire, N., and J. Riser, **1983**, Sahara ou Sahel? Quaternaire récent du bassin de Taoudenni (Mali), Publ. CNRS et Ministère des Relations Extérieures, Imp. Lamy, 473 pp.

Péwé T. L., **1981**, Desert dust: An overview. *Geol. Soc. Am. Spec.* Paper **186,** 1–10.

Peyrille, P., **2006**, Étude idéalisée de la mousson Ouest Africaine à partir d'un modèle numérique bidimensionnel, Thèse de doctorat, Université de Toulouse III.

Peyrille, P., J.-P. Lafore, and J.-L. Redelsperger, **2007**, An idealized two-dimensional framework to study the west african monsoon, parti 1: Validation and key controlling factors, *J. Atmos. Sci.*, 64, 2765–2782.

Pierangelo, C, A. Chédin, S. Heilliette, N. Jacquinet-Husson, R. Armante , **2004**, Dust altitude and infrared optical depth from AIRS, *Atmos. Chem. Phys.*, 4: 1813-1822.

Pierrehumbert, R.T., **1984**, Linear results on the barrier effects of Mesoscale Mountains, *J. Atmos. Sci.*, 41, 1356–1367.

Pincus, R. and M. Baker, **1994**, Effect of precipitation on the albedo susceptibility of clouds in marine boundary layers, *Nature*, vol. 372, pp. 250-252.

Pinty, B., F. Roveda, M.M. Verstraete, N. Gobron, Y. Govaerts, G. Napoli, and J. Verdebout, **1998**, Meteosat Surface Albedo Retrieval-ATBD, *EC/JRC Publication* EUR 18130 EN.

Poberaj, G., A. Fix, A. Assion, M. Wirth, C. Kiemle, and G. Ehret, **2002,** Airborne all-solid-state DIAL for water vapour measurements in the tropopause region: System description and assessment of accuracy. *Appl. Phys.*, B75, 165-172.

Pospichal B. and S. Crewell, **2007**, Boundary layer observations in West Africa using a novel microwave radiometer, *Meteorologische Zeitschrift*, Vol. **16**, No. 5, 513-523

Prezerakos, N.G., S.C. Michaelides, and A.S. Vlassi, **1990**, Atmospheric synoptic conditions associated with the initiation of north-west African depression, *International Journal of Climatology,* 10, 711–729.

Priestley, C.H. B., **1959**, Turbulent Transfer in the Lower Atmosphere, University of Chicago Press, Chicago, 130 pp.

Prospero, J.M., E. Bonatti, C. Schubert, and T.N. Carlson, **1970**, Dust in the Caribbean atmosphere traced to an African dust storm, *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 9, 287-293.

Prospero, J.M., and R. Nees, **1977**, Dust concentration in the atmosphere of the equatorial North Atlantic: possible relationship to the sahelian drought, *Science*, 196, 1196-1198.

Prospero, J.M., and T.N. Carlson, **1981**, Saharan air outbreaks over the Tropical North-Atlantic, *Pure and Applied Geophysics* 119 (3), 677–691.

Prospero, J. M., R.A. Glaccum, and R.T. Nees, **1981**, Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America, *Nature*, 289, 570-572.

Prospero, J.M., and R.T. Nees, **1986**, Impact of the North African drought and El Niño on mineral dust in the Barbados trade winds, *Nature*, 320, 735–738.

Prospero, J.M., **1999**, Assessing the impact of advected African dust on air quality and health in the eastern United States, *Human and Ecological Risk Assessment* 5 (3), 471–479.

Prospero, J.M., P. Ginoux, O. Torres, S.E. Nicholson, and T.E. Gill, **2002**, Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Rev. Geophys*., 40, 1002, doi:10.1029/2000RG000095.

Prospero, J.M. and P.J. Lamb, **2003**, African droughts and dust transport to the Caribbean: Climate change implication, *Science*, 302, 1024-1027.

Prospero, J.M., E. Blades, G. Mathison, and R. Naidu, **2005**, Interhemispheric transport of viable fungi and bacteria from Africa to the Caribbean with soil dust, *Aerobiologia* 21 (1), 1-19.

Pruppacher H.R. and J.D. Klett, **1979**, The microphysics of clouds, *Reider Publication*, 714pp.

Pruppacher H. R. and J. D. Klett, **1997**, Microphysics of Clouds and Precipitation. Dordrecht: Reidel, pp. 954 ,.

Pye, K., **1987**, Aeolian dust and dust deposit, Academic Press, San Diego (USA), 334 pp.

Q

Qian, W., L. Quan, and S. Shi, **2002**, Variations of the dust storms in China and its climatic control, *Journal of Climate* 15, pp. 1216-1229.

R

Racz, Z. and RK. Smith, **1999**, The dynamics of heat lows. *Q. J. Roy. Meteor. Soc*. 125: 225-252.

Rajot, J.L., S.C. Alfaro, L. Gomes, and A. Gaudichet, **2003**, Soil crusting on sandy soils and its influence on wind erosion, *Catena*, 53, 1-16.

Ramanathan, V., P.J. Crutzen, J.T. Kiehl and D. Rosenfeld, **2001**, Aerosols, Climate, and The Hydrological Cycle, *Science,* 294, 2119-2124.

Ramaswamy, V., O. Boucher, J. Haigh, D. Hauglustaine, J.M. Haywood, G. Myhre, T. Nakajima, and S. Solomon, **2001**, in Climate Change 2000: The Science of Climate Change. IPCC, World Meteorological Organisation, CUP.

Raschendorfer, M., **2001**, The new turbulence parameterization of LM, COSMO- Newsletter, 1, 89–97.

Redelsperger, J.L. et G. Sommeria, **1981**, "Méthode de représentation de la turbulence d'échelle inférieure à la maille pour un modèle tri-dimensionnel de convection nuageuse", *Boundary-Layer Meteorol.* **21**, 509–530.

Redelsperger J-L, CD.Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, DJ. Parker, and J. Polcher, **2006**, African Monsoon Multidisciplinary Analysis: An International Research Project and Field Campaign, *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 87: 1739–1746.

Reitebuch O., C. Werner, I. Leike, P. Delville, P.H. Flamant, A. Cress, and D. Engelbart, **2001**, xperimental Validation of Wind Profiling Performed by the Airborne 10.6 µm-Heterodyne Doppler Lidar WIND. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 18, 1331-1344

Rognon, P., G. Coudé-Gaussen, G. Bergametti, and L. Gomes, **1989**, Relationships between the characteristics of soils, the wind energy and dust near the ground, in the western sandsea (N.W. Sahara), in Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport, M. Leinen and M. Sarnthein (Eds.), Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 167-184.

Rose, T., S. Crewell, U. Löhnert, and C. Simmer, **2005**, A network suitable microwave radiometer for operational monitoring of the cloudy atmosphere. *Atmos. Res.* 75: 183-200.

Rotunno, R., V. Grubisic, and P.K. Smolarkiewicz, **1999**, Vorticity and potential vorticity in mountain wakes, *J. Atmos. Sci.*, 56, 2796–2810.

Rowell, M. J. and T. Jung, **2008,** Understanding the local and global impatcs of model physics changes: An aerosol example, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* in press

Ruddiman, W. F., **2001**. Earth's Climate-Past and Future, W. H.Freeman, New York, 465 pp.

Ryall, D.B., R.G. Derwent, A.J. Manning, A.L. Redington, J. Corden, W. Millington, P.G. Simmonds, S. O'Doherty, N. Carslaw, and G.W. Fuller, **2002**. The origin of high particulate concentrations over the United Kingdom, March 2000, *Atmospheric Environment* 36 (8), 1363–1378.

S

Sadler, J. C., **1975**, The upper tropospheric circulation over the global tropics, Dept. of Meteorology, Atlas UHMET 75-05, University of Hawaii, Honolulu, Hawaii.

Schmetz, J., P. Pili, S. Tjemkes, D. Just, J. Kerkmann, S. Rota, and A. Ratier, **2002**, An introduction to Meteosat Second Generation (MSG), *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83, 977–992.

Schütz, L., R. Jaenicke, and H. Pietrer, **1981**, Saharan dust transport over the north Atlantic ocean, in Desert dust: origin, characteristics, and effects on man, T. L. Péwé (Ed.), *Geol. Soc. Am.*, Boulder, 87-100.

Schütz, L., and K.A. Rahn, **1982**, Trace-element concentrations in erodible soils, *Atmos. Environ.*, 16 (1), 171-176.

Shao, Y., M.R. Raupach, and J.F. Leys, **1996**, A model for predicting aeolian sand drift and dust entrainment on scales from paddock to region, *Aust. J. Soil Res.*, 34, 309-342.

Shao, Y., **2000**, Physics and Modelling of Wind Erosion, *Kluwer Academic Publishers*, 393 pp.

Shao, Y., and H. Lu, **2000**, A simplified expression for threshold friction velocity, *J. Geophys. Res.*, 105, 22,437-22,443

Shao, Y., **2001**, A model for mineral dust emission, *J. Geophys. Res.*, 106, 20239-20254.

Shao, Y., M.R. Paupach, and P.A Findlater, **1993**, Effect of saltation bombardment on the entrainment of dust by wind, *J. Geophys. Res.*, 98, 12719-12726.

Schepanski K, I. Tegen, B. Laurent, B. Heinold, and A. Macke, **2007**, A new Saharan dust source activation frequency map derived from MSG-SEVIRI IR channels, *Geophys. Res. Lett.* 34: L18803, DOI:10.1029/2007GL030168.

Schepanski, K., I. Tegen, M.C. Todd, B. Heinold, G. Bonisch, B. Laurent, and A. Macke, **2009**, Meteorological processes forcing Saharan dust emission inferred from MSG-SEVIRI observations of sub-daily dust source activation, *J. Geophys. Res.*, in press.

Schollaert, S.E., and J.T. Merrill, **1998**, Cooler sea surface west of the Sahara desert correlated to dust events, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3529–3532.

Schutz, B.E., **1998,** Spacebome laser altimetry: 2001 and beyond. Published in Plag, H.P. (ed.), Book of Extended Abstracts, WGENER-98, Norwegian Mapping Authority, Honefoss, Nonvay.

Seinfeld J.H. and S.N. Pandis, **1997**, Atmospheric Chemistry and Physics, *Wiley interscience pub*.

Segal, M., **1990**, On the impact of thermal stability on some rough flow effects over mobile surfaces, *Bound. Layer Meteorol.*, 52, 193-198.

Semazzi F.H., B. Burns, N.H. Lin and J.K. Schemm, **1996**, A MCG study of téléconnections between the continental climate of Africa and global sea surface temperatures anomalies, *J. Climate*, 9(10), 2480-2497.

Slingo, A., N.A. Bharmal, G.J. Robinson, J.J. Settle, R.P. Allan, H.E. White, P.J. Lamb, M. Issa Lélé, D.D. Turner, S. McFarlane, E. Kassianov, J. Barnard, C. Flynn, and M. Miller, **2008**, Overview of observations from the RADAGAST experiment in Niamey, Niger: Meteorology and thermodynamic variables, *J. Geophys. Res.*, 113, D00E01, doi:10.1029/2008JD009909.

Smagorinsky, J., **1963**, General circulation experiments with the primitive equations. Part I. The basic experiment, *Mon. Wea. Rev.*, 91, 99-164.

Smith, R.B., **1982**, Synoptic observations and theory of orographically disturbed wind and pressure, *J. Atmos. Sci.*, 39, 60–70.

Smith, E., **1986**, The structure of the Arabian heat low. Part II: Bulk tropospheric heat budget and implications, *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1084.1102.

Smith, R.K., and M.J. Reeder, **1988,** On the Movement and Low-Level Structure of Cold Fronts, *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1927–1943.

Smith, R.B., **1989**, Hydrostatic flow over mountains, *Advances in Geophysics*, Vol. 31, 1–41. Academic Press.

Smolarkiewicz, P.K. and R. Rotunno, **1989**, Low Froude number flow past three-dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vortices, *J. Atmos. Sci.*, 46, 1154–1164.

Stephens, GL., DG. Vane, RJ. Boain, GG. Mace, K. Sassen, Z. Wang, AJ. Illingworth, EJ. O'Connor, WB. Rossow, SL. Durden, SB. Miller, RP. Austin, A. Benedetti, C. Mitrescu, and the CloudSat Science Team, **2002,** The CloudSat Mission and the A-Train: A New Dimension of Space-Based Observations of Clouds and Precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 83, number 12, pp. 1771-1790.

Sterk G., **2002**, Causes, consequences and control of wind erosion in Sahelian Africa: a review, *Land Degradation & Development*, 14, 95-108.

Sokolik, I.N., and O.B. Toon, **1996**, Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosols, *Nature* 381, 681-683.

Sokolik, I. N., D.M. Winker, G. Bergametti, D.A. Gillette, G. Carmichael, Y.J. Kaufman, L. Gomes, L. Schuetz, and J.E. Penner, **2001**, Introduction to special section : Outstanding problems in quantifying the radiative impacts of mineral dust, *J. Geophys. Res*., 106 (D16), 18,015–18,028.

Sokolik, I.N., **2002,** The spectral radiative signature of wind-blown mineral dust: implications for remote sensing in the thermal IR region, *Geophysical Research Letters* 29 (24), 2154, doi:10.1029/2002GL015910.

Söhne, N., JP. Chaboureau, and F. Guichard, **2008**, Verification of cloud cover forecast with satellite observation over West Africa. *Mon. Wea. Rev*. In press.

Suhre, K., C.Mari, T. Bates, J. Johnson, R. Rosset, Q.Wang, A. Bandy, D. Blake, S. Businger, F. Eisels, B. Huebert, G. Kok, R. I. Mauldin, A. Prevot, R. Schillawski, D. Tanner, and D. Thornton, **1998**, Physico-chemicalmodeling of the first aerosol characterization experiment (ace1) lagrangian b, 1. A moving column approach, *J. Geophys. Res.*, 103, 16,433–16,455.

Sultan, B., and S. Janicot, **2003b**, The West African monsoon dynamics: PartII : The preonset and onset of the summer monsoon, *J. Climate*, 16, 3407.3427.

Sultan B. and S. Janicot, **2000**, Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra seasonal variability, *Geophysical Research Letter*, 27, 20, 3353-3356.

Sultan, B., K. Labadi, J.F. Guegan, and S. Janicot, **2005**. Climate drives the meningitis epidemics onset in West Africa. Plos Medicine 2 (1), 43–49.

Sultan, B., S. Janicot, and P. Dobrinski, **2007**, Characterisation of the the diurnal cycle of the West African monsoon and monsoon onset, *J. Climate*, 20, 4014-4032

Sun, J., **2002,** Provenance of loess material and formation of loess deposits on the Chinese Loess Plateau, Earth *Planet. Sci. Lett.*, 203, 845-859.

Sutton, L.J., **1925**, Haboobs, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 51 (213), 25–30.

Swap, R., M. Garstang, S. Greco, R. Talbot, and J.Y. Gac, **1992**, Sahara dust in the Amazon basin, *Tellus* ser., B 44, 133-149.

T

Talbot, R. W., R. C. Harriss, E. V. Browell, G. L. Gregory, D. I. Sebacher, and S. M. Beck, **1986**, Distribution and geochemistry of aerosols in the tropical North Atlantic troposhere : relationship to Saharan dust, *J. Geophys. Res.*, 91 (D4), 5173–5182.

Tanaka, T.Y., Y. Kurosaki, M. Chiba, T. Matsumura, T. Nagai, A. Yamazaki, A. Uchiyama, N. Tsunematsu, and K. Kai, **2005**, Possible transcontinental dust transport from North Africa and the Middle East to East Asia, *Atmospheric Environment* 39 (21), 3901–3909.

Tanré, D., J. Haywood, J. Pelon, J. F. Léon, B. Chatenet, P. Formenti, P. Francis, P. Goloub, E. J. Highwood, and G. Myrhe, **2003**, Measurement and modelling of the Saharan dust radiative impact: Overview of the SaHAran Dust Experiment (SHADE), *J. Geophys. Res.*, 108, 8574, doi:10.1029/2002JD003273.

Tegen, I., and I. Fung, **1994**, Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness, *J. Geophys. Res.*, 99 (D11), 22897-22914.

Tegen, I., and I. Fung, **1995**, Contribution to the atmospheric mineral load from land surface modification, *J. Geophys. Res.*, 100 (D9), 18707-18726.

Tegen, I., and A.A. Lacis, **1996**, Modeling of particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust aerosol, *J. Geophys. Res.*, 101 (D14), 19237-19244.

Tegen, I., P. Hollrig, M. Ching, I. Fung, D. Jacob, D., and J. Penner, **1997**, Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: Estimates from model results, *J. Geophys. Res.*, 102(D20), 23895-23915.

Tegen, I., S.P. Harrison, K. Kohfeld, I.C. Prentice, M. Coe, and M. Heimann, **2002**, Impact of vegetation and preferential source areas on global dust aerosol : Results from a model study, *J. Geophys. Res.*, 107, 4576, doi :10.1029/2001JD000963.

Tegen, I., M. Werner, S.P. Harrison, and K.E. Kohfeld, **2004**, Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L05105, doi:10.1029/2003GL019216.

Tegen, I., B. Heinold, M.C. Todd, J. Helmert, R. Washington, and O. Dubovik, **2006**, Modelling soil dust aerosol in the Bodélé Depression during the BoDEx campaign, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 4345-4359.

Theopold, F.A., and J. Bösenberg, **1993**, Differential Absorption Lidar Measurements of Atmospheric Temperature Profiles: Theory and Experiment. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **10**, 165–179.

Thorncroft, C.D., and H.A. Flocas, **1997**, A case study of Saharan cyclogenesis, *Mon. Wea. Rev.*, 125, 1147–1165.

Thorncroft C.D. and M. Blackburn, **1999**, Maintenance of the African easterly waves, Part I: A linear view, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 125, 763-786.

Thorpe, A.J., and T.H. Guymer, **1977**, The nocturnal jet, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 103, 633-653.

Todd, M.C., R. Washington, J.V. Martins, O. Dubovik, G. Lizcano, S. M'Bainayel, and S. Engelstaedter, **2007**, Mineral dust emission from the Bodélé Depression, northern Chad, during BoDEx 2005, *J. Geophys. Res.*, 112, D06207, doi:10.1029/2006JD007170.

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

Todd, M.C., D. Bou Karam, C. Cavazos, C. Bouet, B. Heinold, J.M. Baldasano, G. Cautenet, I. Koren, C. Perez, F. Solmon, I. Tegen, P. Tulet, R. Washington and A. Zakey, **2009**, Quantifying uncertainty in estimates of mineral dust flux: an inter-comparison of model performance over the Bodélé Depression, Northern Chad, *J. Geophys. Res*., in press.

Torres, O., P.K. Bhartia, J.R. Herman, Z. Ahmad, and J. Gleason, **1998**. Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation: Theoretical basis, *J. Geophys. Res.*, 103, 17,099-17,110.

Torres, O., P.K. Bhartia, J.R. Herman, A. Sinyuk, P. Ginoux, and B. Holben, **2002**, A long-term record of aerosol optical depth from TOMS observations and comparison to AERONET measurements, *J. Atmos. Sci.,* 59, 398-413.

Tost H., P. Jockel, A. Kerkweg, R. Sander, and J. Lelieveld, **2006**, Technical note: A new comprehensive scavenging submodel for global atmospheric chemistry modelling. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 565-574.

Trigo, I.F., G.R. Bigg, and T.D. Davies, **2002**, Climatology of Cyclogenesis Mechanisms in the Mediterranean, *Mon. Wea. Rev.,* 130, 549–569.

Tucker, C.J., H.E. Dregne, and W.W. Newcomb, **1991**, Expansion and contraction of the Sahara desert from 1980 to 1990, *Nature*, 253, 299–301.

Tulet, P., V. Crassier, F. Cousin, K. Shure, and R. Rosset, **2005**, Orilam, a three moment lognormal aerosol scheme for mesoscale atmospheric model: On-line coupling into the Meso-NH-c model and validation on the escompte campaign, *J. Geophys. Res.,* 110, doi:10.1029/2004JD005716.

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

Twomey, S. A., **1974**, Pollution and the Planetary Albedo, *Atmospheric Environment* **8**: 1251-56.

U

Uno, I., Z. Wang, M. Chiba, Y.S. Chun, S.L. Gong, Y. Hara, E. Jung, S.-S. Lee, M. Liu, M. Mikami, S. Music, S. Nickovic, S. Satake, Y. Shao, Z. Song, N. Sugimoto, T. Tanaka, and D.L. Westphal, **2006**, Dust model intercomparison (DMIP) study over Asia: Overview, *J. Geophys. Res.,* 111, D12213, doi:10.1029/2005JD006575.

V

Vukmirovic, Z., M. Unkasevic, L. Lazic, I. Tosic, S. Rajsic, and M. Tasic, **2004,** Analysis of the Saharan dust regional transport, *Meteorology and Atmospheric Physics* 85 (4), 265–273.

W

Wang, G. and E.A.B. Eltahir, **2000**, Ecosystem Dynamics and the Sahel Drought, *Geophysical Research Letters*, 27(6): 795-798.

Warren, A., A. Chappell, M.C. Todd, C. Bristow, N. Drake, S. Engelstaedter, V. Martins, S. M'Bainayel, and R. Washington **2007**, Dust-raising in the dustiest place on Earth, *Geomorphology*, 92, 25-37.

Washington, R.W., M.C. Todd, N. Middleton, and A.S. Goudie, **2003**, Dust-storm source areas determined by the Total Ozone Monitoring Spectrometer and surface observations, *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, 93, 297–313.

Washington, R., and M.C. Todd, **2005**, Atmospheric controls on mineral dust emission from the Bodélé Depression, Chad : The role of the low level jet, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L17701, doi :10.1029/2005GL023597.

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

Wellman, H.W., and A.T. Wilson, **1965**, Salt weathering: A neglected geological erosive agent in coastal and arid environments, *Nature*, 205(4976), 1097–98.

White, B.R., **1979,** Soil transport by winds on Mars, *J. Geophys. Res.*, 84, 4643-4651.

Wilson, M.F, and A. Henderson-Sellers, **1985**, Land cover and soils data sets for use in general circulation climate models, *J. Climatol.*, 5, 119-143

Winker, D.M., R.H. Couch, and M.P. McCormick, **1996**, An overview of LITE: NASA's Lidar In Space Technology Experiment, Proc. IEEE, 84, 164–180.

Winker, D.M., J. Pelon, and M.P. McCormick, **2003**, The CALIPSO mission: Spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds, Proc. SPIE, 4893, 1-11.

Winker, D.M. and B. Hunt, **2007**, First Results from CALIOP, Proc. Third Symposium on LIDAR Atmospheric Applications, 87th AMS Annual Meeting, San Antonio, Texas, 15–18 January 2007.

Wurzler, S., T.G. Reisin, and Z. Levin, **2000**, Modification of mineral dust particles by cloud processing and subsequent effects on drop size distributions, *J. Geophys. Res.*, 105 (D4), 4501-4512.

X

Xue Y., H. Juang, W.-P. Li, S. Prince, R. DeFries, Y. Jiao and R. Vasic, **2004**, Role of land surface processes in monsoon development : East Asia and West Africa, *J. Geophys. Res.*, 109, doi :10.1029/2003JD003,556.

Y

Yoshioka, M., N. Mahowald, A.J. Conley, W.D. Collins, D.W. Fillmore, C.S. Zender, and D B. Coleman, **2007**, Impact of desert dust radiative forcing on Sahel precipitation: Relative importance of dust compared to sea surface temperature variations, vegetation changes, and greenhouse gas warming, *J. Climate*, 20, 1445-1467.

Z

Zakey, A.S., F. Solmon, and F. Giorgi, **2006**, Implementation and testing of a desert module in a regional climate model, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 4687-4704.

Zender, C.S., R.L. Miller, and I. Tegen, **2004**, Quantifying mineral dust mass budgets: Terminology, constraints and current estimates, *EOS*, 85, 509–512.

Zender, C., H. Bian, and D. Newman, **2003a**, The mineral dust entrainment and deposition model DEAD: Description and 1990s dust climatology, *J. Geophys. Res.*, 108(D14), 4416, doi:10.1029/2002JD002775.

Zhang, J., and S.A. Christopher, **2003**, Longwave radiative forcing of Saharan dust aerosols estimated from MODIS, MISR, and CERES observations on Terra, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2188, doi :10.1029/2003GL018479.

Zhou, M., Z. Chen, R. Huang, Q. Wang, R. Arimoto, F. Parungo, D. Lenschow, K. Okada, and P. Wu, **1994**, Effects of two dust storms on solar radiation in the Beijing-Tianjin area, *J. Geophys. Res.*, 21, 2697-2700.

Zobler, L., **1986**, A world soil file for global climate modelling, NASA *technical memorandum 87802*, NASA, Washington D.C., 32 pp.

Zoumakis, N.M., and A.G. Kelessis, **1991**, The dependence of the bulk Richardson number on stability in the surface layer, *Bound. Layer Meteorol*., 57, 407-414.

Meteorological mechanisms involved in dust emissions over West Africa

PhD dissertation in Atmospheric Physics, University of Paris VI, Paris, France.

Author:



Diana BOU KARAM

diana@aero.jussieu.fr

http://drdiana.free.fr/

Prepared during the period of 2005-2008 at

Service d'Aéronomie/IPSL/CNRS,

4, Place Jussieu, 75225 Paris Cedex 05, France,

Under the supervision of Dr. Cyrille FLAMANT and Dr. Pierre FLAMANT,

Defended publically on the 18th of December 2008 at the Amphi Chouard, Jussieu, Paris.

PhD obtained with the very honorable distinction.

Abstract:

In the framework of the present research work, two new mechanisms for dust emissions and transport over the Sahel have been identified:

1- The first one is related to the monsoon nocturnal flow dynamics; high turbulent winds at the leading edge of the monsoon flow density-current like are at the origin of dust mobilization (Bou Karam et al., 2008).

2- The second one is associated with the cyclonic activity in the ITD region, new phenomena discovered also in the framework of the present research work, to be the response to: (a) The strong horizontal shear and low-level convergence existing along the ITD and (b) enhanced northeasterly winds associated with orographic blocking of cool air masses from the Mediterranean Sea (Bou Karam et al., 2009a).

Beyond their role on dust emissions, the two identified mechanisms offer for the uplifted dust the potential to attend high altitudes to be made available for long range transport.

In addition, the simulation of three mechanism involved on dust emissions over West Africa by the atmospheric model MesoNH has been examined. The model was able to reproduce very well the dust emissions associated with: Low level jets (Todd et al., 2009), Monsoon leading edge high turbulent winds (Bou Karam et al., 2009b) and Sahelian cyclones (Bou Karam et al., 2009a). Also, model results suggest that dust emissions in the ITD region during summer when the ITD is located over the hot spots of West Africa are in the same order of dust emissions from the Bodélé depression in winter time, recognized as the most important African dust source.

Key words: African Monsoon, Dust, Sahel, ITD, AMMA, BoDEx, MesoNH

Mécanismes de soulèvement d'aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest

Thèse en Physique de l'Atmosphère, Université de Pierre et Marie-Curie – Paris VI.

Auteur:



Diana BOU KARAM

diana@aero.jussieu.fr

http://drdiana.free.fr/

Préparée durant la période 2005-2008 au

Service d'Aéronomie /IPSL/CNRS

4, Place Jussieu; 75225 Paris Cedex 05; France,

Sous la direction de Cyrille FLAMANT et Pierre FLAMANT,

Soutenue publiquement le 18 Décembre 2008 à l'amphi Chouard, Jussieu, Paris.

Grade de Docteur de l'Université Paris 6 obtenu avec la mention très honorable.

Résumé:

Dans le cadre du présent travail de recherche, deux nouveaux mécanismes de soulèvements d'aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest, durant la saison de mousson, ont été identifiés:

1- Le premier étant lié aux forts vents turbulents au niveau du front de mousson dans la région du front intertropical, très actif durant la nuit et les premières heures de la journée (*Bou Karam et al., 2008).*

2- Le deuxième est lié à la formation de cyclones dans la région du front intertropical, phénomène mis en évidence au cours de cette thèse, comme étant la réponse: (a) Au blocage orographique exercé par les massifs du Hoggar et de l'Air sur les masses d'air froides advectées au dessus du continent Nord Africain depuis la Méditerranée et (b) au cisaillement horizontal caractérisant le front intertropical (*Bou Karam et al.*, 2009a).

Les mécanismes identifiés, en plus de leur efficacité en termes d'émissions d'aérosols, offrent des conditions dynamiques nécessaires pour l'injection des aérosols mobilisés à des hautes altitudes, leurs donnant ainsi le potentiel pour contribuer au transport à grandes échelles spatiales et temporelles.

La représentativité dans le modèle atmosphérique MesoNH de trois mécanismes forçant les émissions d'aérosols a été examinée. Ainsi, le modèle était capable de reproduire d'une manière très satisfaisante les soulèvements associés: Aux jets de basses couches (*Todd et al.*, 2009), au front de mousson (*Bou Karam et al.*, 2009b) et aux cyclones sahéliens (*Bou Karam et al.*, 2009a).

Par ailleurs, les études numériques ont permis de quantifier les émissions associées à chacun des mécanismes, les résultats du modèle ont suggéré que les émissions dans la région du front intertropical, durant la saison de mousson quand le front est positionné au-dessus des hot-spots de l'Afrique de l'Ouest, sont du même ordre (0.8 Tg en moyenne par jour) que celles estimées dans la région de Bodélé au Tchad, connue pour être la région source la plus importante de l'Afrique au nord de l'Equateur.

Mots Clés: Mousson Africaine, aérosols minéraux, Sahel, FIT, AMMA, BoDEx, MesoNH.