

UNIVERSITE SAAD DAHLEB DE BLIDA

Faculté des Sciences de l'Ingénieur

Département d'aéronautique

MEMOIRE DE MAGISTER

Spécialité : Aéronautique

Par

Khalid DEIBOUNE

THEME

**MODELISATION ET SIMULATION D'EMISSION DE L'AEROSOL
DESERTIQUE DANS LE MODEL SURFEX/ALADIN**

Devant le jury composé de :

S. Berghel	Maître de conférences A, U. de Blida	Président
S. Boukraa	Professeur, U. de Blida	Examineur
T. Rezoug	Maître de conférences A, U, de Blida	Rapporteur
R. Haoui	Maître de conférences A, U.S.T.H.B., Alger	Examineur
B. Hamadache	Master en Météorologie, directeur CNPM, Alger	Invité

Blida, octobre 2011

RÉSUMÉ

La modélisation de processus d'émission de l'aérosol désertique est l'un des fondamentaux axes de travail sur le code SURFEX. Le but essentiel de ce travail est de ressortir un schéma numérique qui est plus compatible avec la base de données SURFEX et cela va améliorer la qualité de prévision d'une façon acceptable, en plus Cette étude nous permis de mettre en évidence le processus d'émission de l'aérosol désertique.

Au début on mit l'œil sur le cycle atmosphérique de l'aérosol désertique, les principales sources d'émission, les trajectoires de mouvement dans le monde. Le moyen d'observations et de modélisations de l'aérosol désertique. Puis l'examen de la compatibilité des relations MB95 avec les fichiers physiographiques utilisés dans SURFEX était l'objet du deuxième chapitre cela en Traitant le facteur qui introduit l'effet de l'humidité du sol sur les émissions de poussière, l'évaluation du rapport entre le flux vertical et le flux horizontal et la relation du flux horizontale. Ensuite, on présente les arrangements apportés au code DEAD codé à SURFEX. Ces arrangements se caractérisent par l'introduction des textures du sol dans le schéma de para métrisation et la distribution granulométrique du sol. À la fin la réalisation d'une simulation avec le système couplé ALADIN-SURFEX en utilisant trois schémas d'émission décrits dans les chapitres auparavant. Les résultats seront confrontés aux observations disponibles sur la base de données AMMA. Enfin, en conclusion l'accent est mis sur les principaux résultats obtenus tout en soulignant l'utilité des arrangements introduits dans le code SURFEX.

ABSTRACT

Process modeling of the desert aerosol emission is one of the fundamental lines of work on the code SURFEX. The objective of this work is to show a numerical scheme that is more compatible with the database SURFEX and this will improve the quality of forecasting in an acceptable manner, in addition to this study allowed us to highlight the process issuance of desert-aerosol.

At first we put tabs on the atmospheric cycle of desert aerosol, the main emission sources, the trajectories of movement in the world. The means of observations and modeling of the aerosol desert. Then examining the compatibility relations with MB95 files physiographic SURFEX was used in the second chapter that by treating the factor that introduces the effect of soil moisture on dust emissions, evaluation of ratio of the vertical flow and horizontal flow and the relationship of horizontal flow. Then we present the arrangements made to the code encoded SURFEX DEAD. These arrangements are characterized by the introduction of ground textures in the parameterization scheme and the size distribution of the soil. At the end of the implementation of a simulation with the coupled-ALADIN SURFEX using three emission patterns described in earlier chapters. The results will be compared to observations available on the AMMA database. Finally, finally the focus is on the main results while emphasizing the usefulness of the arrangements introduced in the code SURFEX.

TABLE DES MATIERES

RESUME	1
REMERCIEMENTS	2
TABLE DES MATIERES	3
LISTE DES ILLUSTRATIONS, GRAPHIQUES ET TABLEAUX	4
INTRODUCTION	6

1. MODÉLISATION DES ÉMISSIONS DE L'AÉROSOL DÉSERTIQUE DANS SURFEX

1.1 Cycle atmosphérique de l'aérosol désertique	9
1.2 Principales trajectoires de l'aérosol désertique dans le monde	10
1.3. Principales zones sources des aérosols désertiques	11
1.4 Moyens de localisation des zones émettrices de l'aérosol désertique	12
1.5 Présentation des moyens de l'observation	13
1.5.1 OMI	13
1.5.2 SEVIRI	13
1.5.3 MODIS	14
1.5.4 CALIPSO	14
1.5.5 Observations LIDAR Aéroportées	14
1.6 Paramétrisation physique du modèle de soulèvement de poussières	16
1.7 Modélisation des processus d'émission de l'aérosol désertique	17
1.7.1 Mobilisation	17
1.7.2 Action du vent sur la surface	18
1.7.3 Bilan des forces des grains de sol	19
1.7.4 Paramétrisation de la vitesse de friction	20
1.7.4.1 Paramétrisation de la vitesse de friction seuil	21
1.7.4.1.1 Paramétrisation de la vitesse de friction pour une surface lisse	21
1.7.4.1.2 Paramétrisation de la vitesse de friction seuil pour une surface rugueuse	23
1.7.4.2. Influence de l'humidité des sols sur la vitesse de friction seuil	24
1.7.4.3 Flux horizontal de saltation	25
1.7.4.4 Relation entre le flux horizontal de saltation et le flux vertical d'aérosol	27

2. EXAMEN DE LA COMPATIBILITÉ DES RELATIONS MB95 AVEC LES DONNÉES DE BASE SURFEX

2.1 Zones émettrices	29
2.2 Type du sol	29
2.3 Traitement de l'effet de l'humidité du sol	31
2.4 Rapport entre le flux vertical et le flux horizontal	32
2.5 Problème de sous-estimation des vitesses de friction	35
2.6 Schéma développé des émissions de poussières désertiques dans SURFEX	36
2.6.1 Granulométrie du sol	36
2.6.2 Carte des types du sol pour SURFEX	37
2.6.3 Caractéristiques granulométriques du sol	38
2.6.4 Distribution granulométrique des sols	39

3. SIMULATIONS ET INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS

3.1 Présentation de l’outil numérique des simulations	43
3.2 Présentation de la situation météorologique	43
3.3 Prévision du flux de surface de l’aérosol désertique	46
3.4 Prévision de l’épaisseur optique de l’aérosol désertique (AOD)	52
3.5 Validation des résultats	59
3.5.1 Validation avec les observations satellitaire	59
3.5.2 Validation avec les données Aeronet	60
CONCLUSION	64
LISTE DES SYMBOLES	66
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	67

LISTE DES FIGURES

1. MODÉLISATION DES ÉMISSIONS DE L'AÉROSOL DÉSERTIQUE DANS SURFEX

Figure 1.1 : Schéma du cycle: émission, transport, et dépôts des aérosols désertiques.	10
Figure 1.2 : Principales trajectoires du transport des poussières désertiques	11
Figure 1.3 : Localisation des zones désertiques et des principaux déserts	12
Figure 1.4 : LEANDRE 2 à bord FALCON 20	16
Figure 1.5 : schéma des deux principaux processus d'émission de l'aérosol désertique	18
Figure 1.6 : Couche limite surfacique	19
Figure 1.7 : Bilan des forces agissant sur un grain de sable	20
Figure 1.8 : Dépendance de la vitesse de friction seuil avec le diamètre des grains du sol	21
Figure 1.9 : Principe général du modèle MB95 développé par Marticorena et Bergametti	28

2. EXAMEN DE LA COMPATIBILITÉ DES RELATIONS MB95 AVEC LES DONNÉES DE BASE SURFEX

Figure 2.1 : Cartes des cover004 et cover005 relatifs, respectivement, aux sols nu, lisse et rocailleux	29
Figure 2.2: Carte des pourcentages de SAND au sol pour l'Afrique du nord	30
Figure 2.3: Carte des pourcentages de CLAY au sol pour l'Afrique du nord	30
Figure 2.4: Carte des pourcentages de SILT au sol pour l'Afrique du nord	30
Figure 2.5: Carte des humidités seuils obtenues à l'aide de la relation de Fecan 1999 pour l'Afrique du nord	31
Figure 2.6 : Produit α *SAND obtenu par MB95	32
Figure 2.7: Émissions annuelles d'aérosols désertiques (en tonnes) moyennées sur une période 1996-2001	33
Figure 2.8: Absorbing aerosol index AAI TOMS >0.7 pour les trois années 1997-1999	33
Figure 2.9 : Produit α *SAND obtenu par la relation de Shao 1996.	34
Figure 2.10. Vitesses de friction prévues par SURFEX en utilisant $Z_0 = 33 \mu\text{m}$ à gauche et Z_0 isba à droite, pour les 20 et 21 février 2007 à 12z	36
Figure 2.11: Triangle des textures du sol selon USDA (1998)	38
Figure 2.12 : carte des textures du sol élaborée pour SURFEX pour l'Afrique du nord	38
Figure 2.13 : distribution log normale des grains pour les douze types de sol	40
Figure 2.14 : Distribution log normale de la surface relative des grains pour les douze types de sol	41
Figure 2.15: Surface relatives moyenne pour les particules de diamètre compris : DSRLV1) $D_p < 2 \mu\text{m}$, DSRLV2) $2 \mu\text{m} < D_p < 10 \mu\text{m}$, DSRLV3) $10 \mu\text{m} < D_p < 60 \mu\text{m}$, and DSRLV4) $D_p > 60 \mu\text{m}$	42

3. SIMULATIONS ET INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS

Figure 3.1 : Géo potentiel à 850 Hpa et vitesse du vent le 15 et 16 mars 2007 à 12 UTC	44
Figure 3.2 : Pression au niveau de la mer et vent à 10m le 15 et 16 mars 2007 à 12 UTC	44
Figure 3.3 : Géo potentiel à 850 Hpa et vitesse du vent le 25 et 26 mars 2007 à 12 UTC	45
Figure 3.4 : Pression au niveau de la mer et vent à 10m le 25 et 26 mars 2007 à 12 UTC	45
Figure 3.5 : Flux de surface de l'aérosol désertique simulé du 15 au 17 mars 2007 versions développée et version DEAD	49
Figure 3.6 : Flux de surface de l'aérosol désertique simulé du 25 au 27 mars 2007 versions développée et version DEAD	51
Figure 3.7 : AOD simulé du 15 au 17 mars 2007 version développée et version DEAD	55
Figure 3.8 : AOD simulé du 25 au 27 mars 2007 version développée et version DEAD	58
Figure 3.9: Fraction de Sand (à gauche) et surface relative totale (à droite) en Afrique nord	58
Figure 3.10: AOD simulé par ALADIN-SURFEX utilisant les versions : DEAD développée, DEAD et moyenne journalière d'AOD observé par MODIS/AQUA pour les journées 15 et 16 mars 2007 à 12 UTC	59
Figure 3.11: AOD simulé par ALADIN-SURFEX utilisant les versions : DEAD développée DEAD et moyenne journalière d'AOD observé par MODIS/AQUA pour les journées 25 et 26 mars 2007 à 12 UTC	60
Figure 3.12 : Évolution de l'AOD du 15 au 31 mars 2007 à Banizoumbou, Djougou, Ilorin et Soroa, les points représentent les observations photométriques.	62
Figure 3.13 : Trajectoire des masses d'air achevée en Banizoumbou du 16 au 19 mars 2007	63
Figure 3.14 : Trajectoire des masses d'air achevée en Ilorin du 16 au 19 mars 2007	63

LISTE DES TABLEAUX

1. MODÉLISATION DES ÉMISSIONS DE L'AÉROSOL DÉSERTIQUE DANS SURFEX

Tableau 1.1 : Récapitulatif des principales équations du flux horizontal, d'après Shao [2000] 26

1. EXAMEN DE LA COMPATIBILITÉ DES RELATIONS MB95 AVEC LES DONNÉES DE BASE SURFEX

Tableau 2.1 : Tableau des classifications des types de sols d'après USDA (1998) 37

Tableau 2.2 : Tableau des classifications des textures et types de sols d'après USDA 37

Tableau 2.3 : Tableau des caractéristiques granulométriques des douze types de sol adoptés pour SURFEX 39

INTRODUCTION

L'intérêt porté à l'étude du cycle atmosphérique des aérosols désertiques résulte des nombreux impacts qu'ils ont sur leur environnement. En effet, les aérosols désertiques en suspension dans l'atmosphère rétrodiffusent une partie du rayonnement terrestre, ce qui induit un refroidissement à la surface, ou absorbent une partie du rayonnement infrarouge tellurique, ce qui réchauffe l'atmosphère. Par une approche climatologique, Jankowiak [1992]^[1] estime que la charge atmosphérique en poussières minérales peut induire des diminutions, allant jusqu'à 11 % en moyenne mensuelle, du flux solaire incident sur l'Océan Atlantique oriental. Zhou et al. [1994]^[2] mentionnent une diminution ponctuelle de 40 % du flux solaire incident dans la région de Pékin, liée au passage d'un panache de poussières. L'impact radiatif global peut être positif ou négatif, selon la composition minéralogique et l'arrangement des minéraux composant l'aérosol désertique. Par ailleurs, l'évaluation du forçage radiatif de ces aérosols désertiques est très incertaine, compte tenu des difficultés rencontrées pour quantifier leur fraction anthropique. Cette méconnaissance du forçage radiatif lié aux aérosols désertiques (qui pourrait être en moyenne de l'ordre de quelques Watt/m^2 mais qui atteint dans certaines régions plusieurs dizaines de Watt/m^2) est aujourd'hui une des incertitudes majeures dans l'évaluation du changement climatique. Par ailleurs, durant leur transport, les aérosols désertiques participent à la chimie atmosphérique, au travers de réactions de chimie hétérogène, pouvant entraîner des modifications de concentrations de composés gazeux comme l' O_3 et le HNO_3 [Bauer et al, 2004]^[3].

Les émissions d'aérosols désertiques ont également des conséquences directes sur leur environnement. La déplétion de la fraction fine des sols sous l'action du vent conduit parfois à une perte de nutriments en zones sources entraînant ainsi un appauvrissement des horizons fertiles des sols. La désertification des zones sources s'accroît alors si ce phénomène n'est pas compensé par un apport extérieur. En revanche, les régions de retombées sont continuellement ou périodiquement limitées en nutriments. Le dépôt des aérosols désertiques peut être une source très importante d'approvisionnement en certains éléments, comme le fer ou le phosphore. C'est le cas de la forêt amazonienne [Swap et al., 1992]^[4], des eaux de surface méditerranéennes en été [Bergametti et al., 1992]^[5], mais aussi d'écosystèmes marins éloignés où les apports de fer bio disponibles via les aérosols désertiques permettraient le développement du phytoplancton, augmentant ainsi la séquestration de quantités importantes de dioxyde de carbone [Duce, 1986]^[6].

Sur un plan plus pratique, à l'échelle régionale, les soulèvements de poussières désertiques peuvent bloquer la circulation autoroutière et aérienne et paralyser toutes les activités socio-économiques d'une région.

A travers ces différents impacts, on comprend qu'une connaissance précise du cycle de vie des aérosols désertiques est une nécessité pour décrire et comprendre à la fois les échanges biogéochimiques et l'évolution du climat à grande échelle. Pour cela, il faut être capable de représenter rigoureusement des émissions qui varient dans le temps et dans l'espace, en intensité et en fréquence. De nombreuses études de terrain à micro-échelle mais plus encore en soufflerie, ont été consacrées à l'étude des processus d'érosion éolienne [Rajot et al., 2003]^[7]. Récemment, des modèles physiques et explicites d'émission d'aérosols désertiques ont été développés afin de quantifier les flux d'émission à plus grande échelle [Marticorena et Bergametti, 1995^[8] ; Shao et al., 1996^[9] ; Alfaro et Gomes, 2001^[10] ; Shao, 2001^[11]]. Ces modèles sont basés sur les connaissances actuelles des processus physiques mis en jeu et sont validés par des données expérimentales disponibles. Différentes formulations du seuil d'érosion, des phénomènes de saltation, des grains du sol et de sandblasting ont ainsi été proposées.

Dans le cadre de ce travail, on se proposera de réaliser une étude comparative entre trois schémas d'émission des poussières désertiques, dans la perspective de mettre en évidence le comportement et la compatibilité de chaque schéma avec les bases de données relatives à la surface utilisées dans SURFEX. Les schémas testés dans ce travail sont les suivants :

1-Schéma théorique [MB95] qui se base sur la théorie développée par Marticorena et Bergametti en 1995^[8].

2-Schéma DEAD codé pour SURFEX par A. Grini ^[12] 2005

3-Schéma DEAD incluant certaines composantes codées par Mr MOKHTARI dans le cadre du projet bilatérale entre l'ONM Algérie et Météo France.

Après cette introduction, nous présenterons dans le premier chapitre de ce mémoire le cycle atmosphérique de l'aérosol désertique et ses principales sources d'émission ainsi que les trajectoires des panaches de poussières à travers le monde. Ensuite, il sera donné un aperçu sur les moyens utilisés pour l'observation des aérosols et la modélisation du cycle de vie de ces derniers. Dans ce contexte, on exposera le modèle MB95 développé par Marticorena et

Bergametti. Le deuxième chapitre sera consacré à l'examen de la compatibilité des relations MB95 avec les fichiers physiographiques utilisés dans SURFEX. Nous traitons ensuite le facteur qui introduit l'effet de l'humidité du sol sur les émissions de poussière, l'évaluation du rapport entre le flux vertical et le flux horizontal et la relation du flux horizontal. Ensuite, on présente les arrangements apportés au code DEAD. Ces arrangements se caractérisent par l'introduction des textures du sol dans le schéma de paramétrisation et la distribution granulométrique du sol. Le dernier chapitre est consacré à la réalisation d'une simulation avec le système couplé ALADIN-SURFEX en utilisant les trois schémas d'émission énumérés ci-dessus. Les résultats seront confrontés aux observations disponibles sur la base de données AMMA. Enfin, en conclusion l'accent est mis sur les principaux résultats obtenus tout en soulignant l'utilité des arrangements introduits dans le code SURFEX.

CHAPITRE 1

MODÉLISATION DES ÉMISSIONS DE L'AÉROSOL DÉSSERTIQUE DANS SURFEX

1.1 Cycle atmosphérique de l'aérosol désertique

Le cycle atmosphérique de l'aérosol désertique peut-être décomposé en trois phases classiques : l'émission depuis certaines surfaces continentales, le transport atmosphérique, et le dépôt. Au cours de chacune de ces phases, les particules sont en interaction avec leur environnement, et peuvent donc agir sur le fonctionnement du système terre-atmosphère.

Le processus d'**émission** contrôle les quantités d'aérosols transportables et leurs caractéristiques intrinsèques. Selon des estimations réalisées à l'échelle globale [d'Almeida, 1986]^[13], la quantité d'aérosols désertiques émise dans l'atmosphère serait comprise entre 1000 et 3000 Mt/an, soit environ 40% de la masse annuelle totale des aérosols émise dans l'atmosphère [IPCC, 2001]^[14].

Suite à leur émission, les aérosols désertiques peuvent être transportés sur de grandes distances. Le **transport** des aérosols désertiques, dépend évidemment de la circulation atmosphérique et notamment des hautes pressions tropicales, comme l'anticyclone des Açores, et de la zone de convergence intertropicale (ZCIT). Au printemps et en été, les aérosols sont épisodiquement transportés vers le nord et le nord-est [Schütz, 1980^[15]; d'Almeida, 1986]^[13], atteignant ainsi la Méditerranée [Ganor et Mamane, 1982]^[16].

En vertu de la loi de conservation de la masse, le sable soulevé est restitué à la terre (**dépôt**) par voie sèche, c'est-à-dire par impaction ou par sédimentation, ou par voie humide c'est-à-dire par la pluie (lessivage). Le temps de résidence des aérosols désertiques dans l'atmosphère est compris entre quelques heures et une dizaine de jours [Tegen et Fung, 1994^[17]; Mahowald et al., 1999^[18]]. L'ensemble du cycle des poussières désertiques que nous venons de décrire, est sous le contrôle des conditions atmosphériques avec une influence sur le climat régional et/ou global.

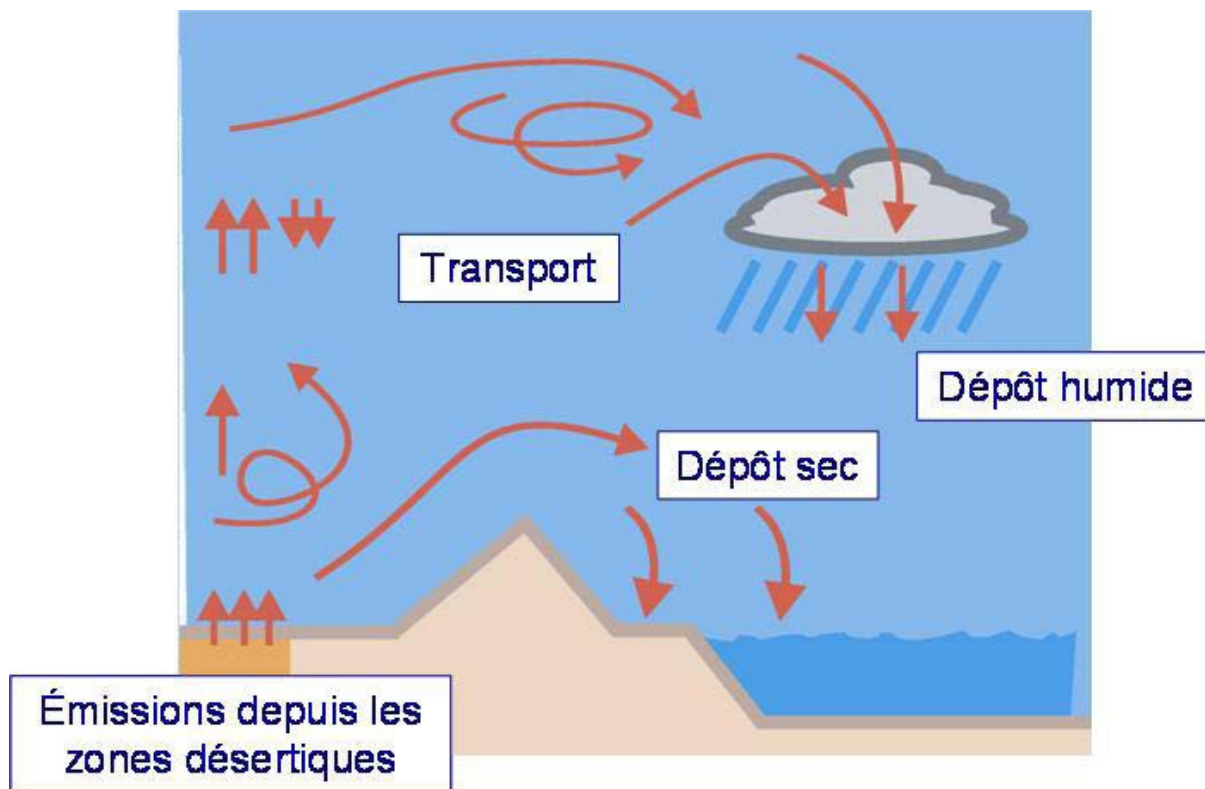


Figure 1.1 : Schéma du cycle: émission, transport, et dépôts des aérosols désertiques.

1.2 Principales trajectoires de l'aérosol désertique dans le monde

Suite à leur émission, les aérosols désertiques peuvent être transportés sur de grandes distances, principalement selon les directions de transport présentées sur la Figure I.2. Ainsi, les panaches d'aérosol émis depuis le nord de l'Afrique sont majoritairement transportés vers l'ouest, au dessus de l'Océan Atlantique. Les aérosols sahariens peuvent atteindre les Antilles en été [Prospero et al, 1970]^[19]. Pendant les mois d'hiver, ils sont transportés plus au sud, au-dessus de l'Océan Atlantique, vers l'Amérique du sud [Dubief 1979^[20] ; Kalu, 1979^[21]]. Le transport des aérosols désertiques dépend évidemment de la circulation atmosphérique et notamment des hautes pressions tropicales, comme l'anticyclone des Açores, et de la zone de convergence intertropicale (ZCIT). Au printemps et en été, ils sont épisodiquement transportés vers le nord et le nord-est [Schütz, 1980^[15]; d'Almeida, 1986^[13]], atteignant ainsi la Méditerranée [voir par exemple Ganor et Mamane, 1982]^[16].

Les panaches de poussières du nord-est de l'Asie se déplacent principalement vers l'est, au dessus de la mer de Chine et de l'Océan Pacifique. Ceci résulte, en particulier, de l'activité

des fronts cycloniques de Mongolie sur le nord-est de l'Asie [Merrill et al., 1989^[22]; Qian et al., 2002^[23]; Sun, 2002^[24]].

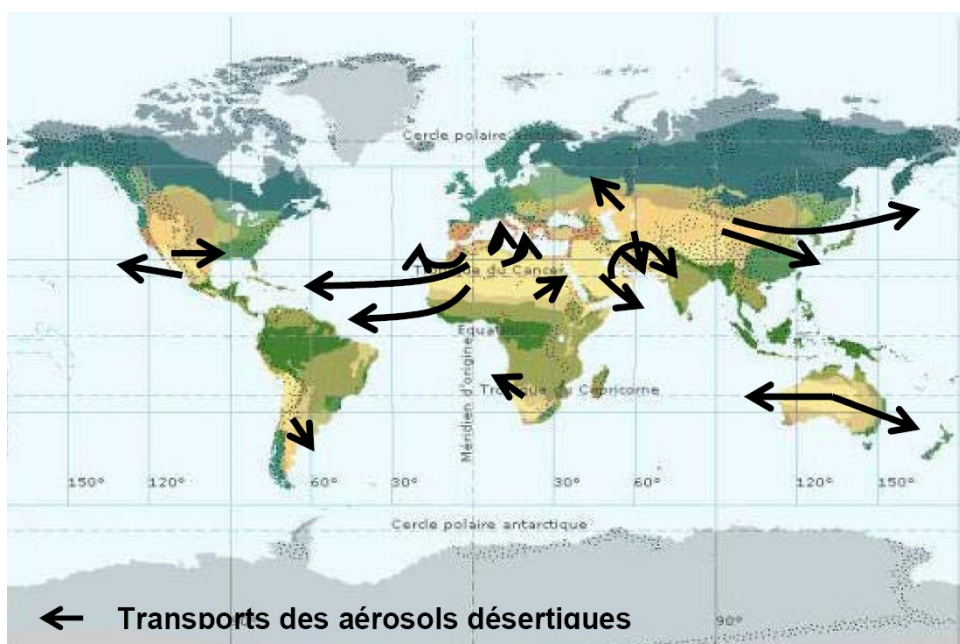


Figure 1.2 : Principales trajectoires du transport des poussières désertiques, d'après Meigs [1953]^[25] et Coudé-Gaussen [1984]^[26].

1.3. Principales zones sources des aérosols désertiques

La majeure partie des aérosols désertiques est émise depuis les zones arides et semi arides [Duce, 1995]^[27], à l'exception des déserts de type polaire. Ces surfaces sont en effet les moins protégées de l'érosion par la couverture végétale (très faible voire inexistante) et par une humidité du sol très réduite, limitant la cohésion des éléments constitutifs du sol.

La figure suivante présente les zones émettrices de l'aérosol désertique dans le monde, cette classification est obtenue d'après Nickling [1994]^[28] et Shao [2000]^[29].

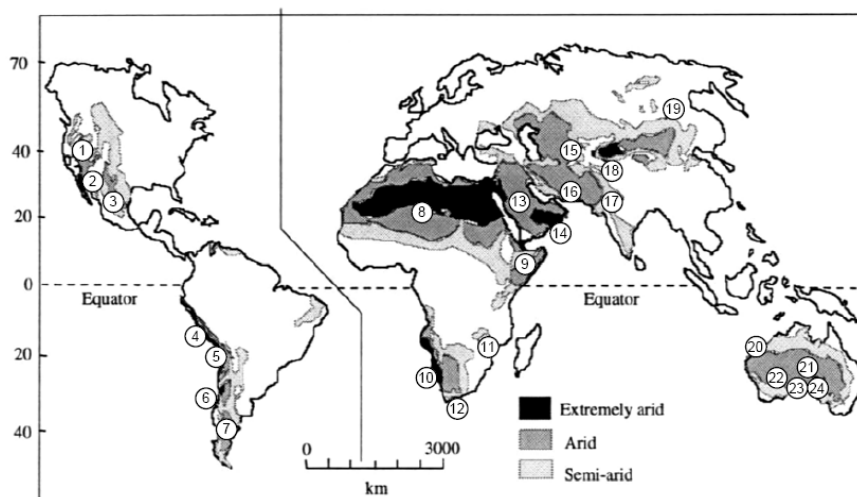


Figure 1.3 : Localisation des zones désertiques et des principaux déserts (1) Great Basin,(2) Sonoran, (3) Chihuahuan, (4) Peruvian, (5) Atacama, (6) Monte, (7) Patagonia, (8) Sahara, (9) Somali-Chabli, (10) Namib, (11) Kalahari, (12) Karroo, (13) Arabian, (14) Rub al Khali, (15) Turkestan, (16) Iranian, (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].

1.4 Moyens de localisation des zones émettrices de l'aérosol désertique

Pour localiser les principales zones sources, il est utile de combiner au mieux les mesures sur site et les observations indirectes disponibles, telles que :

- ✓ les mesures et observations in situ, comme celles de la visibilité horizontale des stations météorologiques qui sont consignées dans les rapports synoptiques d'événements de poussières désertiques;
- ✓ les mesures et observations indirectes comme les flux de dépôts ou la composition des aérosols;
- ✓ les mesures et observations satellitaires, dans l'ultraviolet, le visible ou l'infrarouge thermique. De ces mesures, des indices semi quantitatifs du contenu en aérosol de l'atmosphère peuvent être déduits, comme les indices d'aérosols absorbants (AAI pour « Absorbing Aerosol Index ») dérivés des capteurs TOMS (« Total Ozone Mapping Spectrometer »), et les indices d'empoussièrement (IDDI pour « Infrared Dust Difference Index ») produits à partir des mesures Météosat.

1.5 Présentation des moyens de l'observation

De nombreuses études utilisant des indices du contenu atmosphérique en aérosols dérivés des observations spatiales passives (comme l'aérosol index AI) ont permis la détermination des principales zones sources d'émission d'aérosols désertiques.

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^[30]).

1.5.1 OMI

Les AI (aérosol 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 Ray light due à l'absorption des aérosols. Les valeurs positives de cet indice correspondent généralement aux aérosols absorbant dans UV comme l'aérosol minéral (ou 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. Primo, elles correspondent à la contribution des différents types d'aérosols absorbant qui sont présents dans l'atmosphère. Segundo, elles dépendent de l'altitude à laquelle se trouvent les aérosols désertiques. En d'autres termes, le signal change avec l'altitude du panache pour un même contenu en aérosols (Chiapello et al 1999^[31] Laurent 2005^[32]).

1.5.2 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^[33]) embarqué sur le satellite géostationnaire METEOSAT positionné à 3,5° W au dessus de l'équateur. SEVIRI est doté de 12 canaux répartis entre les longueurs d'ondes visibles et infrarouge, il fournit une résolution spatiale de 1 km et temporaire d'une image chaque 15 minutes. Les aérosols désertiques sont détectés par MSG SEVIRI jour et nuit par imagerie Infra rouge. Les produits de détection de l'aérosol désertique

fournis par EUMETSAT à partir des images acquises par SEVIRI, sont des composites basés sur le calcul de la différence de la température de brillance dans les bandes spectrales : 12.0 μm -10.8 μm et 10.8 μm -8.7 μm .

En effet, la présence des aérosols désertiques dans l'atmosphère diminue la BTD dans les bandes 12.0 μm -10.8 μm et 10.8 μm -8.7 μm en comparaison avec des conditions de ciel clair. Ces observations offrent l'avantage d'une bonne couverture spatiale de l'Afrique avec une image toutes les 15 minutes.

1.5.3 MODIS

L'instrument MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) embarqué sur les deux satellites AQUA et TERRA, fournit des données dans 36 bandes spectrales.

1.5.4 CALIPSO

CALIPSO fait partie de la constellation de satellites du train spatiale A-train, c'est 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 un instrument Lidar à rétrodiffusion CALIOP (cloud – Aerosol Lidar with Orthogonal polarization), construit pour détecter les aérosols et les nuages à fine texture du type Cirrus. CALIOP a été conçu pour acquérir des profils verticaux, à 30 m de résolution.

1.5.5 Observations LIDAR Aéroportées

LIDAR (Light detection And Ranging) est un instrument de télédétection active qui a vu le jour dans les années 60 après la découverte du 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 de milieu, avec une résolution le long de la ligne de visée de l'ordre de dizaines de mètre, et une cadence de la dizaine d'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 et ce, à haute cadence et une forte résolution spatiale. La rétrodiffusion est fonction de la concentration des particules d'aérosols et de leur pouvoir réflecteur. 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 0.5 μm .

Il existe quatre grandes catégories de LIDAR : les lidars rétrodiffusion, les lidars à absorption différentielle, les lidars Doppler et les lidars Raman.

Présentation du lidar à absorption différentielle aéroporté LEADRE2

L'instrument LEADRE2 est un lidar à absorption différentielle opérationnel depuis 1995. LEADRE2 a été développé 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 études actuelles concernant la dynamique de la couche limite atmosphérique et 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 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.

LEADRE2 est un des trois systèmes DIAL aéroportés existant dans le monde avec ceux de la NASA et du DLR.

Déploiement de LEADRE2 durant AMMA

Au cours des mois de juin et juillet 2006, LEADRE2 à bord du Falcon 20 de SAFIRE, a réalisé 16 vols pour l'exploration de la structure de la couche sahéenne et de la distribution verticale des aérosols dans la région du sahel.

Durant cette série de missions aéroportées, les mesures de télédétection lidars LEADRE2 à 730nm ont été complétées par des mesures in situ (veine de prélèvement des aérosols) et drop sondes (via le système 'Airborne Vertical Atmospheric profiling system : AVAPS). De plus, des mesures aéroportées de direction et d'intensité de vent par lidar Doppler WIND ont accompagné les mesures de LEADRE 2. Cette combinaison d'instruments aéroportés à d'ores est déjà permis, pour la première fois par la voie d'observations directes en 2D, de

mieux comprendre les interactions aérosols-dynamique-systèmes convectifs au niveau du sahel et de mieux documenter la dynamique des éléments clés de la mousson africaine.



Figure 1.4 : LEANDRE 2 à bord FALCON 20

1.6 Paramétrisation physique du modèle de soulèvement de poussières

Les recherches sur les émissions des poussières désertiques ont été menées de deux façons différentes. La première consiste en des mesures de terrain dont le but est de définir la relation qui lie le flux d'aérosols (poussière) émis dans la verticale à la vitesse horizontale du vent ou la relation qui existe entre le flux de masse des particules en saltation et la vitesse du vent (Nckling et Gillies, 1993^[34]). Des modèles d'émission de poussières désertiques ont été réalisés sur la base de ces expériences (Marticorena et Bergametti, 1995^[8]). La seconde façon consiste en la détermination de seuils et autres, en soufflerie par les expériences du tunnel du vent (wind tunnel) qui visent à trouver le lien entre les flux verticaux d'aérosols désertiques et les flux horizontaux de sable (Shao et al, 1993^[35]).

1.7 Modélisation des processus d'émission de l'aérosol désertique

Les émissions d'aérosols désertiques suivent fondamentalement un processus à effet de seuil. En effet, il a été constaté que les particules de poussière sont mises en mouvement quand la vitesse de vent en surface atteint ou dépasse une valeur minimale, appelée « vitesse seuil ».

La suspension, la saltation et le « creeping » ou la reptation sont trois phénomènes qui se produisent lors d'une érosion éolienne [Bagnold, 1941] ^[36]. Le vent déplace les fines particules de sol de taille de $60 - 500 \mu m$ par saltation, celles supérieures à $500 \mu m$ par creeping ou reptation et celles de taille $< 60 \mu m$ se maintiennent en suspension pour de longues périodes par la turbulence. Ces dernières sont considérées comme de la poussière et les autres comme du sable. Ainsi, 50 à 80 % des particules mobilisées se meuvent par saltation. Les particules provoquant la saltation s'élèvent à une hauteur maximale inférieure à 1.2 mètres, mais la majorité d'entre elles ne dépassent pas la barre des 0.3 mètres. Le « creeping » ou la reptation constitue 7 à 25 % du transport total. Seules 10 % des particules par unité de masse peuvent se hisser aux hautes altitudes sur de longues distances par suspension [Gillette, 1977 ; Nickling et Gillies, 1993] ^[34].

1.7.1 Mobilisation

Plusieurs facteurs concourent à l'érosion éolienne et à l'émission des aérosols désertiques. Les plus importants se résument à la vitesse de friction du vent, au couvert végétal et à l'humidité du sol. On décrit dans ce qui suit, l'approche de la mobilisation microphysique développée par Marticorena et Bergametti (1995) ^[8].

Les aérosols désertiques sont mobilisés dans les régions riches en particules d'argile (Clay) de taille $D_p < 2.5 \mu m$ et celle de limon (silt) de taille $2.5 < D_p < 60 \mu m$ dont la suspension dans l'atmosphère peut dépasser une durée de 20 min. En outre, ces deux types de particules ne sont pas injectés directement dans l'atmosphère sous l'action du vent à cause de leurs poids et des forces de cohésion inter particulaires (forces capillaires et électrostatiques) qui les maintiennent au sol. Les études à l'aide de souffleries au laboratoire [Iversen et White, 1982] ^[37] et sur le terrain [Shao et al., 1996] ^[38] ont montrés que la libération et l'injection des aérosols dans l'atmosphère s'effectue durant les processus de sablage « sandblasting »

[Alfaro et Gomes,2001^[10]] Le sandblasting est la conséquence du bombardement des agrégats présents en surface (particules de taille $D_p < 60 \mu m$) par les particules en saltation.

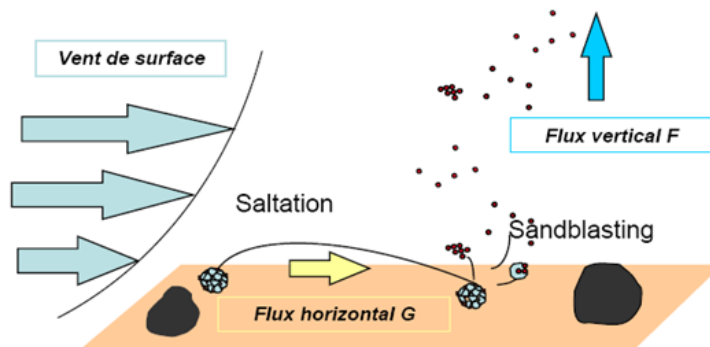


Figure 1.5 : schéma des deux principaux processus d'émission de l'aérosol désertique (saltation, sandblasting)

1.7.2 Action du vent sur la surface

Le vent est l'élément moteur du processus de génération des aérosols désertiques. Dans la couche limite atmosphérique (CLA) les composantes horizontales du vent présentent un gradient vertical. L'intensité de ce gradient dépend de la capacité du sol à ralentir ou à freiner l'écoulement. Pour un flux laminaire au dessus d'une surface horizontale, la contrainte de cisaillement τ exercée par le vent sur la surface s'exprime :

$$\tau = \mu \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (1.1)$$

Avec : μ coefficient de viscosité dynamique de l'air, z hauteur au dessus du sol.

Elle peut également s'exprimer comme suit :

$$\tau = \rho_a u_*^2 \quad (1.2)$$

Avec : ρ_a densité de l'air, u_* vitesse de friction du vent qui peut être déterminée, dans des conditions de neutralité thermique, par la relation du vent logarithmique [Priestley, 1959]

Pour $z > z_0$

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln(z/z_0) \quad (1.3)$$

Où : z est la hauteur par rapport au sol, z_0 hauteur de la rugosité aérodynamique et k la constante de *Karman*.

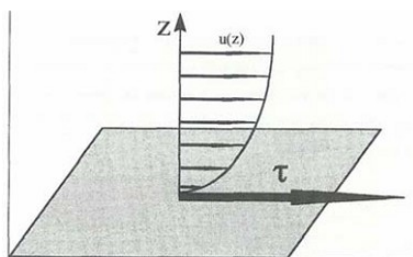


Figure 1.6 : Couche limite surfacique

La hauteur z_0 traduit l'échelle des puits des quantités de mouvement induits par la rugosité de surface, elle représente quantitativement l'effet des éléments érodables (grains de sol) et non érodables (cailloux ou végétation) sur le transfert d'énergie du vent vers la surface.

1.7.3 Bilan des forces des grains de sol

Les premières étapes d'une paramétrisation de la source d'émission consistent en la prédiction d'événements de saltation et de leur intensité. Par ailleurs, l'émission est un phénomène à seuil dont l'initiation nécessite que la force qu'exerce le vent sur les particules soit supérieure aux forces qui les maintiennent. Ces forces consistent en :

- La force de gravité (le poids)
- Les forces de cohésion inter particulaires
- Les forces capillaires (teneur en eau liquide)

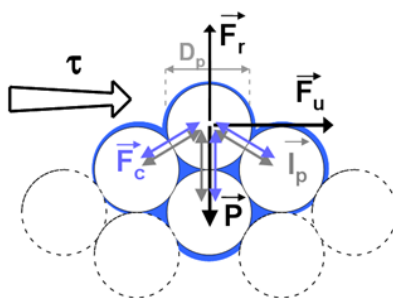


Figure 1.7 : Bilan des forces agissant sur un grain de sable

1.7.4 Paramétrisation de la vitesse de friction

L'érosion éolienne est contrôlée par la vitesse de friction de surface u_* , qui dépend de la vitesse du vent et de la rugosité de surface. Dans des conditions de neutralité thermique, u_* peut être déterminée à partir de la vitesse du vent u à une hauteur z au dessus du sol et de la hauteur de rugosité aérodynamique z_0 en utilisant un profil de vitesse de vent logarithmique. Le phénomène de saltation peut générer, par la mise en mouvement de grains du sol dans le premier mètre au dessus de la surface, une rugosité additionnelle et conduire à une augmentation de z_0 . Ceci modifie bien entendu le profil de vent de surface et donc u_* . Définit alors ce qu'il appelle une hauteur de rugosité de saltation z_{0salt} . Raupach [1991]^[40] exprime z_{0salt} en fonction de u_* :

$$z_{0salt} = \left(A' \frac{(u_*)^2}{2g} \right)^{1-r} z_0^r \quad (1.4)$$

Pour $u_* > u_{*t}$, $r = \frac{u_{*t}}{u_*}$, pour $u_* < u_{*t}$, $r = 1$, A' est fonction de D_p et g est l'accélération de la pesanteur.

Cette formulation a été validée à partir de mesures de terrain. Une paramétrisation simplifiée, évitant un calcul itératif de la vitesse de friction de saltation, a été proposée [Gillette et al., 1998]. C'est cette paramétrisation qui est intégrée dans le modèle MaB95 et dans le modèle explicite de Shao [2001]^[42].

1.7.4.1 Paramétrisation de la vitesse de friction seuil

Le flux massique des particules de saltation Q dépend du surplus de la vitesse de friction par rapport à la vitesse de friction seuil, c'est-à-dire : les émissions sont d'autant fréquentes, que la vitesse de friction seuil (u_{*t}) est dépassée. Les quantités soulevées sont d'autant plus importantes que la vitesse de friction u_* est grande devant la vitesse seuil u_{*t} . Dans le modèle de Marticorena et Bergametti, 1995(MB95) [8], ainsi que dans le modèle de Shao [2001] [41], le seuil d'érosion est principalement fonction du diamètre des grains du sol, de la rugosité de surface et de l'humidité du sol. D'où l'expression suivante :

$$u_{*t}(D_p, Rug, w, \dots) = u_{*t}(D_p) f_R(Rug) f_w(w) \quad (1.5)$$

Où $u_{*t}(D_p)$ exprime la dépendance de la vitesse de friction du diamètre des grains de sol D_p , f_R et f_w sont des fonctions de pondération de l'influence de la rugosité de la surface et de l'humidité.

1.7.4.1.1 Paramétrisation de la vitesse de friction pour une surface lisse

Dans le cas d'un sol lisse, meuble et sec, et en supposant les grains du sol sphériques, la vitesse seuil de friction u_{*t} dépend uniquement du diamètre D_p des particules et de leur densité ρ_p

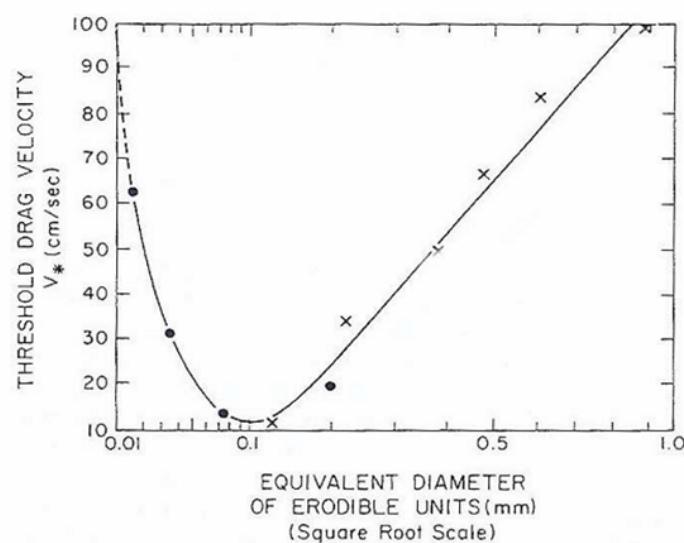


Figure 1.8 : Dépendance de la vitesse de friction seuil avec le diamètre des grains du sol

Le schéma précédent montre que les vitesses de friction sont faciles à décrire en fonction des particules de diamètre $D_p > 100 \mu m$. Dans ce cas, la vitesse de friction croît avec l'augmentation du diamètre, ce qui met en évidence l'opposition du poids des grains du sol à l'érosion. Cependant, la dépendance de la vitesse de friction seuil des particules ayant un diamètre $D_p < 100 \mu m$ est beaucoup moins décrite. Ceci est dû à l'absence d'une description physique des forces de cohésion.

Dans les conditions idéalisées décrites précédemment, le bilan des forces exercées sur un grain de sol consiste en son poids et les forces de cohésion interparticulaires qui tendent à le maintenir au sol et en la contrainte de cisaillement de vent qui tend à le déloger. Ces forces varient d'une façon différente avec le diamètre des particules. Les expériences de [Chepil, 1951]^[45] ont montré que la vitesse de friction est minimale (20 cm/s), pour les particules de diamètre de $100 \mu m$.

La relation entre le diamètre des particules et la vitesse de friction seuil a été mise en évidence à partir des expériences en souffleries [Bagnold, 1941]^[36]; *Iversen et White* [1982]^[37] ont développé une paramétrisation semi empirique de la vitesse de friction seuil en fonction du diamètre des particules et de leur densité suivant la valeur du nombre de Reynolds qui conditionne le seuil d'érosion : $Re_{*t} \equiv u_{*t} D / \nu$ avec ν la viscosité cinématique de l'air. Cette expression rend bien compte des seuils d'érosion mesurés sur le terrain, mais elle présente l'inconvénient de nécessiter un calcul itératif pour chaque diamètre des particules érodables du sol. En se plaçant dans des conditions terrestres classiques, les densités de l'air et des particules de sol sont respectivement $\rho_a = 0.00123$ et $\rho_p = 2.65 \text{ g/cm}^3$, Marticorena et Bergametti [1995]^[8] ont ajusté une expression empirique de Re_{*t} (nombre de Reynolds) uniquement en fonction de D_p afin de proposer une formulation de u_{*t} ne dépendant que de D_p , tel que :

$$u_{*t}(D_p) = \begin{cases} \left[\frac{0,1666681\rho_p g D_p}{-1+1,928\text{Re}_{*t}^{0,0922}} \left(1 + \frac{6 \times 10^{-7}}{\rho_p g D_p^{2,5}} \right) \right]^{1/2} \rho_a^{-1/2} & : 0,03 \leq \text{Re}_{*t} \leq 10 \\ \left[0,0144 \rho_p g D_p \left(1 - 0,085 e^{-0,0617(\text{Re}_{*t} - 10)} \left(1 + \frac{6 \times 10^{-7}}{\rho_p g D_p^{2,5}} \right) \right) \right]^{1/2} \rho_a^{-1/2} & : \text{Re}_{*t} > 10 \end{cases} \quad (1.6)$$

L'équation (1.6) est arrangée de telle sorte que toutes les propriétés microphysiques sont dans le premier terme du second membre. Ce terme contient toutes les propriétés déterminées par la taille et la densité du sol, et ainsi leur évaluation n'est nécessaire qu'une seule fois (au début du modèle), pour donner la taille des particules en saltation (saltating particle size). Le terme $\rho_a^{-1/2}$ est le même pour toutes les tailles des particules mais il dépend de la variation des conditions environnementales ambiantes.

1.7.4.1.2 Paramétrisation de la vitesse de friction seuil pour une surface rugueuse

Dans des conditions naturelles, les régions arides et semi arides peuvent comporter des obstacles non érodables tels que les cailloux, le gravier et la végétation. Ces éléments contribuent à la protection du matériel érodable de l'action du vent. Ils ont également un effet direct sur l'écoulement de l'air dans la couche de surface. La résistance de ces éléments au vent conduit à une dissipation d'une partie de l'énergie éolienne, ce qui entraîne l'augmentation de la vitesse de friction seuil u_{*t} .

Un schéma de répartition de la contrainte aérodynamique entre la surface érodable et les éléments non mobilisables a été développé par [Marticorena et Bergametti, 1995^[8]]. Entre des obstacles suffisamment espacés, Arya [1975]^[43] fait l'hypothèse qu'une couche limite interne (CLI) peut se développer. Dans cette CLI, Marticorena et Bergametti [1995]^[8] supposent que le profil vertical de vitesse de vent est logarithmique en accord avec des observations d'écoulement d'air en soufflerie. Ils définissent alors la répartition de l'énergie $f_{eff} = \frac{\tau_s}{\tau}$ avec τ_s la friction de cisaillement de la CLI et τ la friction de cisaillement totale de la couche limite de surface (CLS).

Des tests de sensibilité et des données de la littérature permettent de proposer une expression numérique opérationnelle de f_{eff} . Au final, f_{eff} s'exprime seulement en fonction de la hauteur de rugosité de la surface lisse (z_{0s}), les surfaces nues présentent des éléments non érodables tels que le gravier, les cailloux et la végétation, d'où l'expression :

$$f_{eff}(Z_0, z_{0s}) = 1 - \frac{\log\left(\frac{Z_0}{z_{0s}}\right)}{\log\left(0,35\left(\frac{0.1}{z_{0s}}\right)^{0,8}\right)} \quad (1.7)$$

Avec Z_0, z_{0s} et D_p en *cm*

Les longueurs de rugosité Z_0 et z_{0s} représentent uniquement les propriétés des surface, en d'autre termes elles ne dépendent pas de la vitesse de vent. La longueur de rugosité z_{0s} est la plus facile à mesurer en laboratoire par tunnel de vent, les expérimentations sur des éléments de tailles connues donnent la relation qui suit :

$$z_{0s} = D / 30 \quad (1.8)$$

L'expression (1.7) présente un avantage sur le plan pratique, car Z_0 intègre l'effet cumulé des obstacles sur une échelle donnée. Cette répartition de l'énergie permet donc de déterminer les seuils d'érosion des régions arides, quelle que soit leur rugosité. La vitesse seuil u_{*t} s'exprime comme suit :

$$u_{*t}(D_p, Z_0, z_{0s}) = \frac{u_{*t}(D_p)}{f_{eff}(Z_0, z_{0s})} \quad (1.9)$$

1.7.4.2. Influence de l'humidité des sols sur la vitesse de friction seuil

Lorsque l'humidité des sols augmente, des forces capillaires (F_c), liées à la présence d'eau interstitielle entre les grains du sol peuvent se développer. Celles-ci renforcent la cohésion entre les grains. Cette augmentation se produit pour des valeurs d'humidité variables selon les sols. Plusieurs schémas de paramétrisation ont été développés pour relier l'augmentation de la vitesse de friction seuil u_{*t} avec l'augmentation de l'humidité au sol [Shao et al., 1996^[38] ; Fecan et al., 1999^[44]]. Le model MB95 intègre l'augmentation de

u_{*t} induite par l'augmentation des force de cohésion des grains de sol, à partir de la paramétrisation développée par Fécan et al. [1999]^[44]. Ce schéma de paramétrisation met en évidence l'augmentation de la vitesse de friction u_{*t} lorsque l'humidité au sol w devient supérieure à l'humidité résidentielle w' . L'équation proposée exprime l'augmentation du seuil en conditions humides u_{*t}^w par référence au seuil dans des conditions sèches u_{*t}^d :

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{pour } w < w' : \\ \text{pour } w > w' : \end{array} \right. \quad \begin{array}{l} \frac{u_{*t}^w}{u_{*t}^d} = 1 \\ \frac{u_{*t}^w}{u_{*t}^d} = \left[1 + 1,21(w - w')^{0,68} \right]^{1/2} \end{array} \quad (1.10)$$

avec w humidité du sol en masse (*% masse d'eau /masse de sol sec*)

$$\text{Et} \quad w' = 0,0014 (\% \text{ arg ile})^2 + 0,17 (\% \text{ arg ile}) \quad (1.11)$$

1.7.4.3 Flux horizontal de saltation

Le flux d'érosion se partage entre flux horizontal et flux vertical : le flux horizontal représente la masse des particules traversant par unité de temps une surface verticale perpendiculaire au sens d'écoulement de hauteur infinie et de largeur unité il est essentiellement constitué de particules se déplaçant en saltation et en reptation.

Les nombreuses expériences menées pour la détermination du flux horizontal G de particules, dont celles mobilisables en saltation constituent l'essentiel, en fonction d'autres paramètres (dont la vitesse de frottement), ont conduit à une pléthore d'expressions différentes (voir le tableau suivant). Selon Shao [2000]^[29], la détermination de u_{*t} est à l'origine de grandes incertitudes qui peuvent facilement dépasser les différences inhérentes aux diverses équations de formulation du flux horizontal. Il en conclut que les formulations de White [1979]^[45] sont probablement toutes adaptées pour déterminer G .

Le flux horizontal (G) est calculé par la relation de White, [1979]^[45] :

$$G = \frac{c_s \rho u_*^3}{g} \left(1 - \frac{u_{*t}}{u_*}\right) \left(1 + \frac{u_{*t}}{u_*}\right)^2 \quad (1.12)$$

avec $c_s = 2.61$, ρ est la densité de l'air, u_* est la vitesse de friction du vent, g est l'accélération de la pesanteur et u_{*t} la vitesse de friction seuil. Cette relation suppose une linéarité entre le flux massique vertical des particules en saltation et le surcroît de friction de vent $u_* - u_{*t}$. Cette supposition est largement vérifiée par les modèles de saltation microphysiques aussi bien que par les études de tunnel de vent.

Tableau 1.1 Récapitulatif des principales équations du flux horizontal, d'après Shao[2000] ^[29] (avec c coefficient empirique du flux horizontal déterminé dans des conditions de laboratoire, en soufflerie) et w_t vitesse terminale de chute).

SOURCE	EXPRESSION	VALEURS DES CONSTANTES
Bagnold, 1941	$c \left(\frac{d}{D}\right)^{1/2} \frac{\rho}{g} U^{*3}$	$D = 250 \mu\text{m}$ $c = 1.5$, sable uniforme $c = 1.8$, sable naturel $c = 2.8$, sable peu dispersé
Zingg, 1953	$c \left(\frac{d}{D}\right)^{3/4} \frac{\rho}{g} U^{*3}$	$c = 0.83$, $D = 250 \mu\text{m}$
Kawamura, 1964	$c \frac{\rho}{g} U^{*3} \left(1 - \frac{U_t^*}{U^*}\right) \left(1 + \frac{U_t^*}{U^*}\right)^2$	$c = 1.8$ to 3.1
Owen, 1964	$c \frac{\rho}{g} U^{*3} \left(1 - \frac{U_t^{*2}}{U^{*2}}\right)$	$c = 0.25 + \frac{w_t}{3U^*}$
Lettau and Lettau, 1978	$c \left(\frac{d}{D}\right)^{1/2} \frac{\rho}{g} U^{*3} \left(1 - \frac{U_t^*}{U^*}\right)$	$c = 4.2$
White, 1979	$c \frac{\rho}{g} U^{*3} \left(1 - \frac{U_t^*}{U^*}\right) \left(1 + \frac{U_t^{*2}}{U^{*2}}\right)$	$c = 2.6$

1.7.4.4 Relation entre le flux horizontal de saltation et le flux vertical d'aérosol

Le flux vertical représente la masse de particules fines produites par unité de surface horizontale et par unité de temps. Il concerne les particules mises en suspension qui arrivent à s'extraire du flux horizontal.

Le flux horizontal de saltation G est converti en un flux vertical F d'aérosols par l'introduction de l'efficacité α appelée efficacité de production des particules d'aérosols [Alfaro et al, 1997]^[46]. Bergametti et Marticorena, (1995)^[8] considèrent que la quantité de fines particules potentiellement disponibles dans un sol contrôlait, en premier lieu les capacités de ce sol à en produire. Ils ont reportés les rapports moyens F/G en fonction de la teneur en argile des sols parents pour la série de mesures couplées de G et de F effectuées par Gillette, [1979]^[47]. Pour des teneurs en argile comprises entre 0 et 20 %, l'ajustement des α moyens fonction de la teneur du sol en argile leur a permis d'établir une relation empirique pour le sandblasting :

$$\alpha = \frac{F}{G} = 100 \exp[(13,4M_{clay} - 6,0) \ln 10] \quad (1.13)$$

Dans la mesure où les flux mesurés par Gillette [1979] sont des flux de particules de diamètre inférieur à 20 μm , cette relation ne permet de décrire que les émissions des aérosols désertiques supérieures à cette taille. On notera qu'une des limitations majeures de cette expression, outre son caractère empirique, est qu'elle ne fournit que le flux émis en masse totale, sans aucune information sur la répartition de ce flux dans les différentes classes de taille d'aérosols.

Le schéma qui suit reproduit le processus d'émission développé par Marticorena et Bergametti.

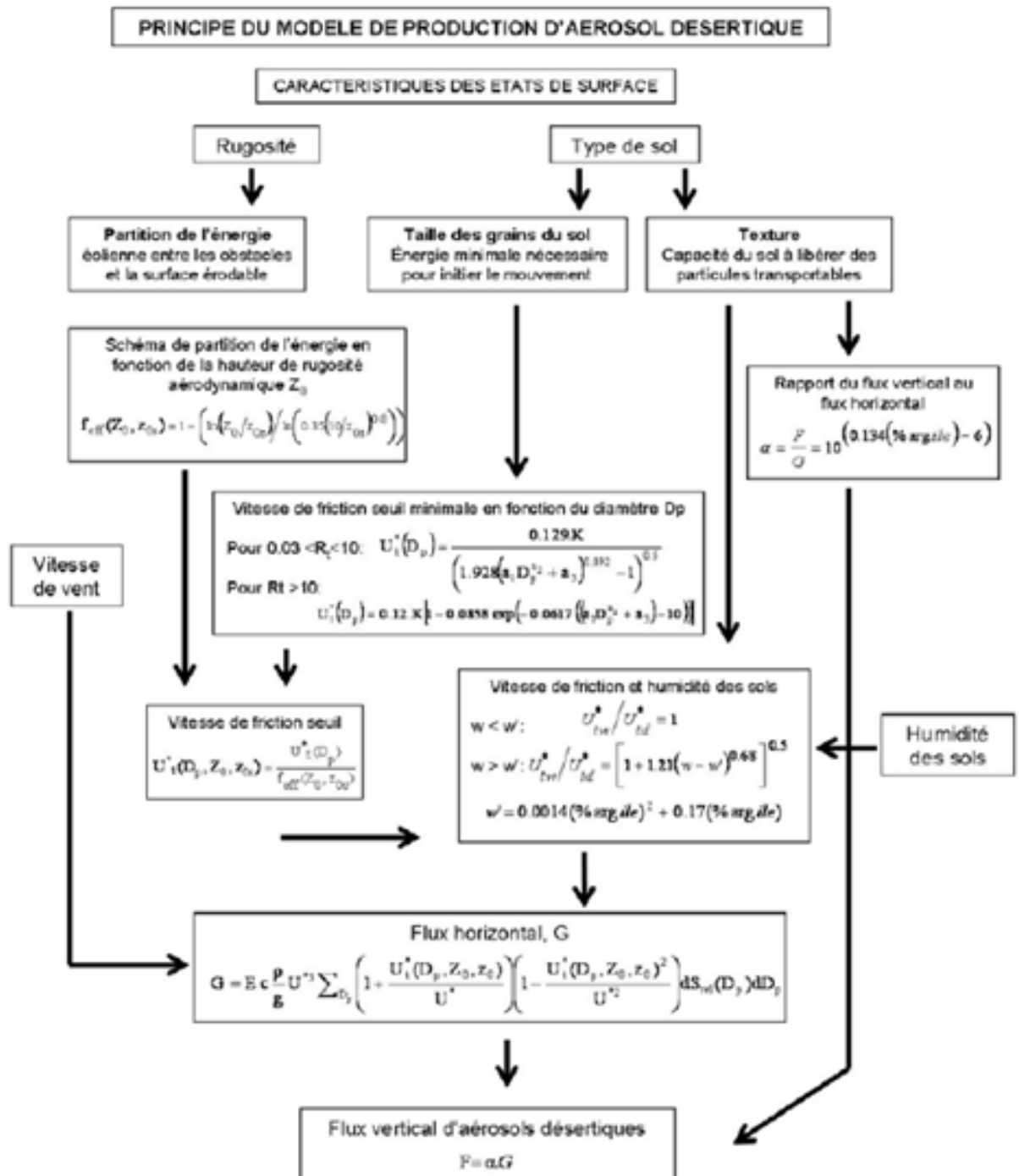


Figure 1.9 : Principe général du modèle MB95 développé par Marticorena et Bergametti

CHAPITRE 2

EXAMEN DE LA COMPATIBILITÉ DES RELATIONS MB95 AVEC LES DONNÉES DE BASE SURFEX

Tout schéma de paramétrisation des processus de surface et des interactions sol/atmosphère est conditionné par les bases de données relatives à cette surface. Dans ce chapitre, nous allons exposer, en premier lieu, sous forme de cartes les bases de données nécessaires pour la paramétrisation des processus d'émission de poussières désertiques dans SURFEX pour un domaine centré sur l'Afrique de nord. Ensuite, nous allons mettre en évidence la convenance des ces bases de données avec le schéma MB95. Enfin, on présente les différents axes selon lesquels la version DEAD développée était établie.

2.1 Zones émettrices

L'identification des zones émettrices des poussières désertiques est faite dans SURFEX en se référant aux 255 couverts végétaux (écosystèmes) dérivés des bases de données ECOCLIMAP à 1 km de résolution. Parmi ces couverts, seules deux catégories relatives respectivement, aux zones arides et semi-arides de natures lisse et rocailleuse sont concernées par les émissions, à savoir : COVER004 et COVER005

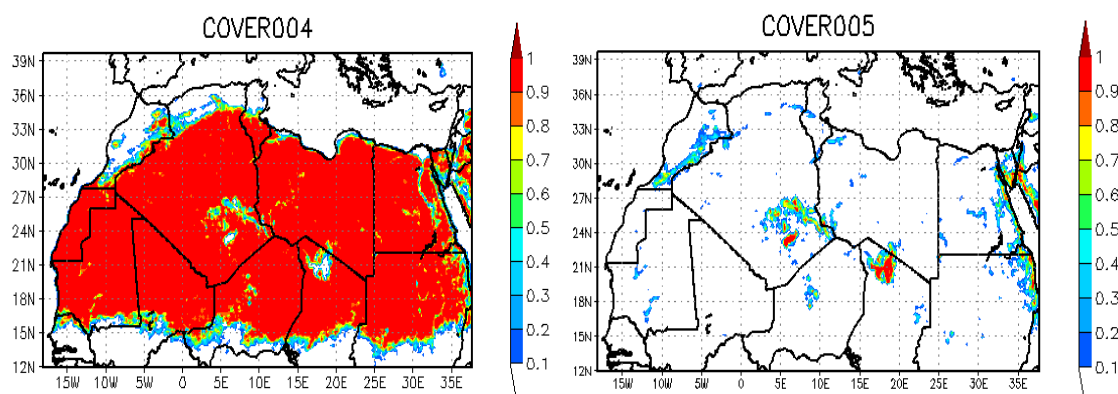


Figure 2.1 : Cartes des cover004 et cover005 relatifs, respectivement, aux sols nu, lisse et rocailleux

2.2 Type du sol

La classification minéralogique du sol est déterminée dans SURFEX en se référant aux bases de données FAO à 2 minutes de résolution. Ces bases de données contiennent des informations sur le pourcentage de : SAND, CLAY et SILT au sol. Les cartes ci-dessous représentent les pourcentages de ces trois catégories :

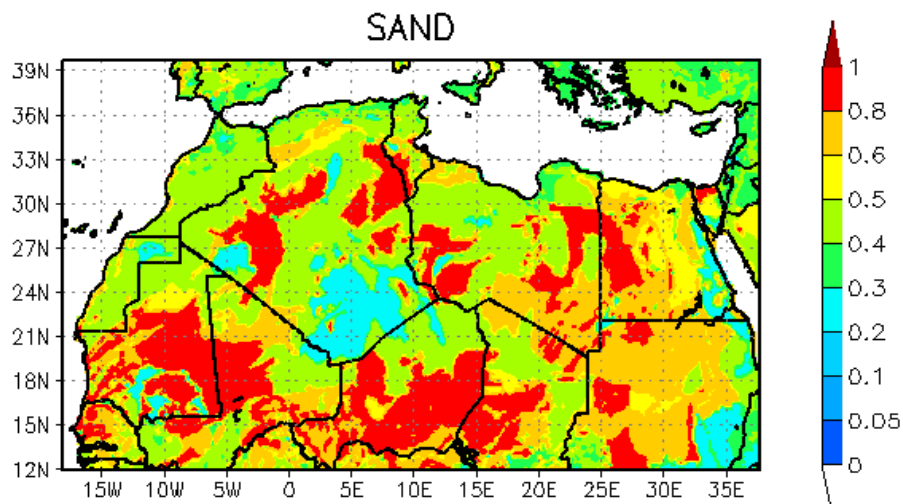


Figure 2.2: Carte des pourcentages de SAND au sol pour l'Afrique du nord

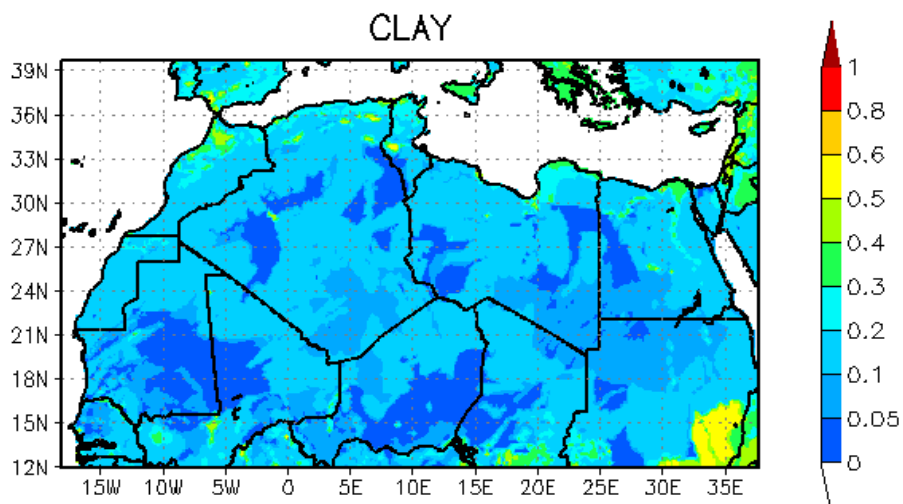


Figure 2.3: Carte des pourcentages de CLAY au sol pour l'Afrique du nord

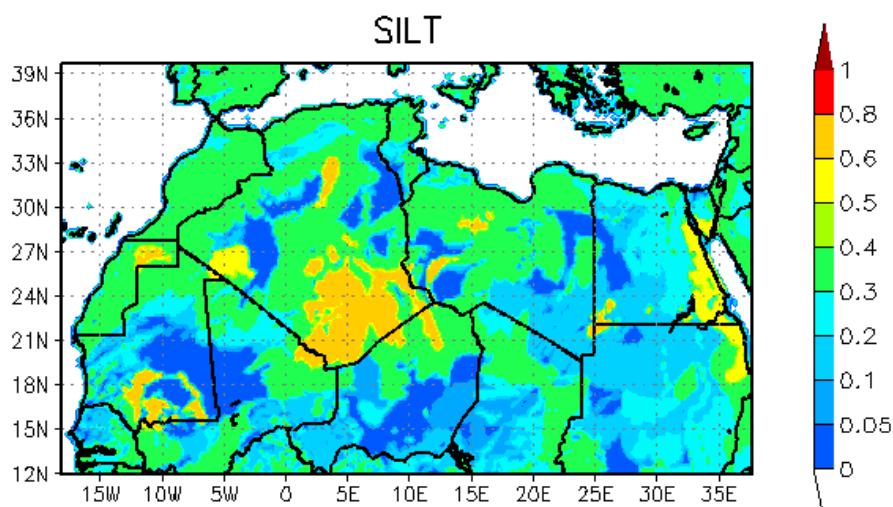


Figure 2.4: Carte des pourcentages de SILT au sol pour l'Afrique du nord

2.3 Traitement de l'effet de l'humidité du sol

La relation de Fecan {1999} ^[44] telle qu'elle est représentée par la formule (1.11) suppose une dépendance linéaire entre les humidités seuils et les fractions d'argile. Ces humidités sont représentées par la figure (II-5) pour l'Afrique du nord. On remarque bien, qu'au-dessus de zones sablonneuses, où la fraction d'argile est très faible, les humidités seuils ne dépassent pas les 0.4-0.8 %. Ces valeurs sont très faibles et sont souvent inférieures aux humidités du sol prévues par le modèle. De ce fait, une correction de la vitesse de friction seuil est souvent effectuée et le facteur qui tient compte de cet effet est d'autant plus important lorsque l'écart entre l'humidité seuil et l'humidité du sol prévue est grande. De ce fait, des seuils d'érosion importants pénalisent le déclenchement du soulèvement des poussières désertiques.

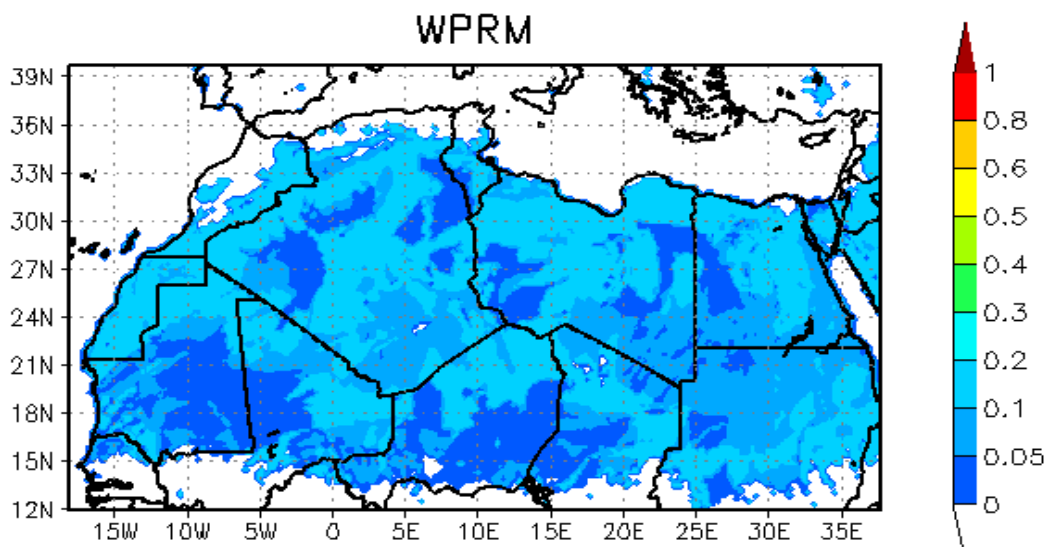


Figure 2.5: Carte des humidités seuils obtenues à l'aide de la relation de Fecan 1999^[44] pour l'Afrique du nord

C'est la raison laquelle, en ce qui concerne la version codée dans SURFEX, l'option adoptée consistait en la suppression du premier terme de la relation de Fecan afin d'augmenter les seuils d'humidité : $w' = 0.17 + 0.14 (\% \text{ clay})^2$, ce qui donne des seuils supérieurs à 0.17 ($m_3 \cdot m^{-3}$). Par ailleurs, les facteurs climatologiques des régions désertiques caractérisées par des températures élevées et une faible pluviométrie, ne permettent pas aux humidités du sol d'atteindre ces seuils, ce qui conduit à une marginalisation de cet effet. En s'appuyant sur le papier de C. Zender 1990, une correction de ce bug d'humidité a été proposée, en introduisant

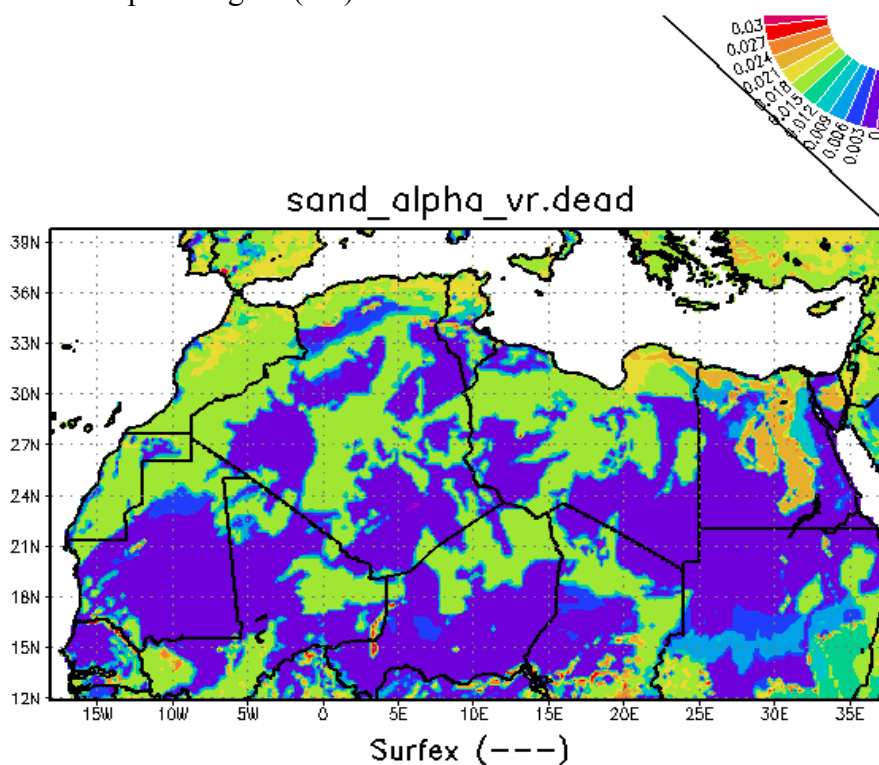
une constante « a », tel que : $w' = a (0.17 (\% \text{clay}) + 0.14 (\% \text{ clay})^2)$; avec $a = 3$. En outre, afin d'éviter la surestimation de ces seuils, pour les zones ayant des teneurs en argile dépassant les 20%, nous les avons borné comme suit :

$$0.02 < w' = a (0.17 (\% \text{clay}) + 0.14 (\% \text{ clay})^2) < 0.14 \text{ avec } a = 3$$

2.4 Rapport entre le flux vertical et le flux horizontal

Comme mentionné dans le chapitre précédent, l'efficacité de production de particules fines par sandblasting α calculé par la relation (1.13), est ajustée pour des teneurs en argile comprise entre 0 et 20 %. Cette limitation laisse leur application à des domaines bien localisés qui remplissent cette condition. Cependant, cette formule montre ses limites pour le cas des moyens et grands domaines comme Aladin et Arpège contenant des zones à forte concentration d'argile, en particulier en Afrique de Nord, qui est notre zone d'étude. De plus, la forme de cette relation qui présente un facteur α en fonction de la fraction d'argile, pose problème pour les régions sablonneuses (sources potentielles), où la fraction d'argile est faible. Pour mettre en évidence ce problème, nous avons cartographié le produit $\alpha * \text{SAND}$ qui représente la fraction effective du flux horizontal converti en flux vertical dans SURFEX.

Le résultat est donné par la figure (2.6).



L'analyse de la figure (2.6) montre que les valeurs minimales du produit α *SAND correspondent aux zones sablonneuses. Ces zones, comme la région située au nord la Mauritanie, nord du Mali et l'ouest de l'Algérie, sont classées par les auteurs comme les sources les plus productrices d'aérosols désertiques. Il en est de même pour certaines zones localisées sur la côte du Sahara Occidental, la dépression de Bodélé, le sud de l'Egypte et le nord du Soudan. Ceci est illustré par la carte de la figure (2.6) élaborée par Laurent Benoit [2005]^[48], à partir des simulations sur une période s'étalant de 1996 à 2001 et par la figure (2.7) des AAI TOMS (Absorbing aerosol index) sur la période s'étalant de 1997-1999.

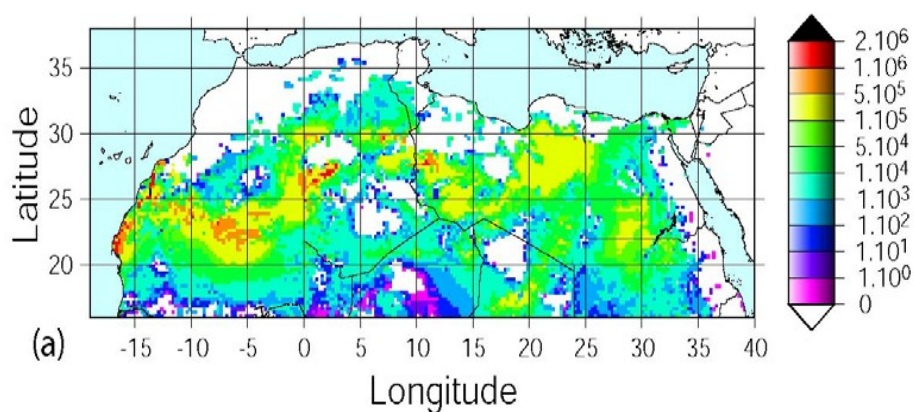


Figure 2.7: Émissions annuelles d'aérosols désertiques (en tonnes) moyennées sur une période 1996-2001

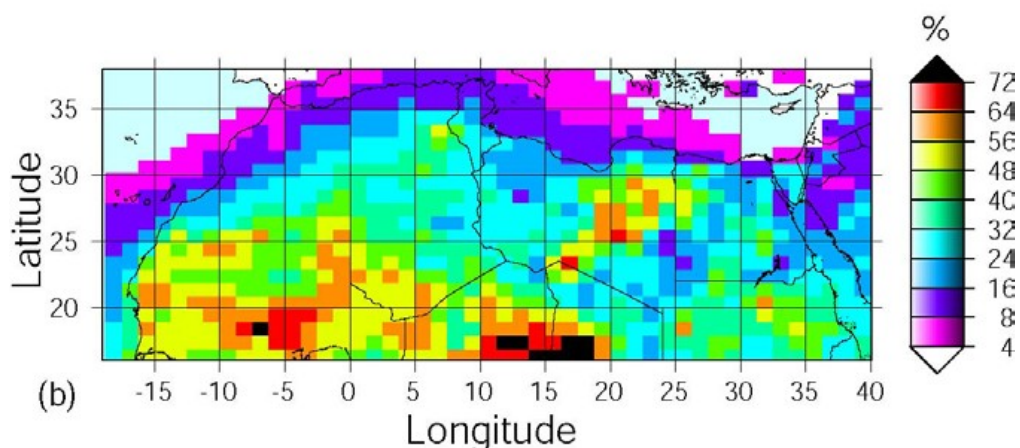


Figure 2.8: Absorbing aerosol index AAI TOMS >0.7 pour les trois années 1997-1999

Les résultats précédents, ont amené à la fixation à 20 % des teneurs en argile, dans la version codée dans SURFEX, ce qui donne des facteurs constants sur tout le domaine.

Afin de remédier à ce problème, nous avons adopté pour la formule de Shao et al. (1996)^[38] :

$$F = \frac{2}{3} \times \frac{\rho_p}{\rho} \times \frac{\beta \gamma g}{[U_{*t}(D_d)]^2} \times G \quad (2.1)$$

$$\alpha = \frac{F}{G} = \frac{2}{3} \times \frac{\rho_p}{\rho} \times \frac{\beta \gamma g}{[U_{*t}(D_d)]^2} \quad (2.2)$$

$$\gamma = 2.5 \quad \text{et} \quad \beta = [0.125 \times 10^{-4} \ln(D_s) + 0.328 \times 10^{-4}] \exp(-140.7.D_d + 0.37)$$

$$\text{Où } D_d \text{ et } D_s \text{ en mm et } \beta > 0. \quad (2.3)$$

D_s diamètre moyen des particules en saltation, D_d diamètre moyen des particules en suspension.

Le nouveau produit α *SAND obtenu par la relation de Shao (1996)^[38] est représenté sur la figure suivante :

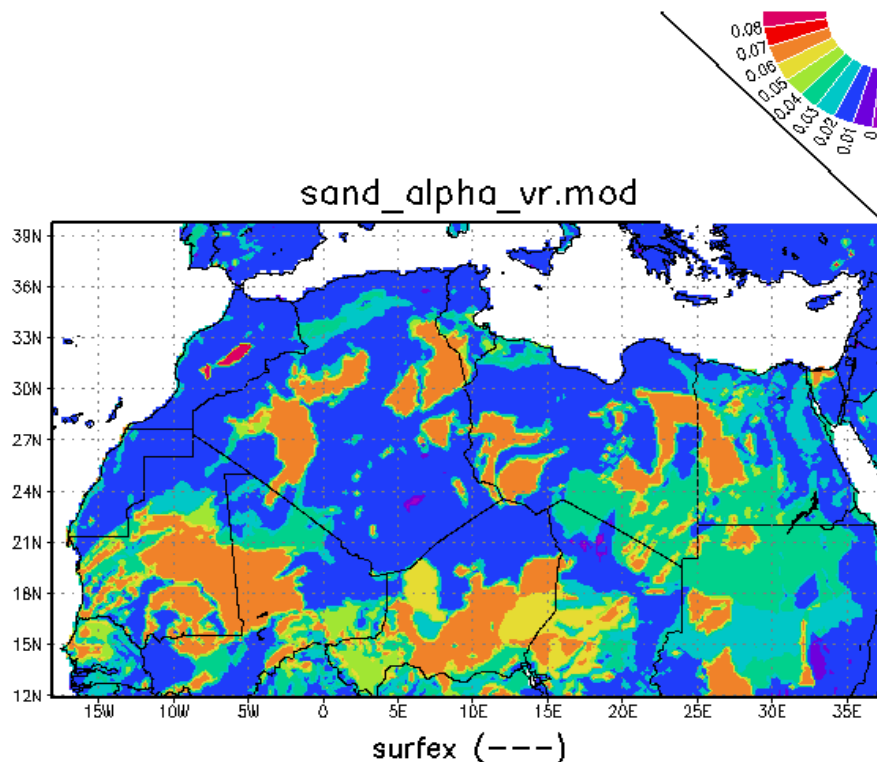


Figure 2.9 : Produit α *SAND obtenu par la relation de Shao 1996.

On remarque bien une certaine similitude entre la carte des efficacités de production d'aérosols représentée par la figure (2.9) et les AAI TOMS données par la figure (2. 8) Ce qui nous permet de suggérer que la formule de Shao cerne mieux les sources potentielles des

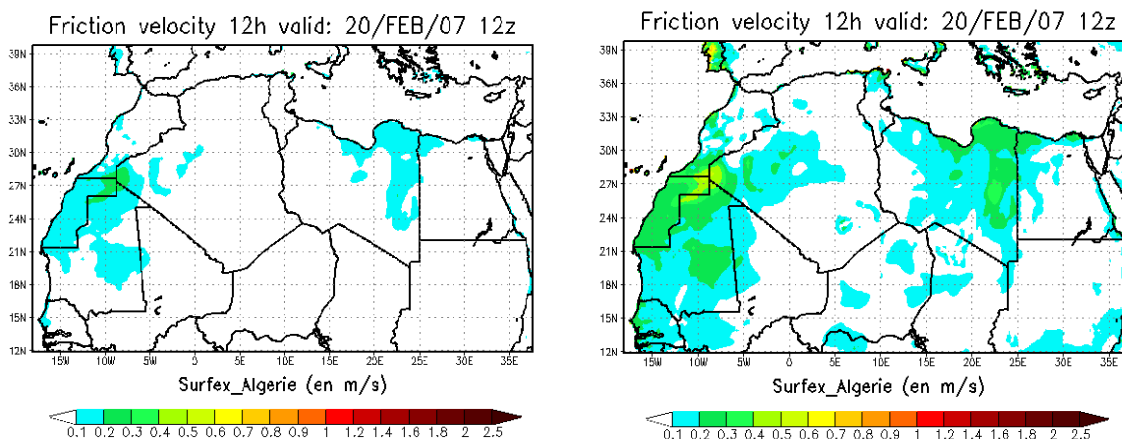
poussières désertiques et donc elle est plus compatible avec les bases de données SURFEX. Une légère défaillance de cette relation est visiblement remarquable sur les sommets Marocains où on observe de forte valeurs du produit $\alpha * SAND$, ce qui n'est pas le cas dans la réalité. Cette défaillance est due à la présence de la vitesse de friction seuil en dénominateur dans la relation de Shao, mais elle est facilement filtrée dans le fichier orographique pour limiter les sources potentielles à une altitude fixée, comme c'est le cas dans le modèle ETA où ces dernières ont été limitées à 1500 m d'altitude. Ce qui est d'ailleurs confirmé par plusieurs auteurs et aucune source n'a été recensé au-delà de ces hauteurs.

2.5 Problème de sous-estimation des vitesses de friction

Il est clairement établi que les vitesses de friction dépendent largement de la rugosité de la surface. Le Module DEAD, couplé à SURFEX, utilise les hauteurs de rugosité constantes avec des valeurs de 33 μm pour les sols nus (COVER004) et de 200 μm pour les sols rocailloux (COVER005). Ces valeurs sont un peu faibles par rapport à celles issues d'ISBA.

A cet effet, les vitesses de friction calculées à partir de ces longueurs de rugosité sont sous-estimées.

Afin de mettre en évidence cette dépendance, deux simulations distinctes ont été réalisées pour le cas des sols nus (COVER004). L'une en utilisant la hauteur de rugosité fixée à 33 μm et l'autre utilisant les hauteurs de rugosité ISBA. Les résultats de ces deux simulations sont présentés dans la figure (2.10).



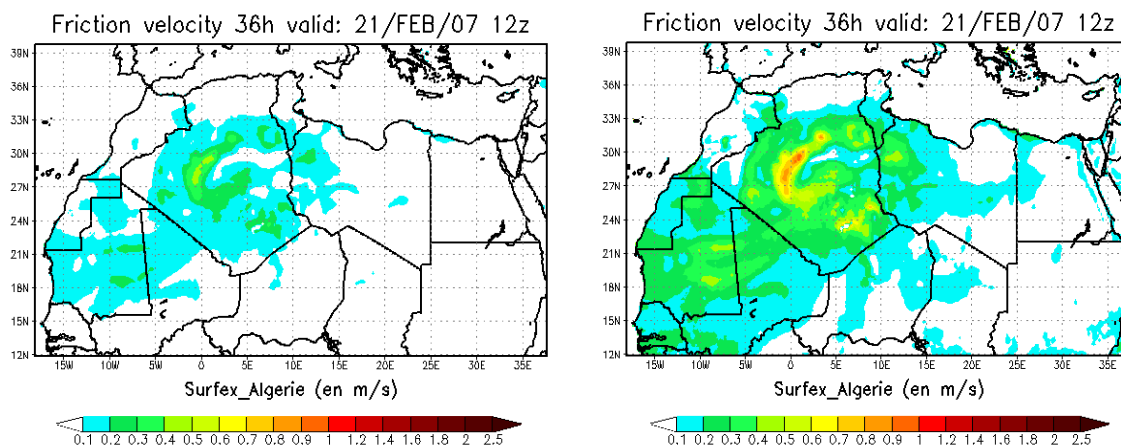


Figure 2.10. Vitesses de friction prévues par SURFEX en utilisant $Z_0 = 33 \mu\text{m}$ à gauche et $Z_{0\text{isba}}$ à droite, pour les 20 et 21 février 2007 à 12z

La figure (2.10) montre bien la différence, qui est nettement perceptible, entre les champs des vitesses de friction données dans les deux cas. En effet, les vitesses obtenues avec les hauteurs de rugosité de $33 \mu\text{m}$ sont sous-estimées d'un rapport de 1.5 par rapport à celles obtenues à partir des longueurs de rugosité ISBA.

2.6 Schéma développé des émissions de poussières désertiques dans SURFEX

L'une des limites du module DEAD, réside dans le fait qu'il utilise une seule particule synthétique de diamètre $75 \mu\text{m}$ pour estimer le flux de surface. Pour ce type de particule, la vitesse de friction seuil est minimale (Iversen et White 1982) ^[37], donc l'énergie nécessaire pour la mobiliser est aussi minimale. Ce qui induit une surestimation des flux de surface. Cependant, il est établi par plusieurs auteurs que le flux total est la contribution des flux de toutes les particules de sable et/ou de poussière. Cette paramétrisation exige une connaissance de la distribution granulométriques et les types de sol. Ceci pourra être possible dans SURFEX qui intègre des informations plus précises sur les teneurs en Clay, en Sand et en Silt au sol. Ce travail est traité dans le chapitre ci-après.

2.6.1 Granulométrie du sol

La connaissance de la granulométrie d'un sol quelconque permet de mieux estimer les énergies nécessaires pour le déclenchement des soulèvements de sable pour ce type de sol.

Pour ce faire, des informations au préalable sur le type du sol auquel on a à faire sont nécessaires. C'est pourquoi, il a été fait référence à la classification des sols établie par le département de l'agriculture des USA (1998).

2.6.2 Carte des types du sol pour SURFEX

En se référant à la classification d'USDA (1998) des types de sol et le triangle des textures du sol, une carte des types de sol pour SURFEX a été élaborée.

Tableau (2.1) Tableau des classifications des types de sols d'après USDA (1998)

	Soil type		Soil type
1	Sand	7	Silty Clay Loam
2	Loamy Sand	8	Clay Loam
3	Sandy Loam	9	Sandy Clay
4	Silt Loam	10	Silty Clay
5	Loam	11	Clay
6	Sandy Clay Loam	12	Silt

Tableau (2.2) Tableau des classifications des textures et types de sols d'après USDA (1998)

Type	Texture	Classification
Sandy	Coarse	Sand, Loamy Sand
	Moderately Coarse	Sandy Loam
Loamy	Medium	Loam, Silt Loam, Silt
	Moderately fine	Clay Loam, Sandy Clay Loam, Silty Clay Loam
Clayey	Fine	Sandy Clay, Silty Clay, Clay

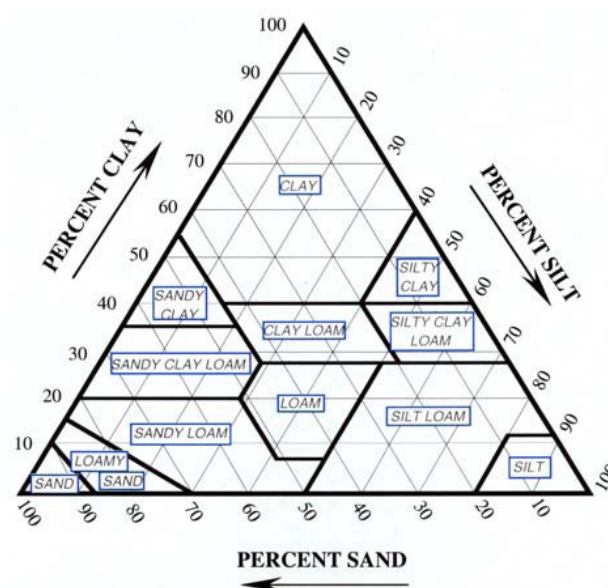


Figure 2.11: Triangle des textures du sol selon USDA (1998)

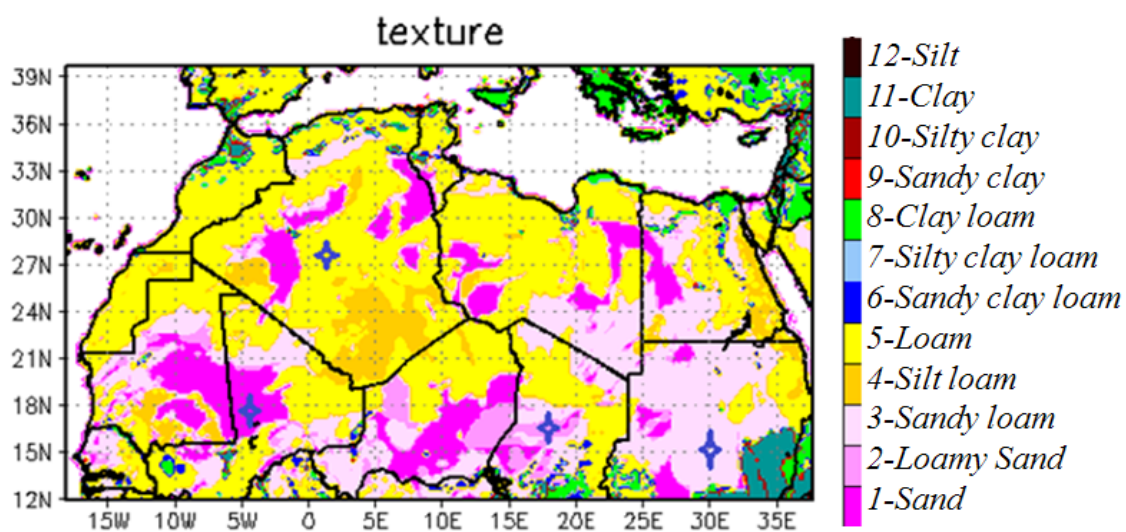


Figure 2.12 : carte des textures du sol élaborée pour SURFEX pour l'Afrique du nord

2.6.3 Caractéristiques granulométriques du sol

La granulométrie des douze types de sol utilisés dans SURFEX, sur la région de l'Afrique du nord, est donnée par le tableau ci-après [Zakey 2006].

Tableau 2.3 : Tableau des caractéristiques granulométriques des douze types de sol adoptés pour SURFEX (A S. Zakey 2006) ^[49]:

Type du sol	Mode 1			Mode 2			Mode 3		
	%	MMD	ρ	%	MMD	ρ	%	MMD	ρ
Sand	90	1000	1.6	10	100	1.7	0	10	1.8
Loamy sand	60	690	1.6	30	100	1.7	10	10	1.8
Sandy loam	60	520	1.6	30	100	1.7	10	5	1.8
Silt loam	50	520	1.6	35	100	1.7	15	5	1.8
Loam	35	520	1.6	50	75	1.7	15	2.5	1.8
Sandy clay loam	30	210	1.7	50	75	1.7	20	2.5	1.8
Silt clay loam	30	210	1.7	50	50	1.7	20	2.5	1.8
Clay loam	20	125	1.7	50	50	1.7	30	1	1.8
Sandy clay	65	100	1.8	0	10	1.8	35	1	1.8
Silty clay	60	100	1.8	0	10	1.8	40	0.5	1.8
Clay	50	100	1.8	0	10	1.8	40	0.5	1.8
Silt	45	520	1.6	40	75	1.7	15	2.5	1.8

2.6.4 Distribution granulométrique des sols

En ce qui concerne la prise en compte de la distribution en taille des sols dans le calcul du flux horizontal, Marticorena et Bergametti (1995) supposent que la contribution de chaque classe de taille au flux total est directement dépendante de la surface relative qu'elle occupe au sol. Pour des grains supposés sphériques et ayant la même densité, une distribution de surface basale peut être déterminée à partir de la distribution en masse, considérée log normale

$$\frac{dM(D_p)}{d \ln(D_p)} = \sum_{j=1}^n \frac{M_j}{\sqrt{2\pi} \cdot \ln(\sigma_j)} \cdot \exp \frac{(\ln D_p - \ln D_{medj})^2}{-2 \cdot \ln^2 \sigma_j} \quad (2.4)$$

Avec j le nombre de mode, M_j la fraction massique du mode j , D_{medj} le diamètre médian en masse du mode j , et σ_j la déviation géométrique standard du mode j données par le tableau (2.3).

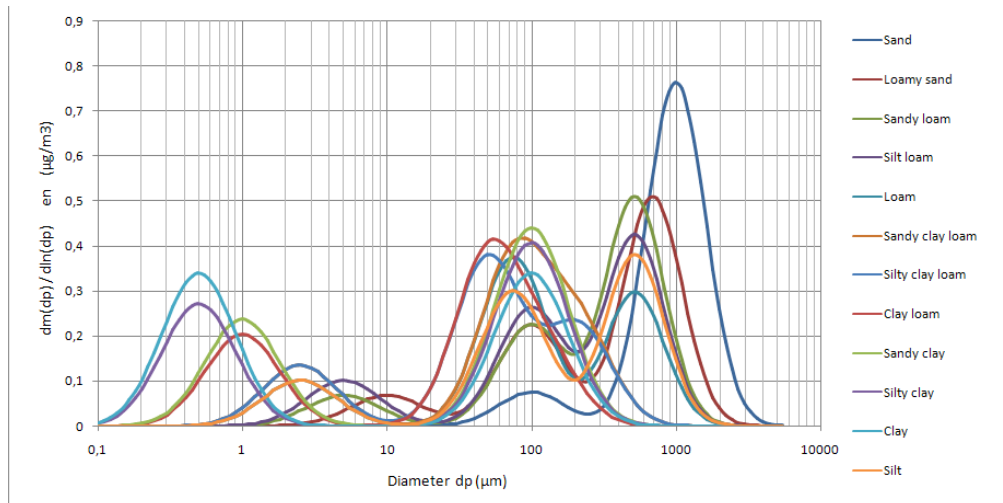


Figure 2.13 : distribution log normale des grains pour les douze types de sol

La distribution de surface basale des grains s'exprime alors :

$$dS_{rel} = \frac{ds(D_p)}{S_p} \quad (2.5)$$

Avec

$$ds(D_p) = \frac{dM(D_p)}{\frac{2}{3} \cdot \rho_p \cdot D_p} \quad (2.6)$$

Avec S_p la surface basale totale et $ds(D_p)$ la surface basale d'une particule du sol de taille D_p

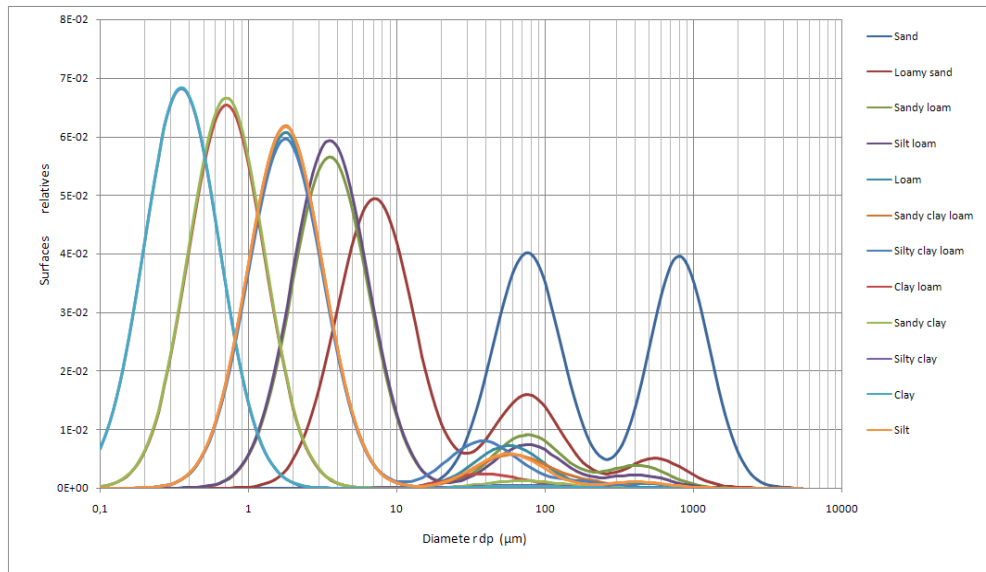


Figure 2.14 : Distribution log normale de la surface relative des grains pour les douze types de sol

Le flux horizontal est alors la somme des contributions relatives des différentes classes de tailles sur le domaine de particules considéré :

$$G = E.c.\frac{\rho}{g}.u_*^3 \sum_{D_p} \left(1 + \frac{U_{*t}}{u_*}\right) \left(1 - \frac{U_{*t}^2}{u_*^2}\right) dS_{rel}(D_p) dD_p \quad (2.7)$$

où E est la fraction de surface érodable, et $dS_{rel}(D_p)$ est la surface couverte par les particules de diamètre D_p .

Marticorena et Bergametti [1995] ^[8] ont montré que cette paramétrisation permet de reproduire les flux horizontaux mesurés pour différentes distributions de tailles de particules du sol. Par ailleurs, elle permet également de reproduire les variations de la distribution en taille du flux horizontal en fonction de u_* . Enfin, Marticorena et Bergametti [1995] ^[8] indiquent que la prise en compte explicite de la distribution en taille des grains du sol dans leur expression de la vitesse de friction seuil, fait que le coefficient empirique du flux horizontal c , devient alors égal à 1.

On notera que ce modèle de flux horizontal ne décrit pas les phénomènes de « limitation en matériaux érodables » qui se produisent notamment sur les sols encroûtés. En effet, ce modèle s'applique à des sols meubles toujours disponibles pour l'érosion éolienne.

Les flux simulés peuvent, de ce fait, être surestimés pour des sols encroûtés. C'est une des limitations actuelles de ce modèle, en particulier pour son application aux zones semi-arides.

Le potentiel du sol en particules fines est représenté par les surfaces relatives occupées par chaque particule. La figure ci-après illustre la moyenne des surfaces relatives pour les quatre populations suivantes : DSRLV1) clay-size $D_p < 2 \mu m$, DSRLV2) small silt-size $2 \mu m < D_p < 10 \mu m$, DSRLV3) large silt-size $10 \mu m < D_p < 60 \mu m$ and DSRLV4) sand-size $D_p > 60 \mu m$.

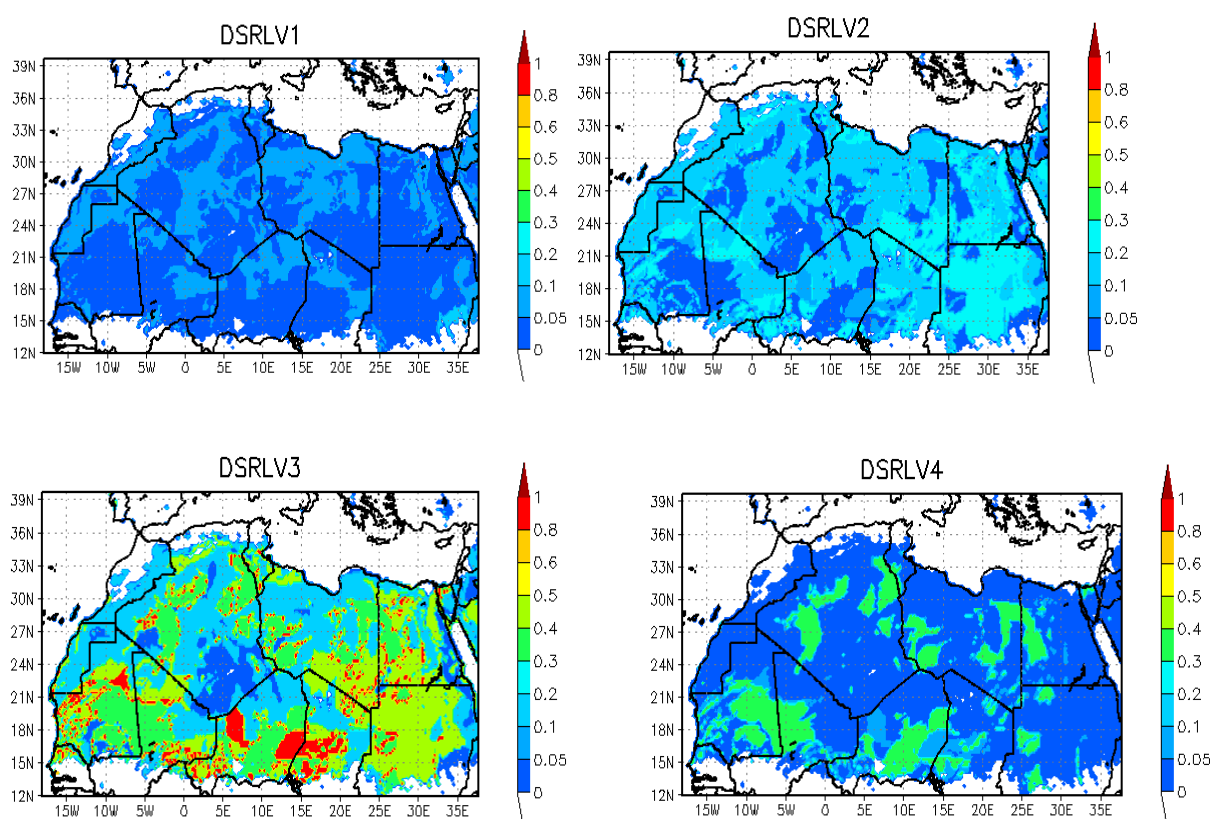


Figure 2.15: Surface relatives moyenne pour les particules de diamètre compris : DSRLV1) $D_p < 2 \mu m$, DSRLV2) $2 \mu m < D_p < 10 \mu m$, DSRLV3) $10 \mu m < D_p < 60 \mu m$, and DSRLV4) $D_p > 60 \mu m$

CHAPITRE 3

SIMULATIONS ET INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS

Ce chapitre est consacré à la réalisation des simulations en utilisant trois schémas d'émission de poussières désertiques décrits précédemment à savoir : le schéma théorique, le schéma DEAD et le schéma DEAD développé. La période simulée est celle du 15 au 31 mars 2007. Au cours de cette période, deux épisodes de soulèvement de sable sont enregistrés. La première entre le 15 et le 17 mars 2007 et la deuxième entre le 25 et le 27 mars 2007. Ce sont ces deux situations météorologiques qui feront l'objet d'étude dans ce chapitre.

3.1 Présentation de l'outil numérique des simulations

Les simulations sont réalisées à l'aide du système ALADIN-SURFEX avec une résolution horizontale de 24 km centré sur l'Afrique du nord et 60 niveaux suivant la verticale. Ce modèle est couplé au modèle global ARPEGE, qui fournit les conditions initiales et les conditions aux bords. Afin de minimiser le phénomène de « spin up » provoqué par le défaut d'initialisation nous avons démarré les simulations 4 jours avant ; soit le 11 mars 2007 et nous avons utilisé les champs de concentration prévus pour réinitialiser le « dust » pour les prochains « run ».

3.2 Présentation de la situation météorologique

La situation du 15 au 17 mars 2007 est caractérisée par des vents forts engendrés par un fort gradient suite à une baisse de pression sur le bassin Oriental de la méditerranée et le nord de l'Egypte (figure 3.1). Cette dépression centrée sur le Sahara central, dirige un flux de sud sur le sud est de l'Algérie, alors que celle sur le proche orient dirige un flux de nord-ouest perturbé sur l'Egypte. A la surface, les vents enregistrés sur l'Egypte, le Soudan et la dépression de Bodélé atteignant 20 m/s la journée du 15 mars puis diminuant la journée de 16 mars. Au dessus de Sahara central Algérien on retrouve la trace du minimum durant la journée du 16 mars. Cette dépression est à l'origine des vents forts de l'ordre de 20 m/s sur la wilaya d'Ouargla (Figure 3.2).

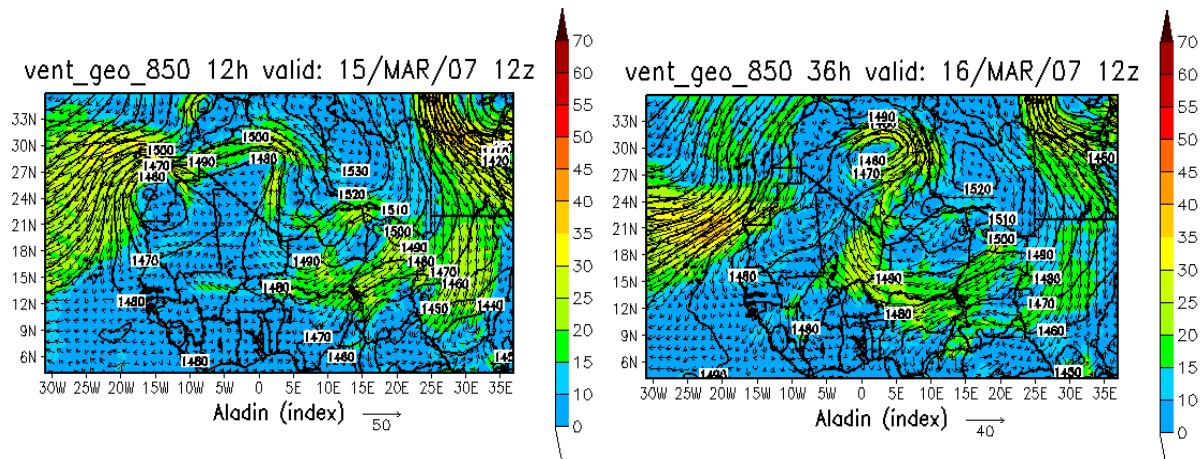


Figure 3.1 : Géo potentiel à 850 Hpa et vitesse du vent le 15 et 16 mars 2007 à 12 UTC

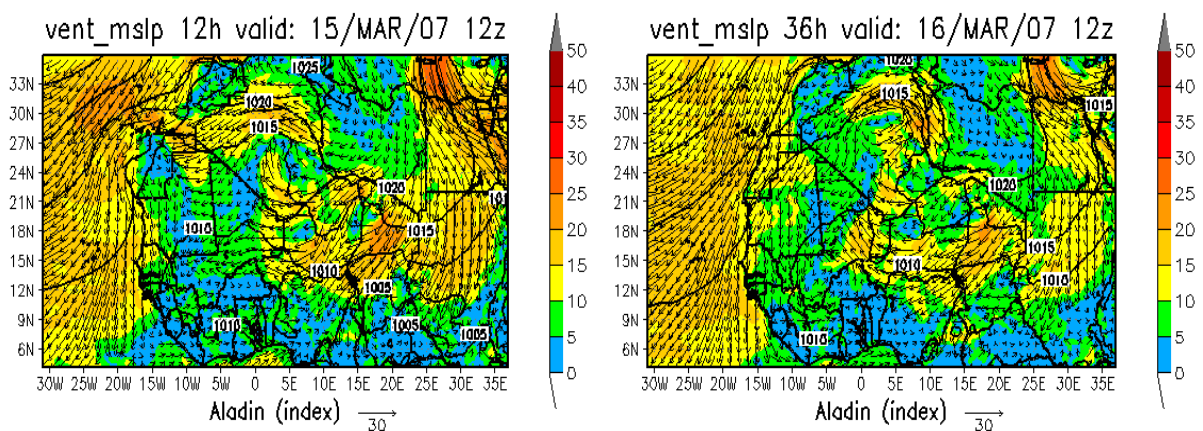


Figure 3.2 : Pression au niveau de la mer et vent à 10m le 15 et 16 mars 2007 à 12 UTC

La situation du 25 au 27 mars 2007 est caractérisée par un minimum sur le Sahara engendrant des vents modérés à la 850 HPA (Figure 3.3) durant les journées du 15 et 16 mars sur le Sahara central. A la surface on retrouve la trace du minimum qui dirige un flux d'Ouest avec des vents de 20 m/s sur le Sahara central de l'Algérie (Figure 3.4).

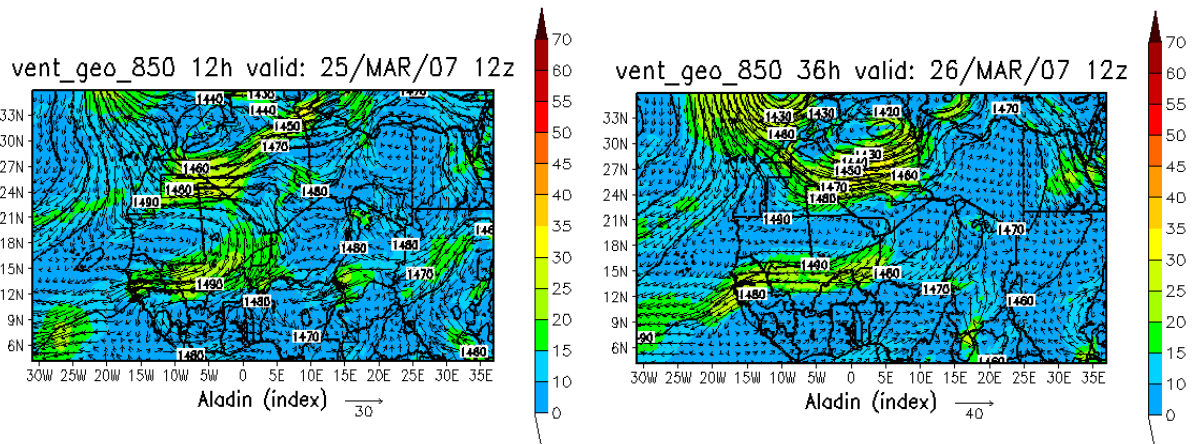
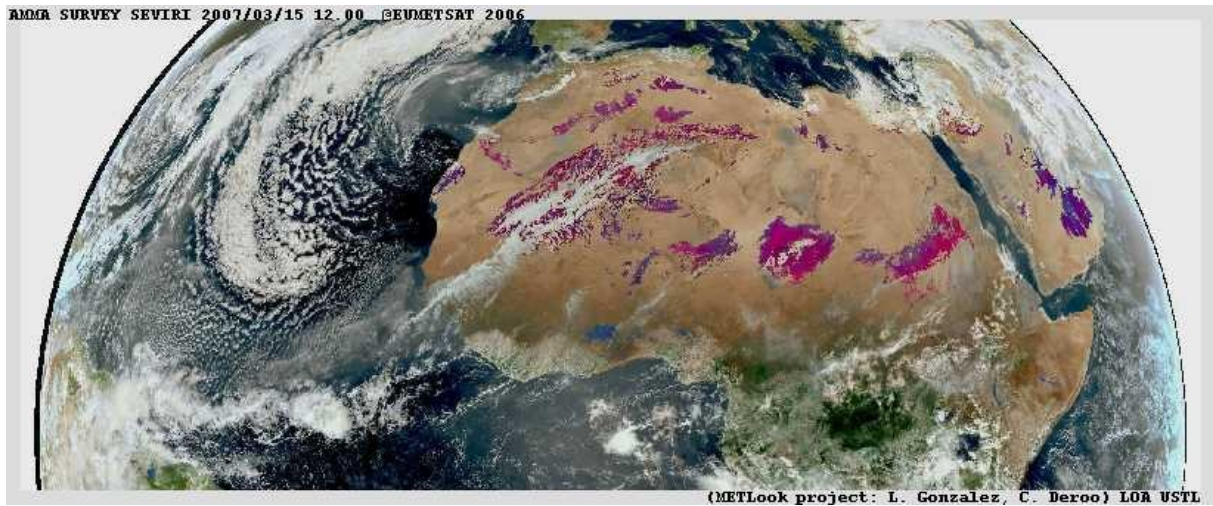


Figure 3.3 : Géo potentiel à 850 Hpa et vitesse du vent le 25 et 26 mars 2007 à 12 UTC

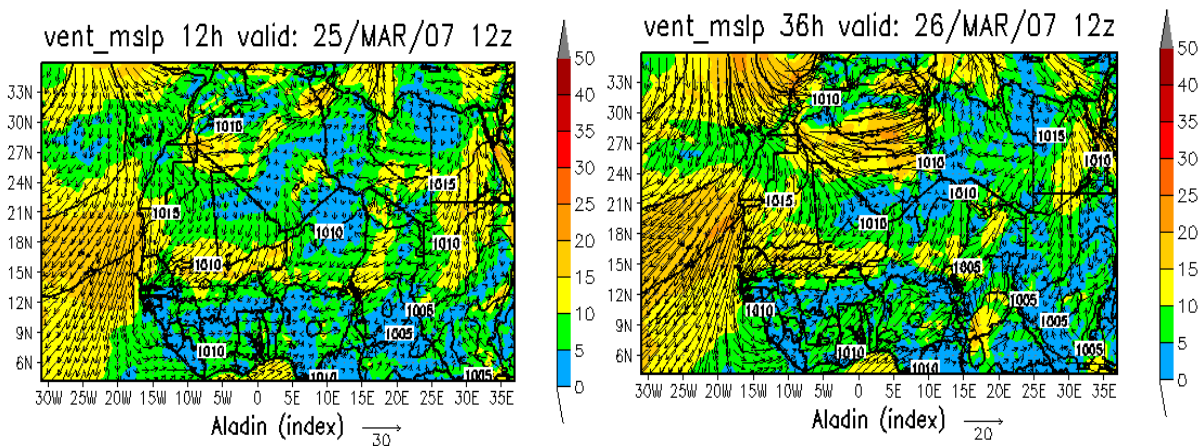
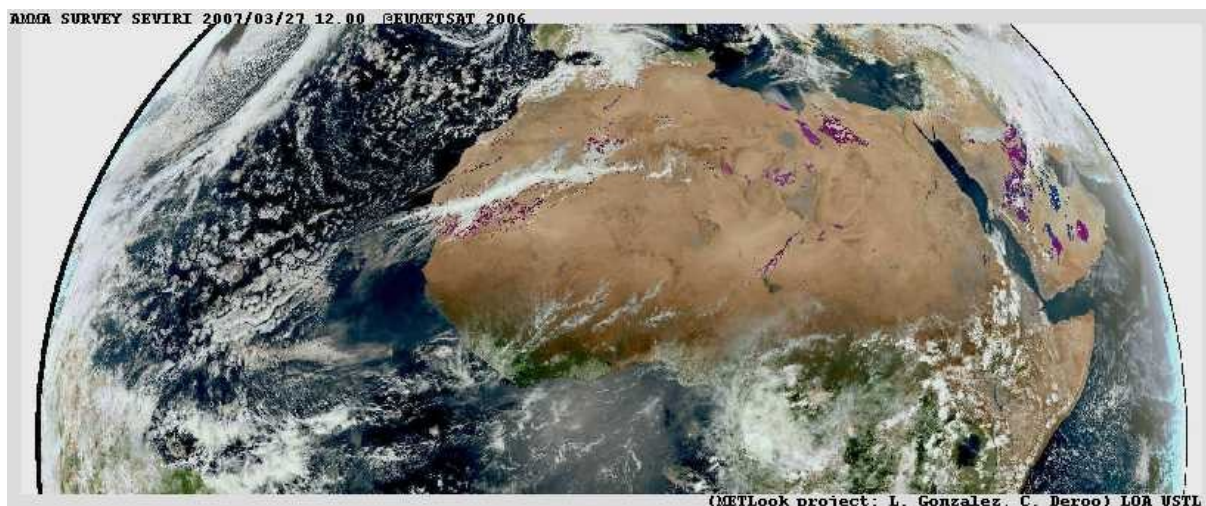


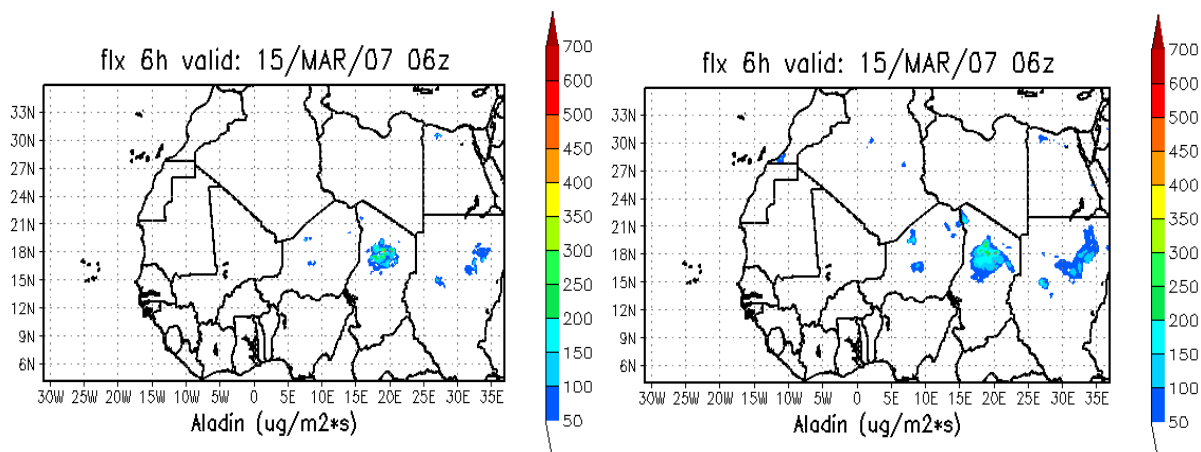
Figure 3.4 : Pression au niveau de la mer et vent à 10m le 25 et 26 mars 2007 à 12 UTC

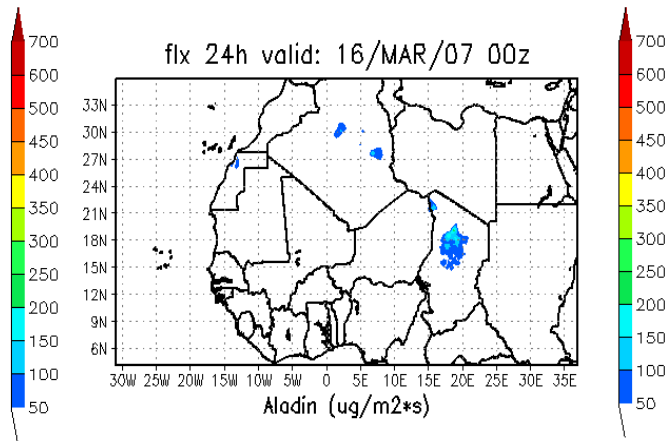
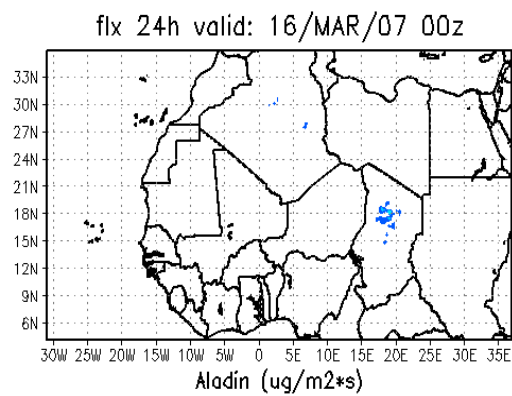
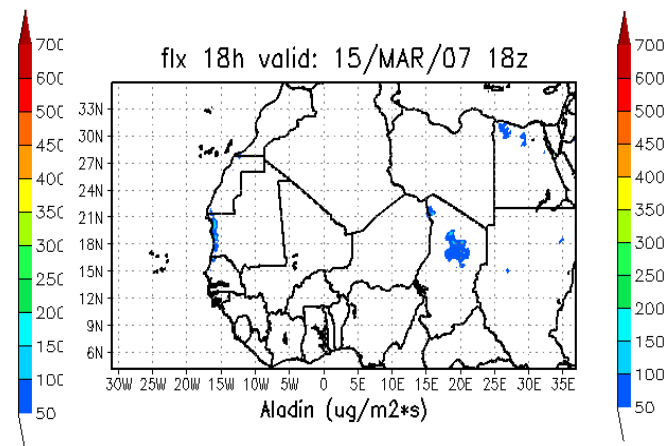
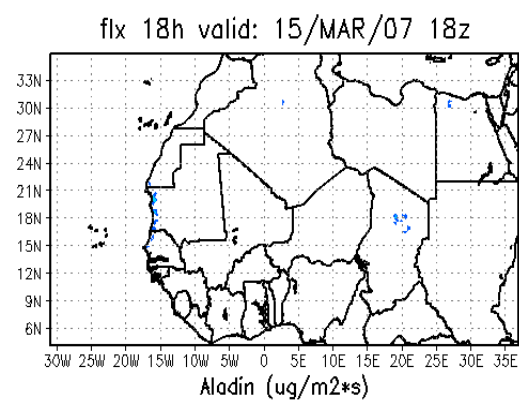
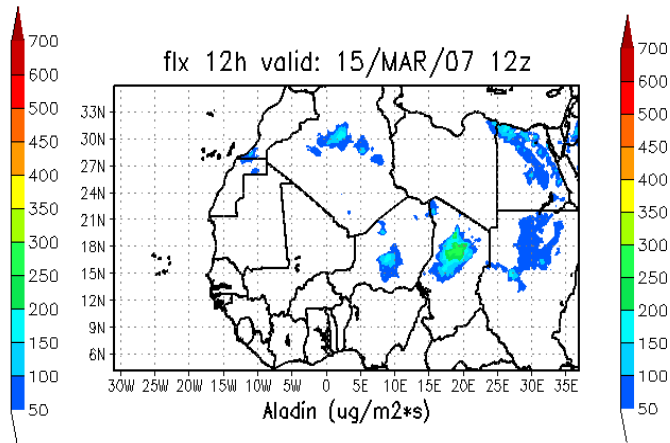
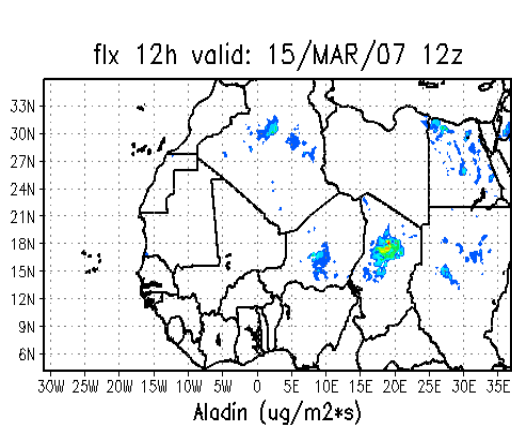


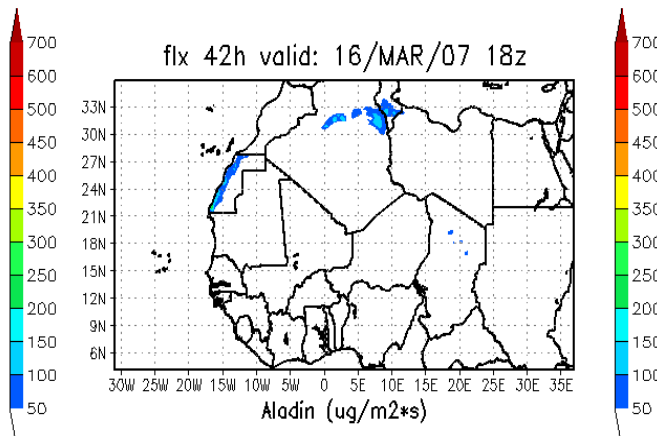
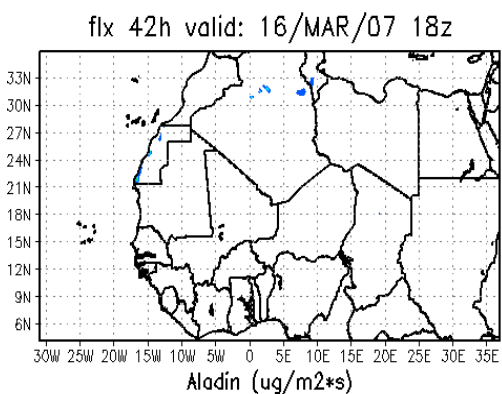
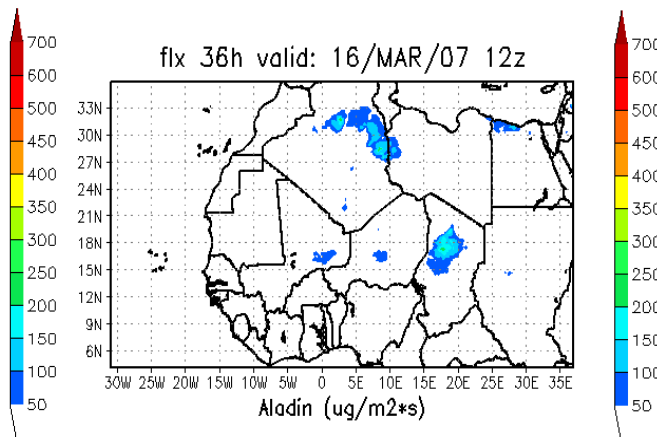
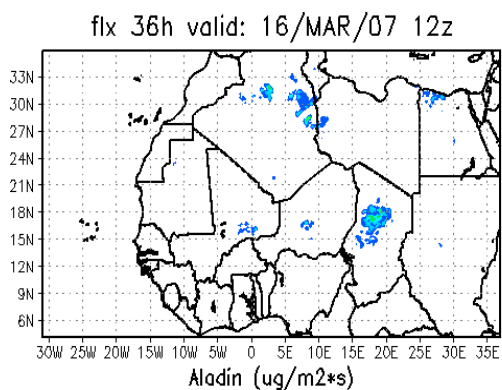
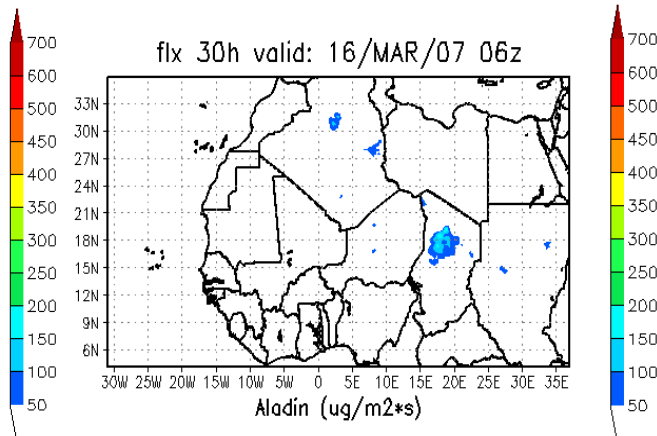
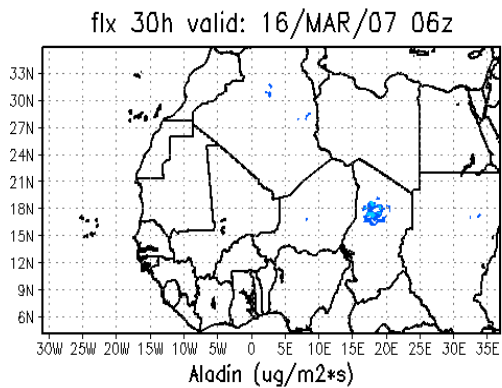
3.3 Prévision du flux de surface de l'aérosol désertique

Nous allons présenter en parallèle les flux de surface prévus par le schéma DEAD développé (à gauche) et le schéma DEAD (à droite) pour les deux périodes afin de mettre le point sur l'importance des modifications apportées à la version DEAD codée dans SURFEX notamment sur la représentation des sources potentielles de sable.

a) Période de 15 au 17 mars 2007 avec 06 heures d'échéance







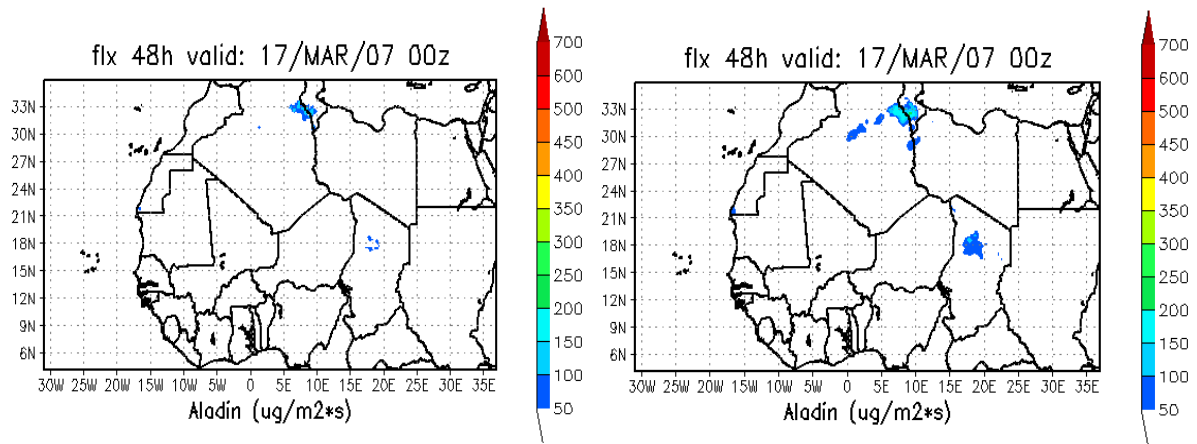
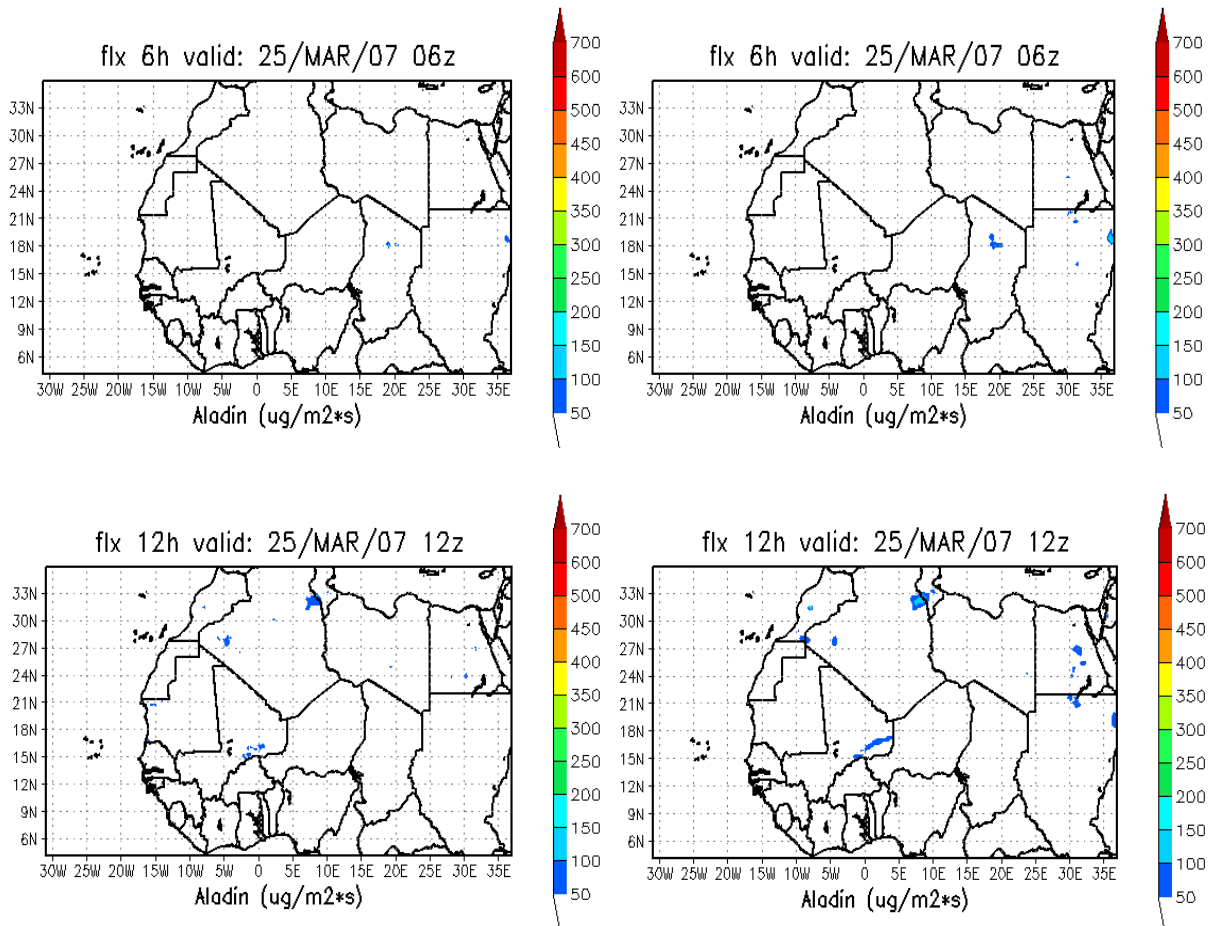
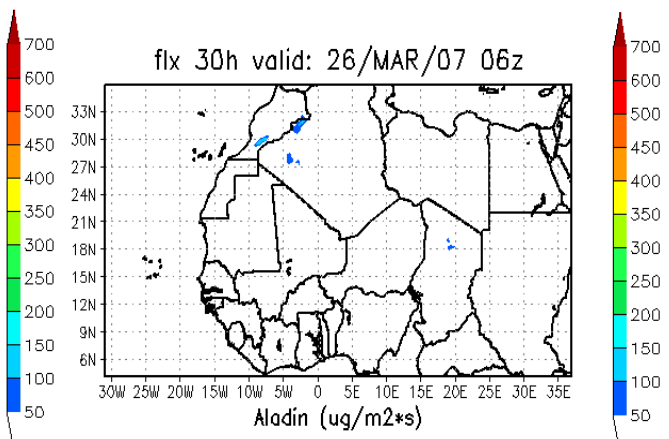
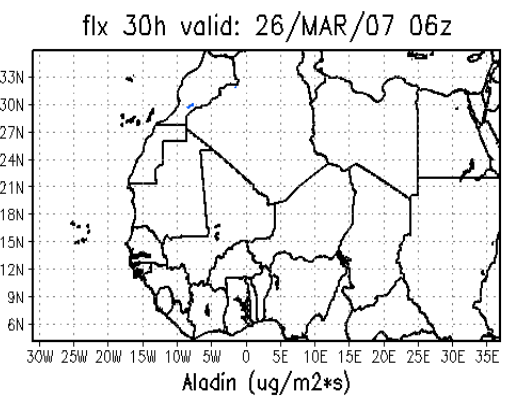
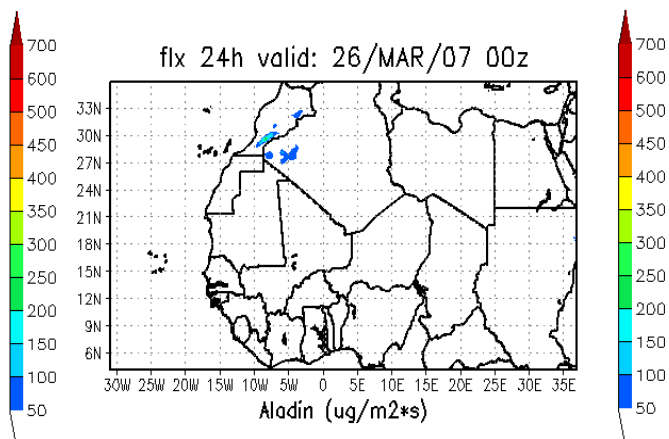
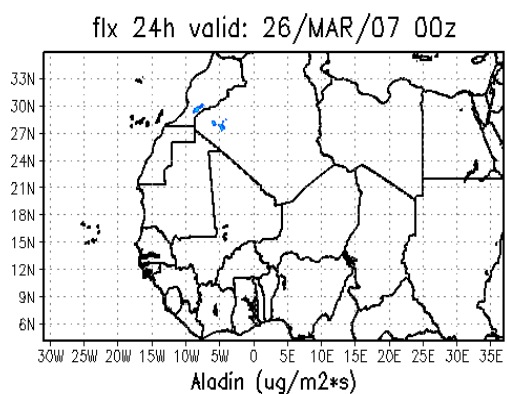
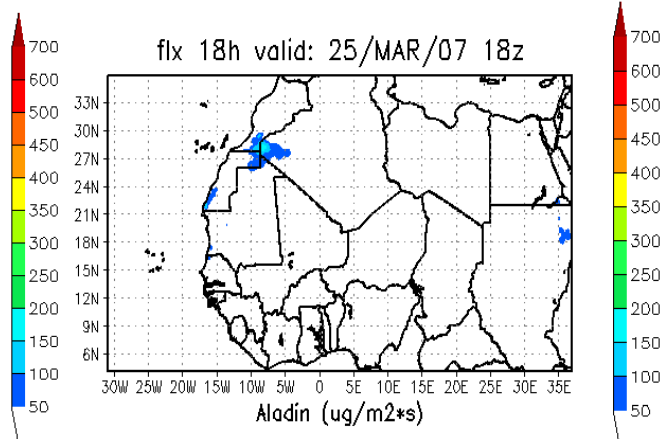
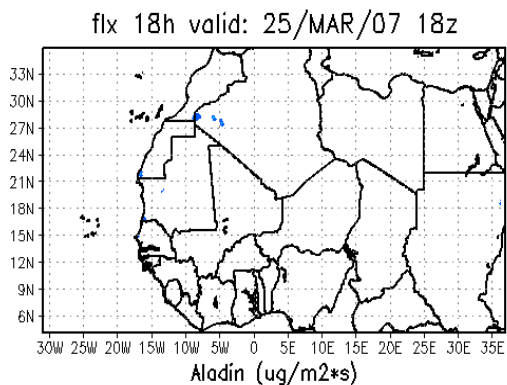


Figure 3.5 : Flux de surface de l'aérosol désertique simulé du 15 au 17 mars 2007 par :
versions développée (à gauche) et version DEAD (à droite)

b) Période de 25 au 27 mars 2007 avec 06 heures d'échéance





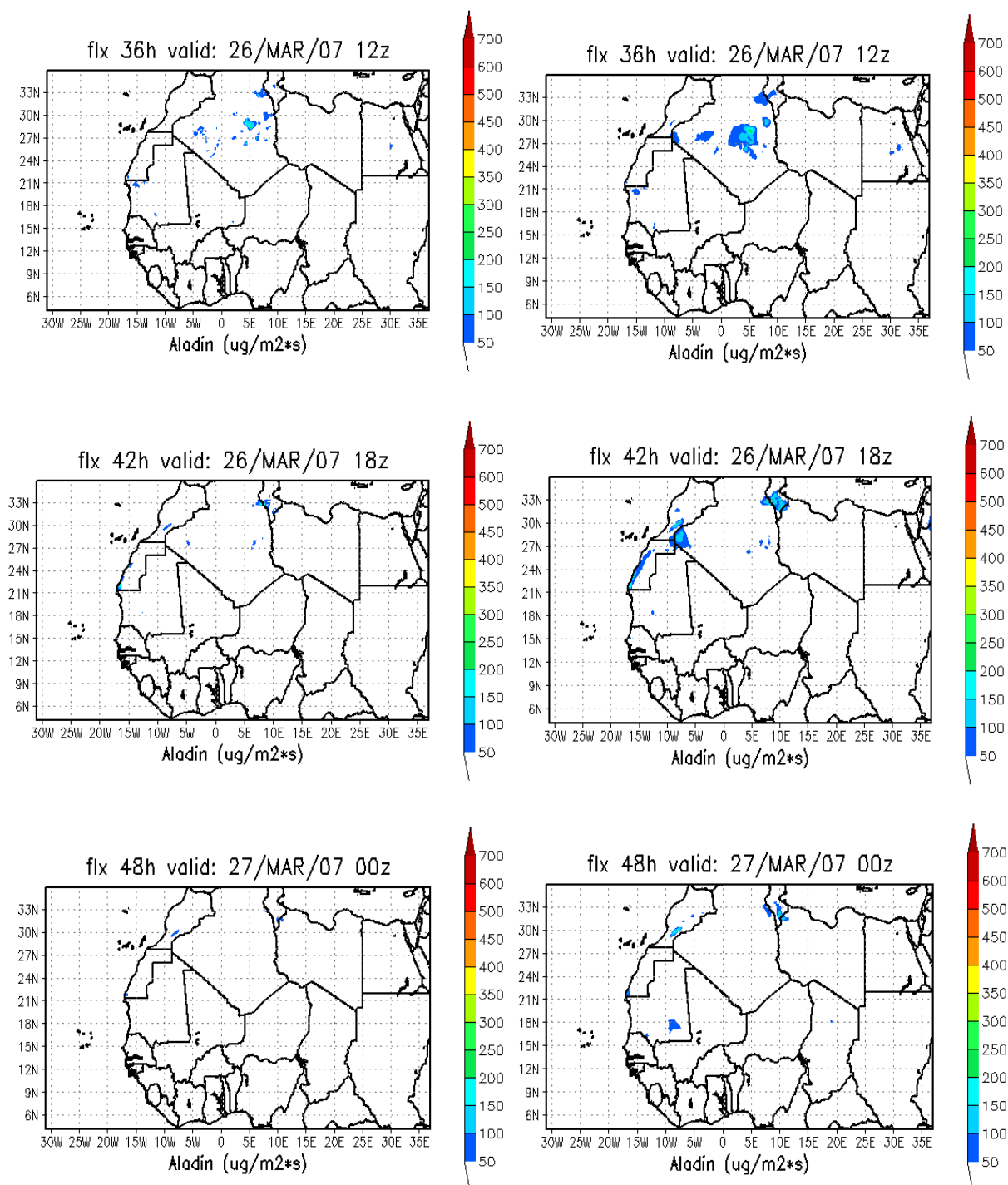


Figure 3.6 : Flux de surface de l'aérosol désertique simulé du 25 au 27 mars 2007 par : versions développée (à gauche) et version DEAD (à droite)

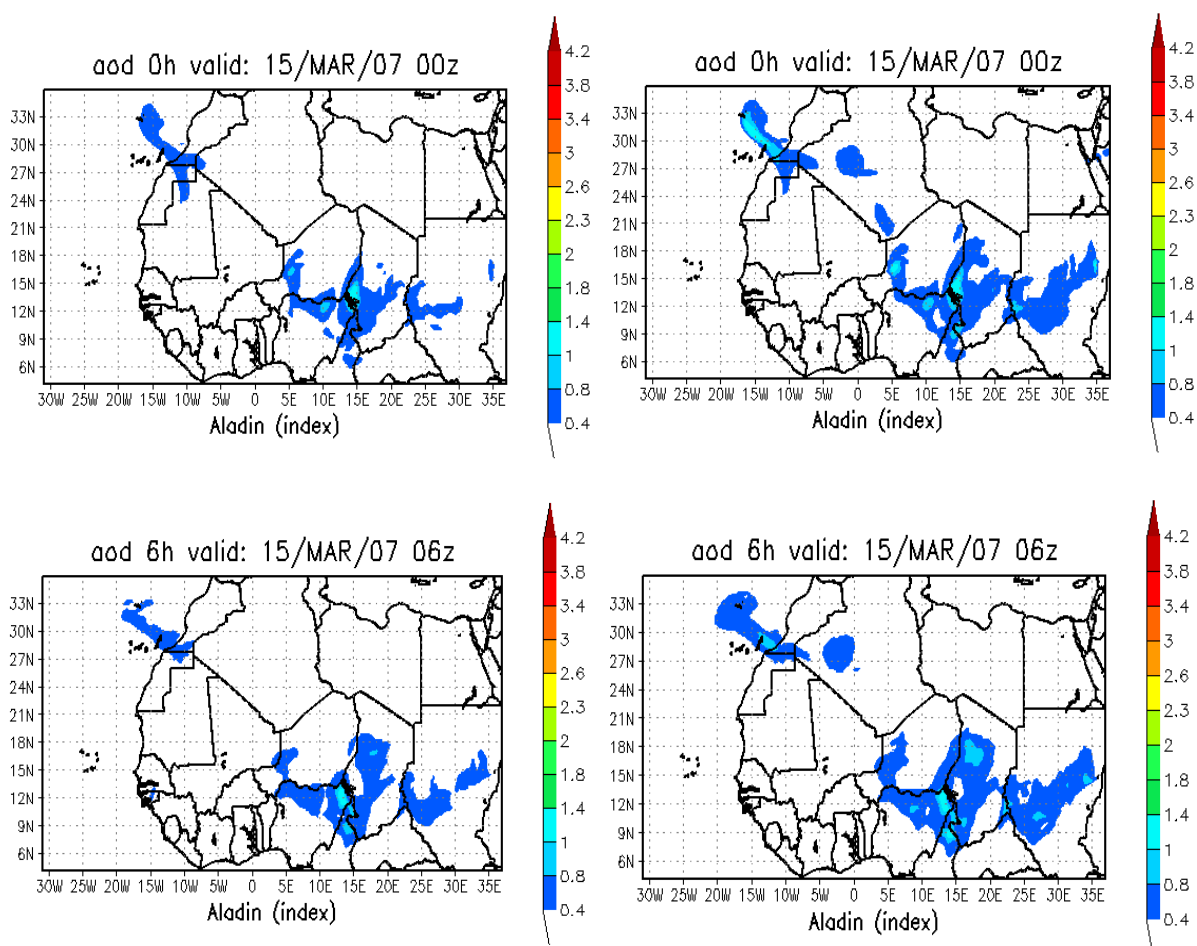
En comparant les cartes des flux de surface, obtenus par les deux versions, on constate que les deux versions initient les soulèvements de sable en même temps et aux mêmes échéances durant les périodes du 15-17 et du 25-27 mars. Ce qui est évident puisque les deux schémas utilisent les mêmes seuils d'érosions. En ce qui concerne l'occurrence du phénomène de soulèvement, on remarque que les deux versions prévoient des flux au dessous de l'Egypte, le

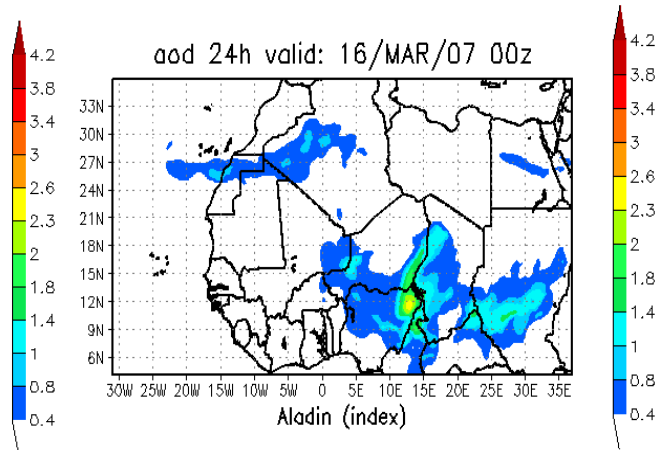
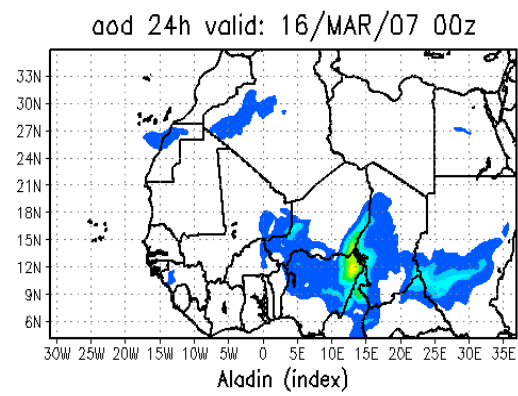
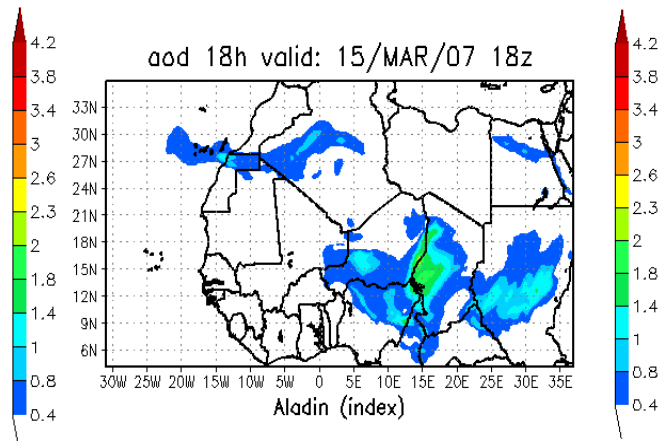
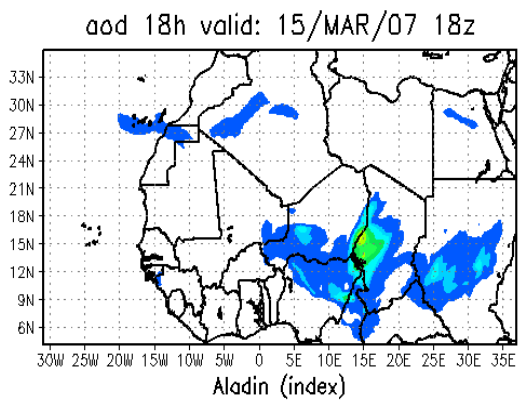
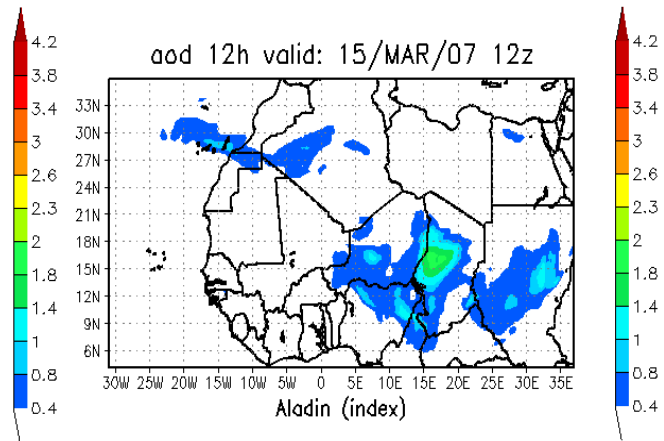
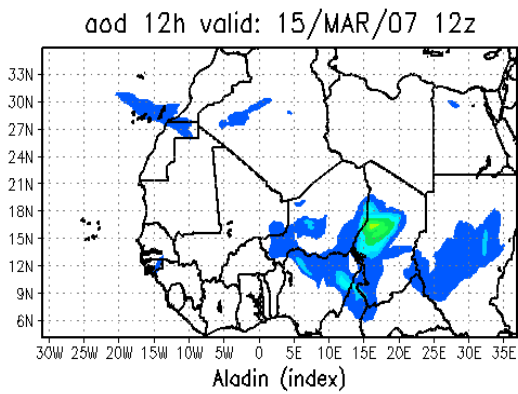
Soudan, la dépression de Bodélé et le nord Sahara durant la période du 15-17 mars. Ces zones qui ont été le théâtre de la perturbation durant cette période. Concernant la période de 25-27 mars, on enregistre de faibles flux de surface durant toute la période à l'exception de la journée de 26 à 12 UTC, où il est prévu des flux modéré par les deux schémas. En revanche, en termes d'extension, il est intéressant de signaler que les flux de surface obtenus par la version DEAD sont plus extensifs par rapport à ceux prévus par la version développée.

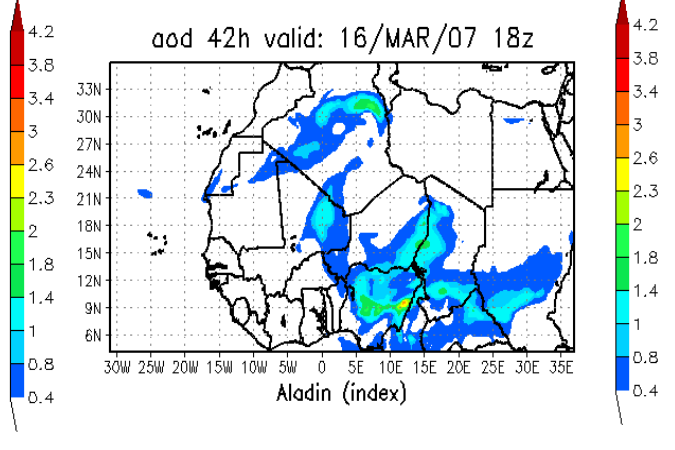
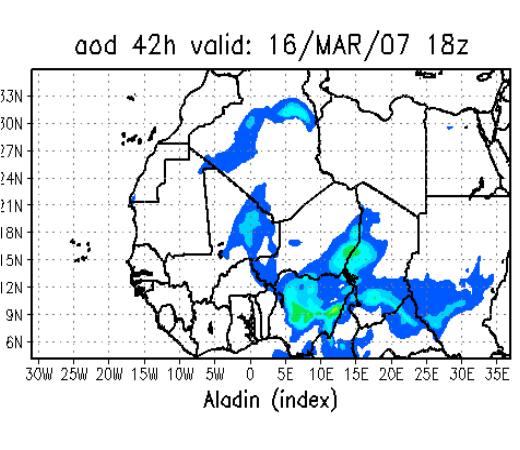
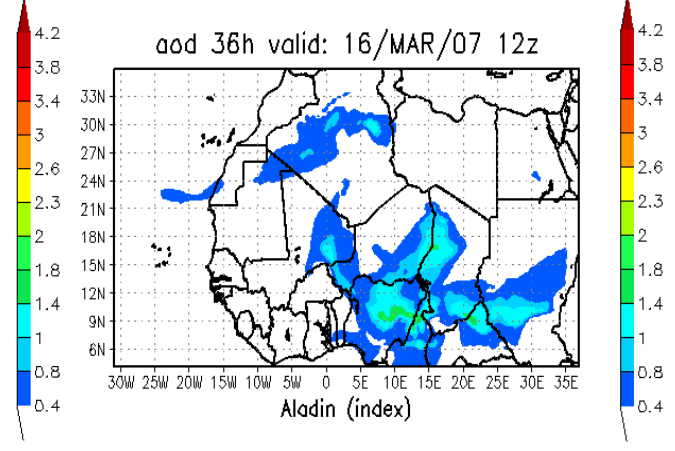
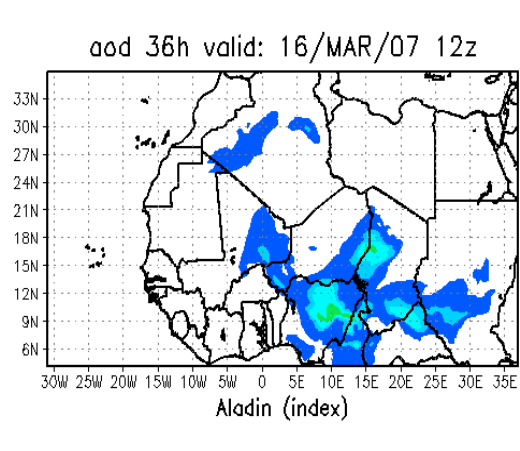
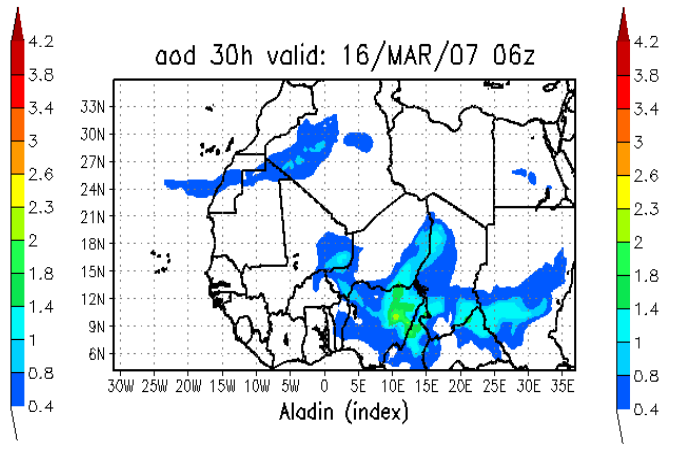
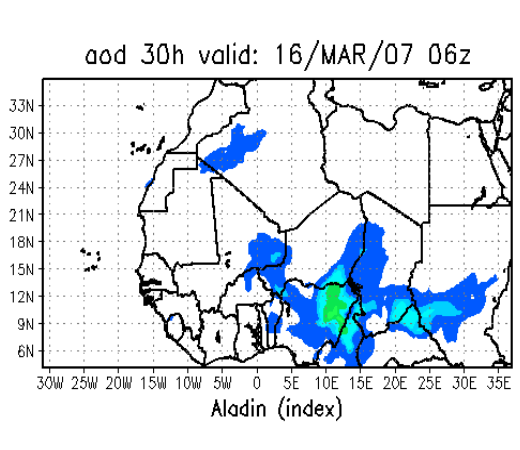
3.4 Prévission de l'épaisseur optique de l'aérosol désertique (AOD)

Les cartes ci-dessous présentent les AOD prévus par les deux versions, DEAD développé (à gauche) et DEAD (à droite) pour les deux périodes 15-17 et 25-27 mars 2007.

a) Période de 15 au 17 mars 2007







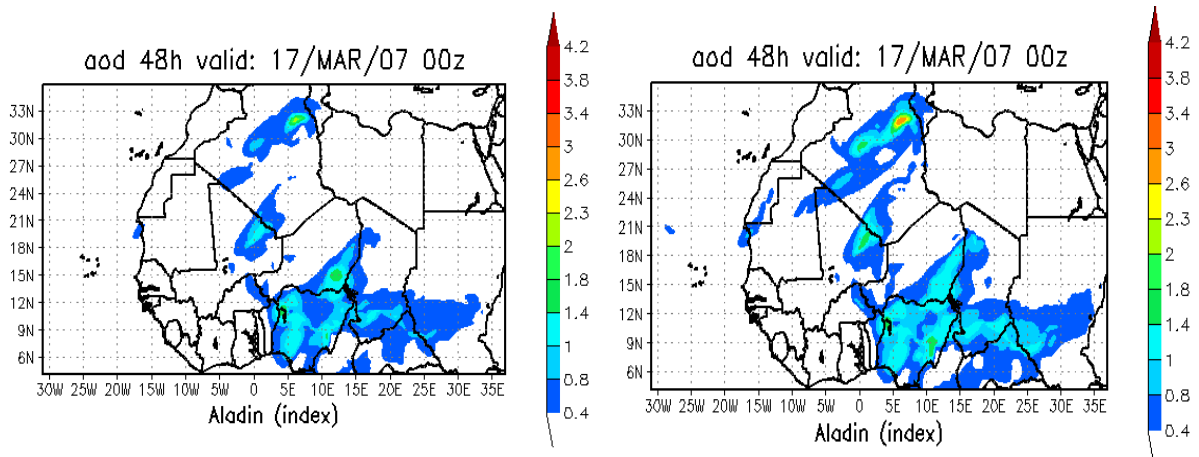
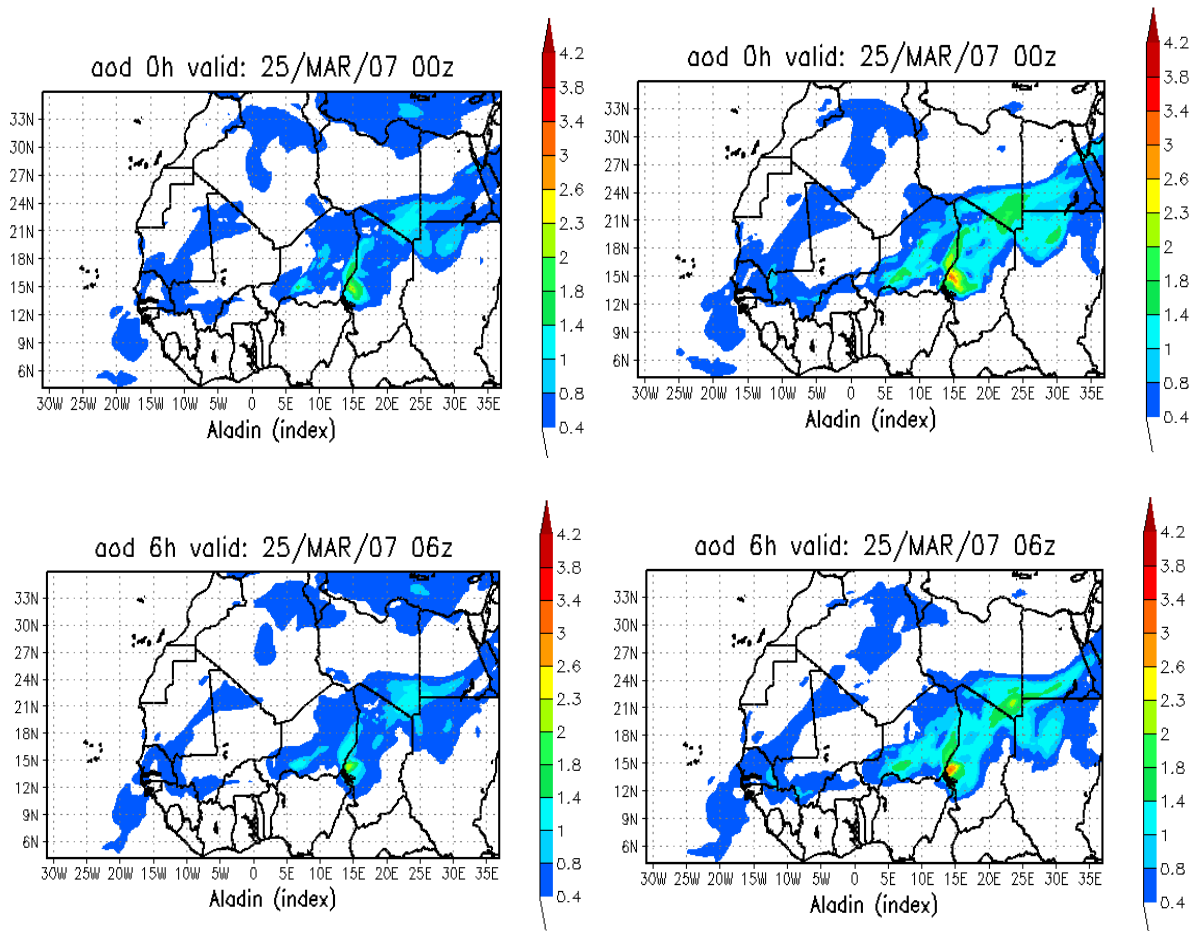
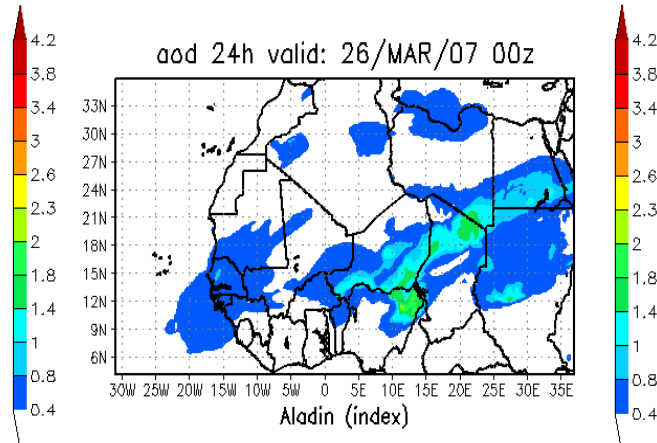
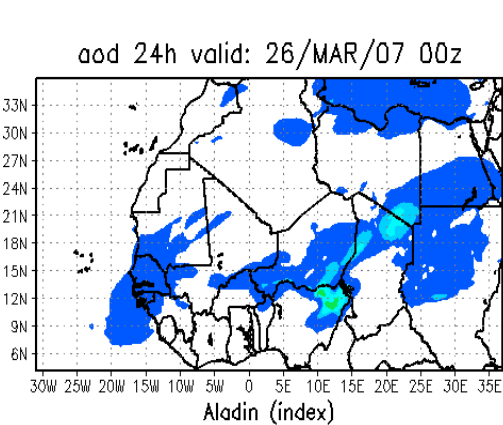
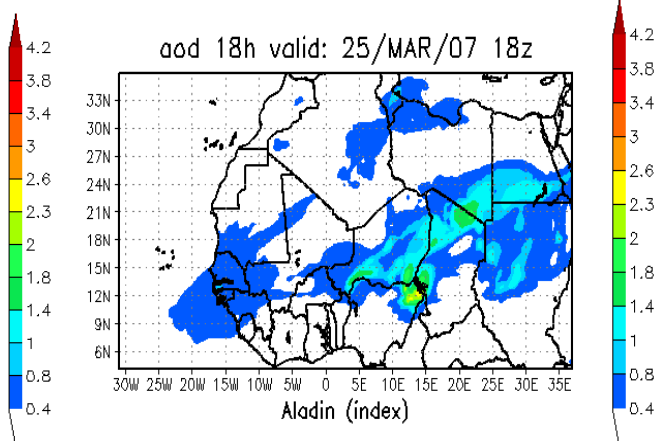
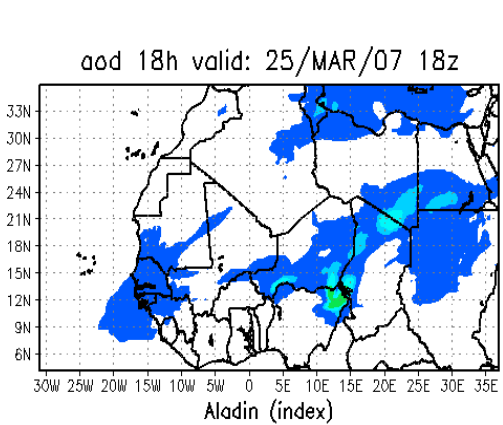
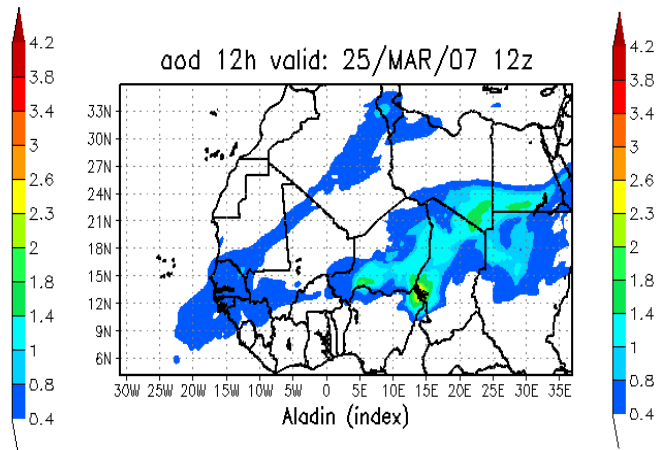
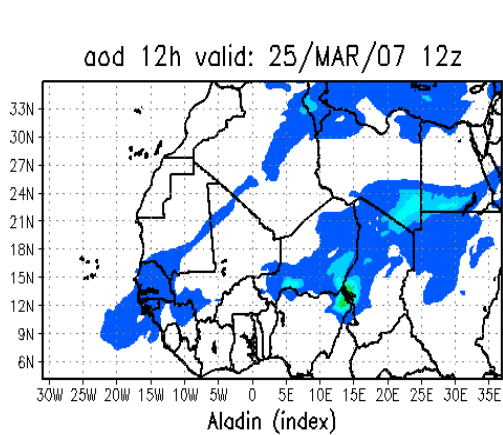
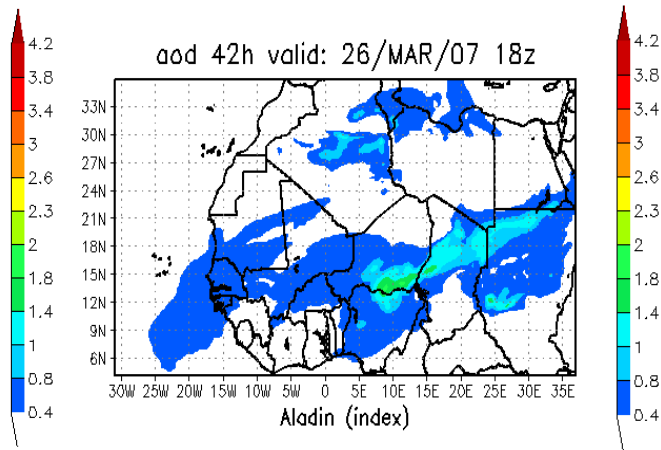
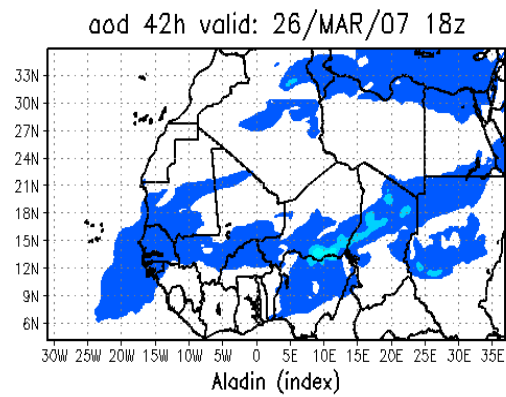
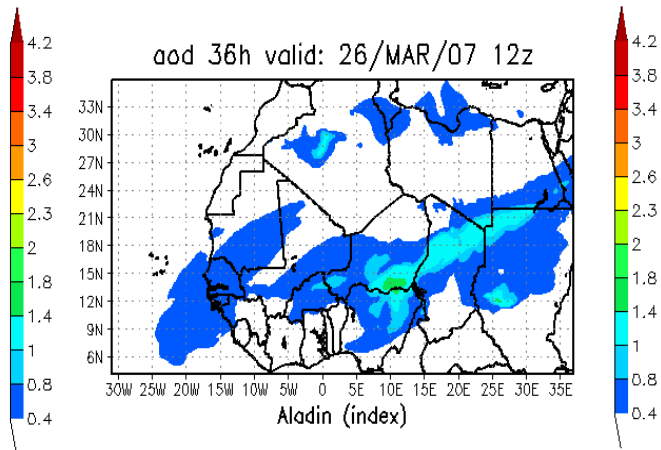
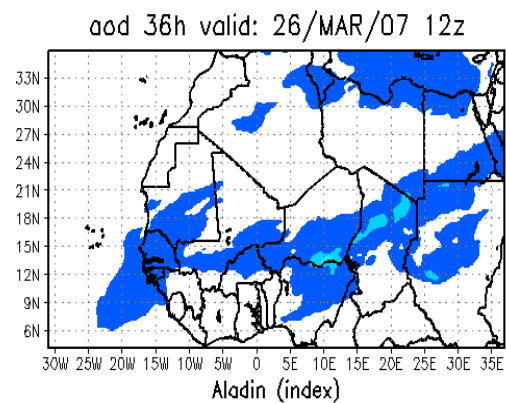
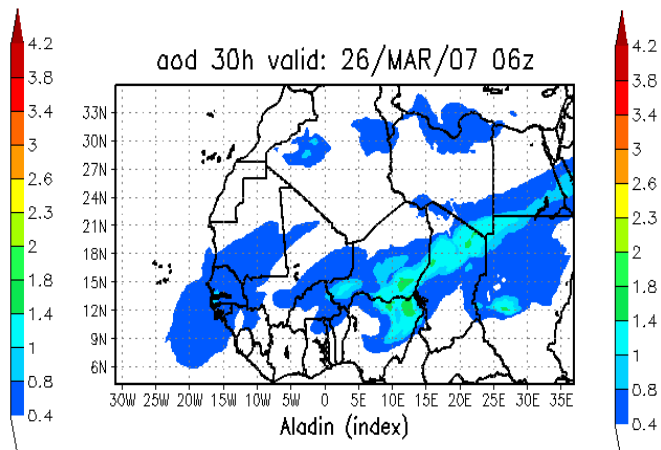
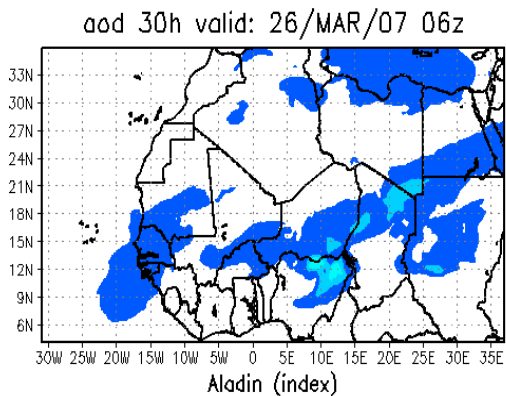


Figure 3.7 : AOD simulé du 15 au 17 mars 2007 par : version développée (à gauche) et version DEAD (à droite)

b) Période du 25 au 27 mars 2007







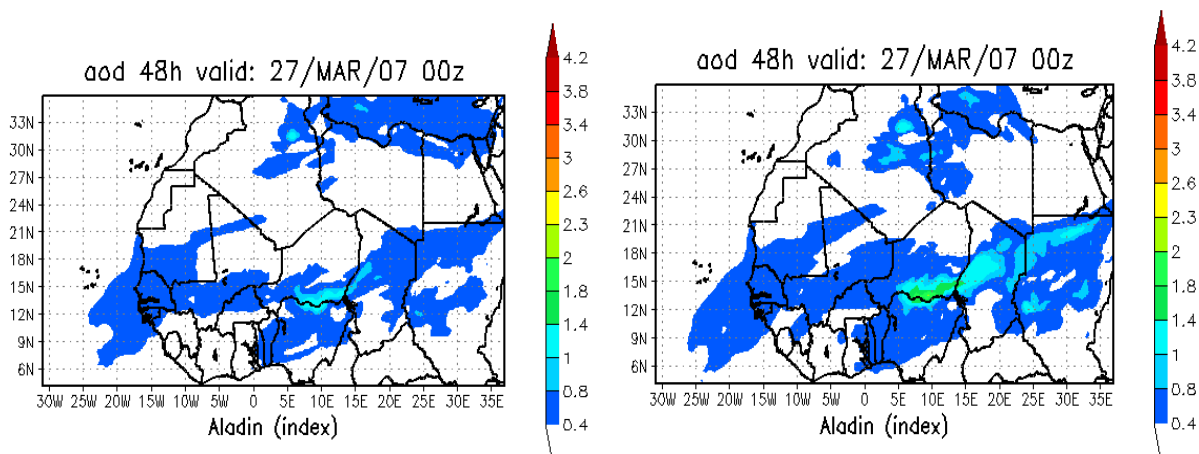


Figure 3.8 : AOD simulé du 25 au 27 mars 2007 par : version développée (à gauche) et version DEAD (à droite)

Les deux versions prévoient des AOD importantes (2) au-dessus de la dépression de Bodélé durant la période du 15-17 mars. En effet, cette zone est classée par les Auteurs comme une source très active en émission de poussière. Deux autres noyaux ont été prévus par les deux versions l'un au-dessus du Soudan (0.8-1.4) et l'autre au nord Sahara (0.8-1.4). Pour les autres régions, les AOD prévus ne sont pas significatifs (0.4-0.8). Durant la période 25-27 mars les deux versions prévoient des panaches d'AOD importantes sur le sud de la Libye et l'Egypte, le Tchad et le sud du Niger. En termes d'extension la différence entre l'étendue des panaches d'AOD prévues par les deux versions est très perceptible. En effet, la version DEAD présente des panaches plus étendues par rapport à la version développée. Cette différence est liée à la différence entre les sources potentielles d'émissions utilisées par les deux versions. En fait, la version DEAD utilise la carte des fractions SAND comme fichier sources potentielles tandis que la version développée utilise les cartes des surfaces relatives des quatre populations considérées. La carte SAND et la carte de la surface moyenne des quatre populations de particules, sont données par la figure 3.9.

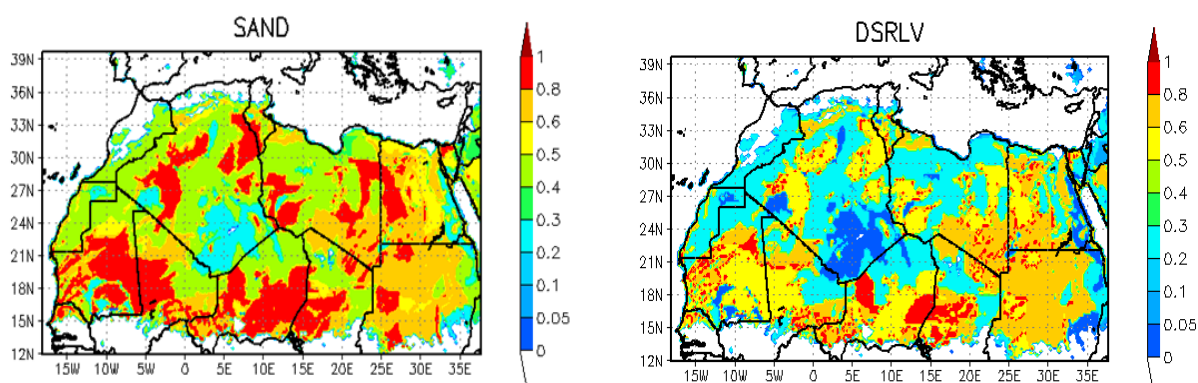


Figure 3.9: Fraction de Sand (à gauche) et surface relative totale (à droite) en Afrique du *nord*

3.5 Validation des résultats

3.5.1 Validation avec les observations satellitaire

Situation du 15 au 17 mars 2007

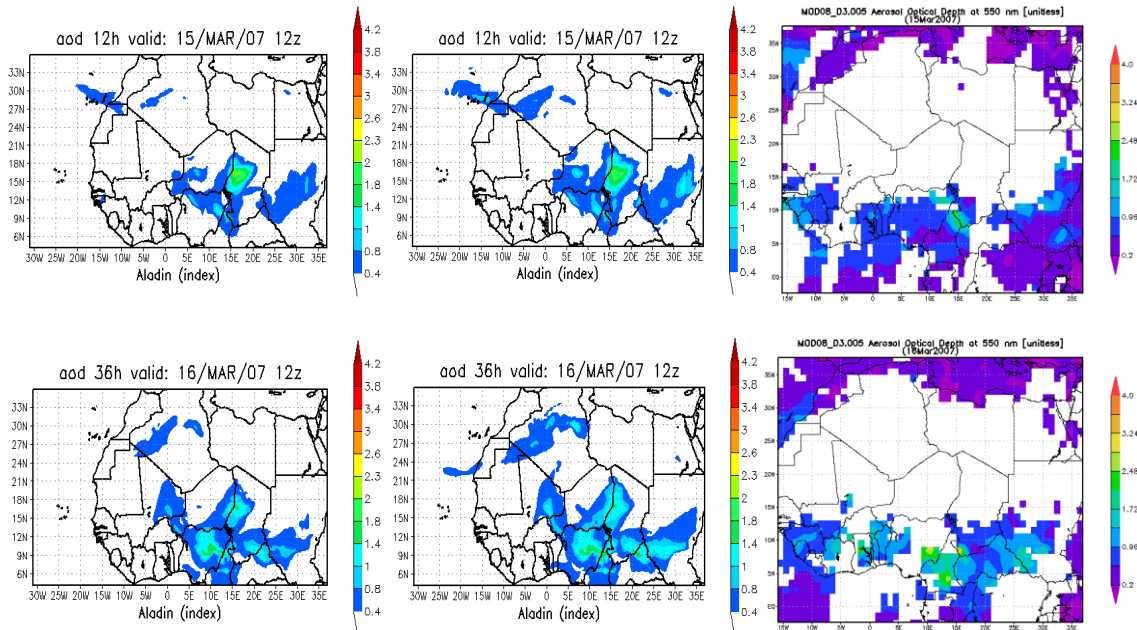


Figure 3.10: AOD simulé par ALADIN-SURFEX utilisant les versions : DEAD développée (à gauche), DEAD (au milieu) et moyenne journalière d'AOD observé par MODIS/AQUA (à droite) pour les journées 15 et 16 mars 2007 à 12 UTC

Situation du 25 au 27 mars 2007

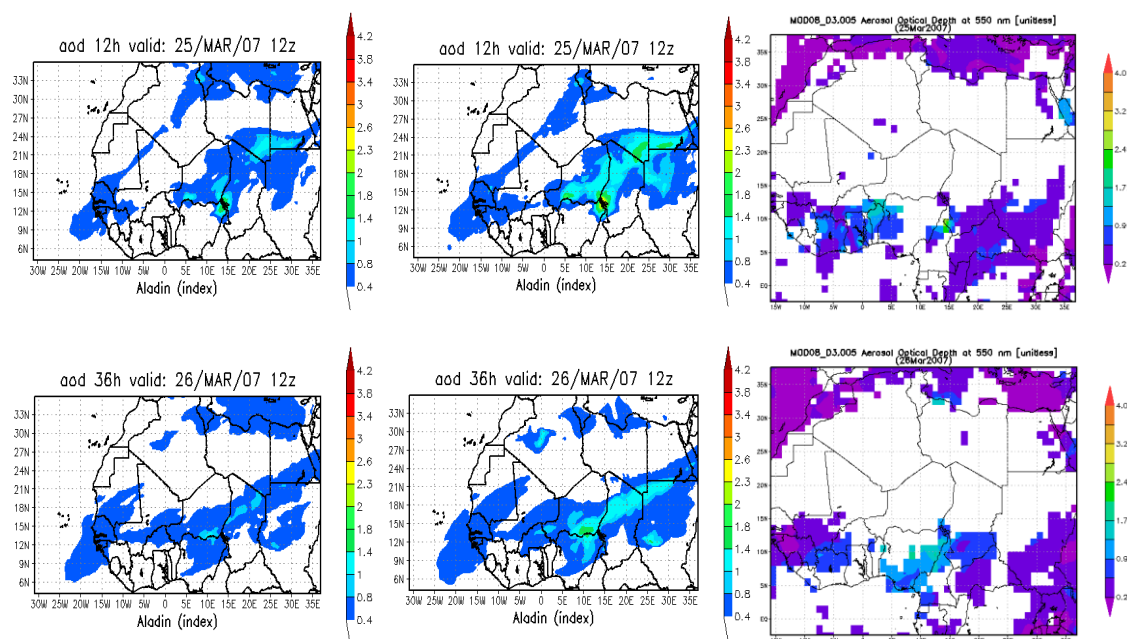


Figure 3.11: AOD simulé par ALADIN-SURFEX utilisant les versions : DEAD développée (à gauche), DEAD (au milieu) et moyenne journalière d'AOD observé par MODIS/AQUA (à droite) pour les journées 25 et 26 mars 2007 à 12 UTC

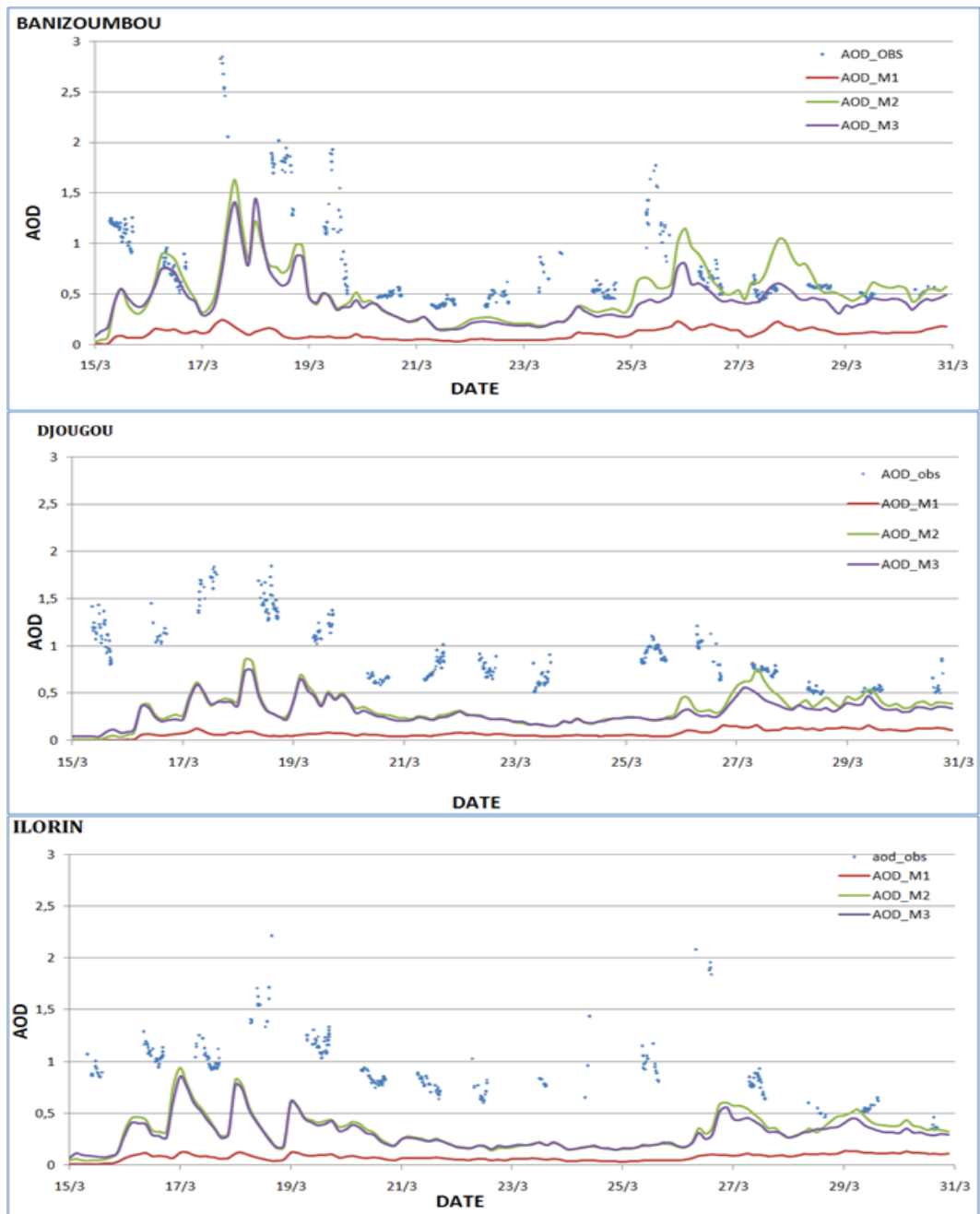
La figure 3.10 montre les cartes des AOD simulées par les deux schémas d'émission de poussières désertiques, schéma DEAD développé à gauche et schéma DEAD au milieu comparés aux cartes d'AOD observées par MODIS/AQUA à droite pour les journées des 15 et 16 mars à 12 UTC. On remarque une très bonne concordance entre les champs prévus et les champs observés aussi bien en intensité qu'en extension et localisation. Il est à signaler que les AOD au dessus du désert sont très mal observés par l'instrument à cause de très faible contraste de température entre l'aérosol désertique et le sol désertique. Ce qui explique le blanc sur les cartes observées au dessus des régions désertiques. Par contre, au-dessus de la végétation, cet instrument est très fiable à l'exception des pixels nuageux.

La même analyse peut se faire pour la situation du 25 au 27 mars (figure 3.11) entre les champs prévus et ceux observés. Mais on signale une légère différence en intensité. En effet la version DEAD prévoit des AOD un peu important par rapport à la version développée.

3.5.2 Validation avec les données Aeronet :

Cette partie est consacrée à l'étude comparative entre les versions : théorique MB95 (M1), version DEAD (M2) et la version DEAD développée (M3). Les résultats d'AOD

obtenus sont comparés aux épaisseurs optiques observées sur les stations suivantes : Banizoumbou, Djougou, Ilorin et Soroa (Figure 3.12).



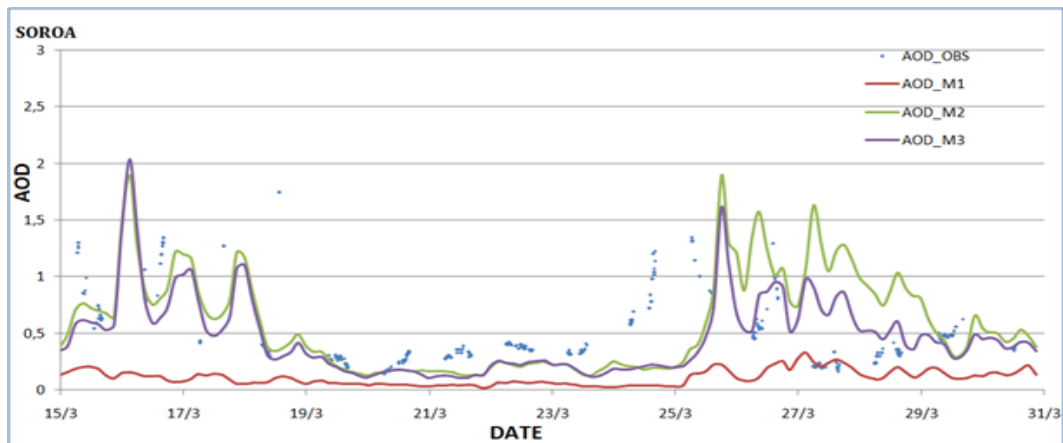


Figure 3.12 : Évolution de l'AOD du 15 au 31 mars 2007 à Banizoumbou, Djougou, Ilorin et Soroa, les points représentent les observations photométriques.

L'analyse des cartes d'évolution d'AOD simulées et observées (Figure 3.12) montre que la version théorique sous-estime beaucoup les AOD sur toutes les stations. Quant aux deux autres versions, DEAD et DEAD développé, on remarque une certaine cohérence entre les courbes d'évolution d'AOD prévues et les observations, notamment au niveau des stations Banizoumbou et Soroa. Un maximum d'AOD (2.8) est enregistré durant la journée du 17 mars le sud Algérie. Ce maximum est lié au passage d'une perturbation durant la période du 16-19 mars sur le sud Algérie et le sud du Niger (Figure 3.13). Par contre, au dessus des stations Djougou et Ilorin, les AOD observées sont plus importantes, comparées à celles qui sont simulées. Pour expliquer l'origine de ces AOD élevées observées durant la période du 17-19 mars, on a eu recours au NOAA Hysplit Model qui permet la reconstitution de la trajectoire des masses d'air (Figure 3.14). Cette figure montre que la circulation des masses d'air durant la période du 16-19 mars au dessus d'Ilorin est en provenance de l'océan Atlantique vers le nord alors que les sources de sable se situe plus au nord, ce qui permet d'avancer que la cause de l'AOD importante, ce sont les aérosols marins et non pas les aérosols désertiques.

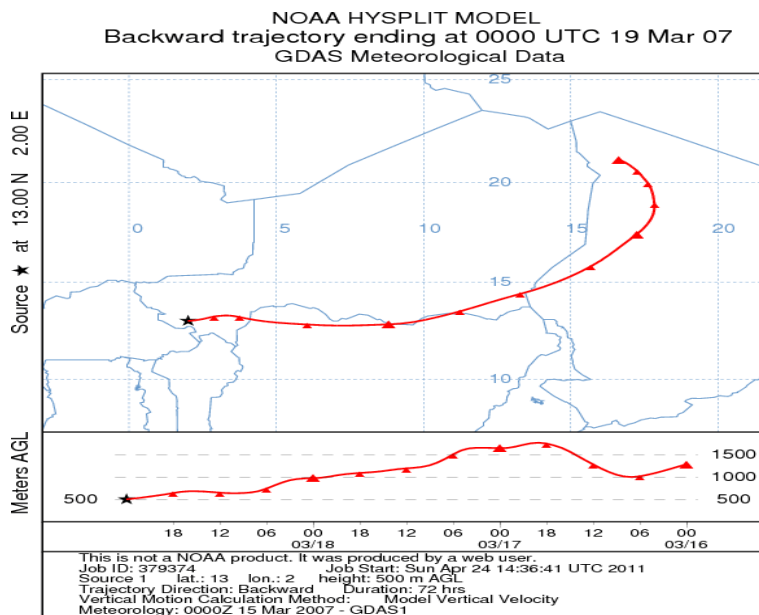


Figure 3.13 : Trajectoire des masses d’air achevée en Banizoumbou du 16 au 19 mars 2007

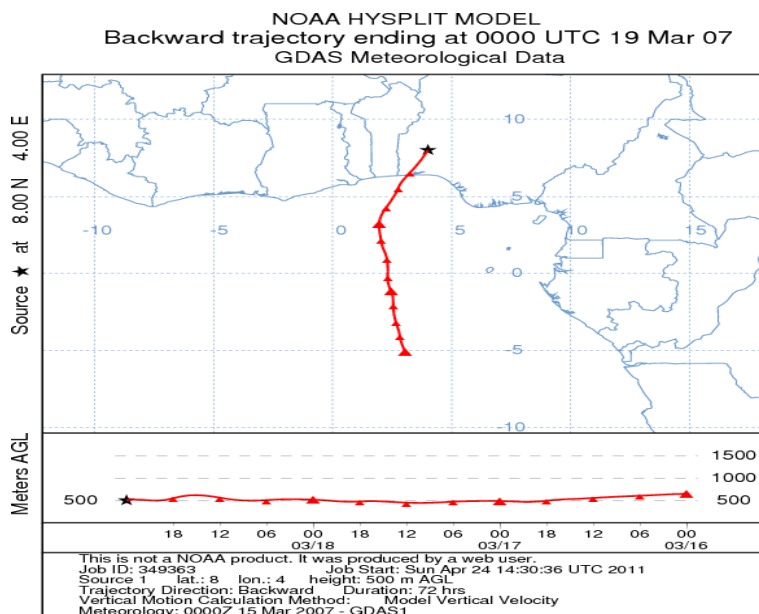


Figure 3.14 : Trajectoire des masses d’air achevée en Ilorin du 16 au 19 mars 2007

CONCLUSION

Ce travail avait deux objectifs principaux, le premier est de mettre en évidence les flux de l'aérosol désertique renvoyés vers l'atmosphère par SURFEX couplé au modèle ALADIN et de tester la fiabilité de ce système, ALADIN-SURFEX, dans le traitement du cycle atmosphérique des aérosols désertiques. Le deuxième est de réaliser une étude comparative entre différentes paramétrisations des processus d'émission dans l'intérêt de choisir la mieux compatible avec les champs physiographique utilisés dans SURFEX. Au début de ce mémoire, nous avons présenté les principales sources d'émission et leurs trajectoires ainsi que les mécanismes de soulèvement des poussières désertiques et les différents facteurs influant sur les émissions et leurs quantifications dans SURFEX. Ensuite nous avons examiné la compatibilité des relations théoriques et les bases de données SURFEX relatives à la surface. Les résultats de cet examen ont montré que la relation de Fécan traitant l'effet de l'humidité du sol sur les émissions, produit des seuils d'érosion importants. Ce qui pénalise les soulèvements des poussières désertiques, notamment en régions sablonneuses. D'autre part, l'efficacité du sandblasting calculé avec la relation de Marticorena représente mal les sources potentielles des émissions. Cette formule donne des efficacités très faibles sur les sols sablonneux. Cependant, ces sols sont considérés par certains auteurs comme des sols très émetteurs en poussières désertiques.

L'étude comparative réalisée sur la situation du 15-31 mars 2007 a montré que la version théorique MB95 sous-estime de manière importante les épaisseurs optiques et initie les soulèvements tardivement par rapport à DEAD et DEAD développée. Ce comportement est une conséquence obtenue suite à l'utilisation de la relation de Fécan dans le traitement de l'effet de l'humidité du sol et celle de Marticorena dans l'efficacité de sandblasting. Ce résultat permet d'avancer que ces deux formules sont incompatibles avec les bases de données SURFEX. Quant aux versions DEAD et DEAD développée, elles ont généralement donné des AOD raisonnables en termes d'intensité et initié les soulèvements de sable en concordance avec les observations. Ceci signifie que les seuils d'érosions calculés suivant de la relation de Fécan corrigée sont en agrément avec la réalité. En revanche, en termes d'extension la version DEAD présente des panaches de poussière plus étendus par rapport à la version développée.

Il est intéressant de noter que les poussières désertiques sont intégrées dans ALADIN d'une façon active, avec interaction sur le bilan radiatif. Cela, sûrement, influe sur la qualité

de la prévision. Pour cela, nous recommandons de mener une étude pour la mise en évidence de l'influence des aérosols désertiques sur la qualité de la prévision en général et de la température et les nuages en particulier, sachant que les aérosols agissent surtout sur la diffusion du rayonnement, comme ils servent de noyaux de condensation pour la formation de gouttelettes qui forment les nuages.

LISTE DES SYMBOLES

D_p diamètre d'un grain du sol
ec énergie cinétique des grains en saltation
ei énergie de cohésion des particules agrégées
F flux vertical d'émission
F_c forces capillaires
F_r force résultante
F_u force générée par l'action mécanique du vent
fw fonction de pondération de l'influence de l'humidité des sols
G flux horizontal de saltation
g accélération de la pesanteur
h hauteur moyenne des obstacles (éléments de rugosité)
I_p forces inter particulaires
k constante de Von Karman, égale à 0.4
k₀ coefficient de réflectance zénithale
k₁ coefficient de diffusion de surface
k₂ coefficient de diffusion de volume
l longueur des obstacles (éléments de rugosité)
M fraction massique du mode j
m masse des grains en saltation
mr coefficient traduisant l'accélération locale de l'écoulement (compris entre 0 et 1)
P poids ou force de gravité
p pression plastique du sol
pi proportion relative de la population i émise par la classe de diamètre D_p
R répartition de l'énergie en fonction de λ
R_t nombre de Reynolds au seuil d'érosion
r réflectance des facettes
S surface
S_p surface basale totale
U vitesse du vent
U_{t(10m)} vitesse seuil de vent à 10 m
U* vitesse de friction du vent
U*t vitesse de friction seuil d'érosion
U*td vitesse de friction seuil d'érosion relative à un sol sec
U*tw vitesse de friction seuil d'érosion relative à un sol humide
u 1ère composante horizontale du vent de surface à 10 m
v 2ème composante horizontale du vent de surface à 10 m
w humidité des sols, teneur massique en eau
w' humidité résiduelle des sols, teneur massique en eau
wt vitesse terminale de chute
Z₀ hauteur de rugosité aérodynamique
Z_{0salt} hauteur de rugosité de saltation
z hauteur au dessus de la surface du sol
z_{0S} hauteur de rugosité lisse
 α efficacité de sandblasting
ou α poids relatif des composantes de volume et de surface
 λ densité de rugosité
 μ coefficient de viscosité dynamique de l'air
v coefficient de viscosité cinématique de l'air (μ/ρ_a)

π nombre Pi

ρ_a densité de l'air

ρ_b densité des agrégats du sol

ρ_p densité d'une particule de sol

τ contrainte de cisaillement exercée par le vent sur la surface du sol

τ_s contrainte de cisaillement locale exercée par le vent sur la surface du sol

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

1. 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.
2. Zhou, M., Chen, Z., Huang, R., Wang, Q., Arimoto, R., Parungo, F., Lenschow, D., Okada K., Wu, P., 1994. Effects of two dust storms on solar radiation in the Beijing-Tianjin area, *J. Geophys. Res.*, 21, 2697-2700.
3. Bauer, S.E., Balkanski, Y., Schulz, M., Hauglustaine, D.A., Dentener, F., 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.
4. Swap, R., Garstang, M., Greco, S., Talbot, R., Gac, J. Y., 1992. Sahara dust in the Amazon basin, *Tellus ser.*, B 44, 133-149.
5. Bergametti, G., Remoudaki, E., Losno, R., Steiner, E., Chatenet, B., Buat-Ménard, P., 1992. Sources, transport and deposition of atmospheric phosphorus over the northwestern Mediterranean, *J. Atmos. Chem.*, 14, 501-513.
6. 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.
7. Rajot, J.L., Alfaro, S. C., Gomes, L., Gaudichet, A., 2003. Soil crusting on sandy soils and its influence on wind erosion, *Catena*, 53, 1-16.
8. Marticorena, B., Bergametti, G., 1995. Modeling the atmospheric dust cycle: 1-Design of a soil derived dust production scheme, *J. Geophys. Res.*, 100, 16415-16430.
9. Shao, Y., Raupach, M.R., Leys, J.F., 1996. A model for predicting aeolian sand drift and dust entrainment on scales from paddock to region, *Aust. J. Soil Res.*, 34, 309-342.
10. Alfaro, S.C., Gomes, L., 2001. Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol distributions in source areas, *J. Geophys. Res.*, 106, 18,075-18,084.
11. Shao, Y., 2001. A model for mineral dust emission, *J. Geophys. Res.*, 106, 20239-20254.

12. A. Grini, P. Tulet and L. Gomes, Dusty weather forecasts using the MesoNH mesoscale atmospheric model, *J. Geophys. Res.*, VOL. 111, D19205, doi:10.1029/2005JD007007, 2006.
13. d'Almeida, G. A., 1986. A model for Saharan dust transport, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 25, 903-916.
14. 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).
15. Schütz, L., 1980. Long range transport of desert dust with special emphasis on the Sahara, in *Aerosols: anthropogenic and natural, source and transport*, Lioy (Ed.), *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 515-532.
16. Ganor, E., Mamane, Y., 1982. Transport of Saharan dust across the eastern Mediterranean, *Atmos. Environ.*, 16 (3), 581-587.
17. Tegen, I., Fung, I., 1994. Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness, *J. Geophys. Res.*, 99 (D11), 22897-22914.
18. Mahowald, N., Kohfeld, K., Hansson, M., Balkanski, Y., Harrison, S., Prentice, C., Schulz, M., Rodhe, H., 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, 15895-15916.
19. Prospero, J. M., Bonatti, E., Schubert, C., Carlson, T. N., 1970. Dust in the Caribbean atmosphere traced to an African dust storm, *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 9, 287-293.
20. Dubief, J., 1979. Review of the north African climate with particular emphasis on the production of eolian dust in the Sahel zone and in the Sahara, in *Saharan dust*, C. Morales, John Wiley and Sons (Eds.), New York, 649-676.
21. Kalu, A. E., 1979. The African dust plume: its characteristics and propagation across West African winter, in *Saharan dust*, edited by C. Morales, John Wiley and Sons, New York, 95-118.
22. Merrill, J.T., Uematsu, M., Bleck, R., 1989. Meteorological analysis of long-range transport of mineral aerosols over the North Pacific, *J. Geophys. Res.*, 94, 8584-8598.
23. Qian, W., Quan, L., Shi, S., 2002. Variations of the dust storm in China and its climatic control, *J. of Climate*, 15, 1216-1229.
24. Sun, J., 2002. Provenance of loess material and formation of loess deposits on the Chinese Loess Plateau, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 203, 845-859 Meigs, P., 1953. *World*

- distribution of arid and semi arid homoclimates, in *Reviews of Res. On Arid Zone Hydrology* (UNESCO, Paris), 203-209.
25. Meigs, P., 1953. World distribution of arid and semi arid homoclimates, in *Reviews of Res. On AridZone Hydrology* (UNESCO, Paris), 203-209.
 26. Coudé-Gaussen, G., 1984. Le cycle des poussières éoliennes désertiques actuelles et la sédimentation des loess péri-désertiques quaternaires, *Bull. Centre Rech. Explor Product. Elf Aquitaine*, 8, 167-182.
 27. 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.
 28. Nickling, W.G., 1994. Aeolian sediment transport and deposition, in *Sediment Transport and Depositional Processes*, K. Pye (Ed.), Blackwell Scientific Publications, 293-350.
 29. Shao, Y., 2000. *Physics and Modelling of Wind Erosion*, Kluwer Academic Publishers, 393 pp.
 30. Schepanski K, I. Tagen, B Laurent, BHeinold , 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.
 31. Chiapello, I., Prospero, J.M., Herman, J., Hsu, C., 1999. Detection of mineral dust over the north Atlantic ocean and Africa with the Nimbus 7 TOMS, *J. Geophys. Res.*, 104, 9277-9291.
 32. Laurent, B., Marticorena, B., Bergametti, G., Chazette, P., Maignan, F., Schmechtig, C., 2005. Simulation of the mineral dust emission frequencies from desert areas of China and Mongolia using an aerodynamic roughness length map derived from the POLDER/ADEOS 1 surface products, *J. Geophys. Res.*, 110, D18S04, doi: 10.1029/2004JD005013.
 33. Schmetz, J., P.Pili, S. Tjemkes, D. just. Kerkmann, S. Rota, And A.Ratier, **2002**, An introduction to meteosat second Generation (MSGG), *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83977-992
 34. Nickling, W.G., Gillies, J.A., 1993. Dust emission and transport in Mali, West Africa, *Sedimentology*, 40, 859-868.
 35. Shao, Y., Raupach, M.R., Findlater, P.A., 1993. Effect of saltation bombardment on the entrainment of dust by wind, *J. Geophys. Res.*, 98, 12719-12726.

36. Bagnold, R.A., 1941. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*, Methuen, London, 265 pp.
37. Iversen, J.D., White, B.R., 1982. Saltation threshold on Earth, Mars and Venus, *Sedimentology*, 29,111-119.
38. Shao, Y., Raupach, M.R., Leys, J.F., 1996. A model for predicting aeolian sand drift and dust entrainment on scales from paddock to region, *Aust. J. Soil Res.*, 34, 309-342.
39. Priestley, C. H. B., 1959. *Turbulent Transfer in the Lower Atmosphere*, University of Chicago Press, Chicago, 130 pp.
40. Raupach, M.R., 1991. Saltation layers, vegetation canopies and roughness lengths, *Acta Mechanica*, 1 (Suppl), 83-96.
41. Shao, Y., 2001. A model for mineral dust emission, *J. Geophys. Res.*, 106, 20239-20254.
42. Chepil, W. S., 1951. Properties of soil which influence wind erosion: IV. State or dry aggregate structure, *Soil Sci.*, 72, 387-401.
43. 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.
44. Fécan, F., Marticorena, B., Bergametti, G., 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.
45. White, B.R., 1979. Soil transport by winds on Mars, *J. Geophys. Res.*, 84, 4643-4651.
46. Alfaro, S.C., Gaudichet, A., Gomes, L., Maillé, M., 1997. Modeling the size distribution of a soil aerosol produced by sandblasting, *J. Geophys. Res.*, 102 (D10), 11239-11249.
47. Gillette, D.A., 1979. Environmental factors affecting dust emission by wind erosion, in *Saharan Dust*, Morales C., Wiley and Sons (Eds.), New-York, U.S.A., 71-94.
48. Laurent, B., Marticorena, B., Bergametti, G., Chazette, P., Maignan, F., Schmechtig, C., 2005. Simulation of the mineral dust emission frequencies from desert areas of China and Mongolia using an aerodynamic roughness length map derived from the POLDER/ADEOS 1 surface products, *J. Geophys. Res.*, 110, D18S04, doi: 10.1029/2004JD005013
49. Zakey, A. S., Implementation and testing of a desert dust module in a regional climate model, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 4687-4704, 2006.