

the 20 000 706

50376
1999
347

N° d'ordre : 2610



THESE

présentée à
L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE

spécialité
LASERS, MOLECULES, RAYONNEMENT ATMOSPHERIQUE

par
Olivier **CHOMETTE**

**MODELISATION ET ANALYSE MESO-EHELLE DU CYCLE DE
L'AEROSOL DESERTIQUE. ASPECTS RADIATIFS ET DYNAMIQUES.**

Soutenu le 27 Octobre 1999 devant la commission d'examen:

M. M. HERMAN	Professeur, Université de Lille I	Président
M. G. BERGAMETTI	Directeur de Recherche, CNRS, Université de Paris VII	Rapporteur
M. J.J. MORCRETTE	Principal Scientist, ECMWF (Reading, UK)	Rapporteur
M. Y. BALKANSKI	Ingénieur de Recherche, CNRS, LMCE, Paris	Membre
M. G. CAUTENET	Professeur, Université de Clermont-Ferrand II	Membre
M. M. LEGRAND	Professeur, Université de Lille I	Membre
M. D. TANRE	Directeur de Recherche, CNRS, Université de Lille I	Membre

U.F.R. de Physique Fondamentale
LABORATOIRE D'OPTIQUE ATMOSPHERIQUE

REMERCIEMENTS

Ce travail a été effectué au Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA) de l'Université des Sciences et Technologies de Lille dirigé par le Professeur Yves Foucart. Je tiens à le remercier de m'avoir accueilli.

Cette étude a été dirigée par Michel Legrand, Professeur au LOA. Je tiens à le remercier de m'avoir encadré et initié à la recherche pendant toutes ces années. J'ai apprécié sa disponibilité, et surtout sa grande sympathie, qui ont rendu ce travail encore plus agréable. Nos discussions m'auront beaucoup apporté. Je lui adresse mon plus profond respect.

Guy Cautenet, Professeur au LAMP (Laboratoire de Météorologie Physique) à l'Université de Clermont-Ferrand II a été d'une aide très précieuse, de par son expertise en modélisation. J'ai beaucoup apprécié de travailler avec lui. Je n'oublierai pas son dynamisme, sa gentillesse et son humour.

Je remercie Jean-Jacques Morcrette, *Principal Scientist* au Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMET) d'avoir bien voulu accepter la charge de rapporteur. Je le remercie également pour m'avoir permis d'utiliser l'une des versions du modèle de transfert radiatif qu'il a créé. Il a toujours été très disponible pour répondre à mes questions (grâce au courrier électronique).

Je remercie Gilles Bergametti, Directeur de Recherche au Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques (LISA), d'avoir porté un œil différent sur mon travail en tant que rapporteur. Je le remercie également, avec Béatrice Marticorena, pour m'avoir donné la possibilité d'utiliser le modèle de production de poussière qu'ils ont créé.

Je tiens à remercier Maurice Herman, Professeur et ex-Directeur du LOA, et Didier Tanré, Directeur de Recherche CNRS, pour l'intérêt qu'ils ont montré pour mon travail en participant à ce jury. Je remercie en outre Didier Tanré pour m'avoir permis d'utiliser les données photométriques du réseau AERONET (AERosol RObotic NETwork) sur l'Afrique.

Yves Balkanski, Ingénieur de Recherche CNRS au LSCE (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement) a bien voulu faire partie de mon jury en tant que spécialiste de la modélisation. Je tiens à l'en remercier sincèrement.

Je tiens à remercier le Professeur Roger Pielke de l'université d'état du Colorado (Colorado State University) pour m'avoir accueilli dans son équipe à Fort-Collins pendant 11 mois. J'ai pu ainsi me familiariser avec le modèle méso-échelle RAMS (Regional Atmospheric Modeling System). J'associe à ces remerciements Dallas McDonald, Tara Pielke, Joe Eastman, Jean-Christophe Golaz, Sue Van Den Heever ainsi que tout le reste de l'équipe de modélisation.

Yarumi Isaka, Professeur et ex-directeur du LAMP, m'a tout d'abord accueilli au sein de son laboratoire pour de petites périodes de travail, puis a contribué financièrement à mon voyage aux Etats-Unis. Je l'en remercie chaleureusement. Son aide aura été précieuse.

Je remercie Anne Marie Lanquette, ingénieur au LAMP. Je l'ai sollicitée pour de nombreux services qu'elle s'est toujours efforcée de me rendre, en particulier l'acquisition des données du CEPMMT.

Je tiens à remercier Christine Deroo et Louis Gonzales, Ingénieurs de Recherche, dont la gestion du système informatique du LOA, ainsi que les logiciels scientifiques qu'ils développent, nous permettent à tous de pouvoir travailler dans les meilleurs conditions possibles.

Merci également à Bernard Bonnel, Maître de Conférence, et Jean-Marc Nicolas, Ingénieur de Recherche, pour leur aide dans certaines phases de mon travail.

Mes problèmes temporaires de place sur les disques du laboratoire ont pu être résolus par le prêt de disques de l'équipe de Colette Brogniez, Professeur au LOA : je l'en remercie.

Enfin un grand merci à tous les autres membres du laboratoire et surtout à mes collègues de bureau, Myriam, Bertrand, Eric, Laurent et Thierry partis aujourd'hui sous d'autres cieux, et Djamel, Frédéric et Gérard, avec qui travailler a toujours été un plaisir, sans oublier tous les autres thésards (comme l'inégalable Dominique), anciens thésards et ingénieurs en CDD.

TABLE DES MATIERES

<u>Introduction générale</u>	9
Etude de l'aérosol désertique	
<u>I) Les aérosols - Généralités</u>	15
<u>I-1) Origine des aérosols troposphériques</u>	15
I-1-a) Les aérosols naturels	15
I-1-b) Les aérosols anthropiques	16
<u>I-2) Effets des aérosols</u>	17
I-2-a) Effet direct	17
I-2-b) Forçage radiatif des aérosols	19
I-2-c) Effet indirect	20
<u>I-3) L'aérosol désertique</u>	21
<u>II) Cycle de l'aérosol saharien</u>	23
<u>II-1) Emission</u>	23
II-1-a) Production	23
II-1-b) Injection dans l'atmosphère	25
II-1-c) Localisation des sources	26
<u>II-2) Transport</u>	28
II-2-a) Processus microphysiques	28
II-2-b) Eléments de météorologie africaine	29
II-2-c) Saisonnalité du transport	31
II-2-d) Altitude du transport	35
<u>II-3) Dépôt</u>	37
<u>II-4) Conclusion</u>	38
<u>III) Détection de l'aérosol désertique</u>	39
<u>III-1) Introduction</u>	39
<u>III-2) Mesures sol</u>	40
<u>III-3) Présentation du satellite Météosat</u>	40
<u>III-4) Traitement satellitaire</u>	42
III-4-a) Rayonnement solaire	42
III-4-b) Rayonnement tellurique	43
<u>III-5) Traitement des images dans l'infrarouge thermique</u>	44
III-5-a) Image référence et image différence	44
III-5-b) Identification des nuages	46
i) Introduction	46
ii) Principe du traitement	46
III-5-c) Validation des images différence	48

<u>III-5-d) Obtention des images IDDI pour une étude climatologique</u>	49
i) <u>Obtention des images "basse résolution"</u>	49
ii) <u>Images moyennes et images de fréquence d'occurrence</u>	50
<u>III-6) Climatologie des aérosols désertiques sur l'Afrique</u>	52
<u>III-6-a) Les différentes zones productrices en Afrique</u>	52
<u>III-6-b) Variations saisonnières et interannuelles des poussières sur le Sahara</u>	53
<u>III-6-c) Détermination des zones source</u>	55
<u>III-7) Détermination des vitesses seuil de soulèvement</u> (publication au J.G.R.)	56
<i>Determination of the wind speed threshold for the emission of desert dust using satellite remote sensing in the thermal infrared</i>	
<u>I) Introduction</u>	58
<u>II) Soil erosion and dust emission</u>	60
<u>II-1) Physical background</u>	60
<u>II-2) Model input data</u>	62
<u>III) Satellite observation of Saharan dust</u>	66
<u>III-1) Remote sensing in the thermal infrared</u>	66
<u>III-2) Infrared Difference Dust Index (IDDI)</u>	66
<u>III-3) Relation between IDDI and visibility</u>	67
<u>IV) Method for estimating erosion threshold</u>	69
<u>IV-1) Graphical evidence of an emission threshold and its determination</u>	69
<u>IV-2) Statistical determination of the erosion windspeed threshold</u>	71
<u>V) Results and discussion</u>	74
<u>VI) Conclusion and prospects</u>	76
<u>III-8) Conclusion</u>	81
<u>IV) Détermination des caractéristiques optiques de l'aérosol désertique</u>	83
<u>IV-1) Distribution granulométrique</u>	84
<u>IV-1-a) Description qualitative</u>	84
<u>IV-1-b) Déterminations expérimentales</u>	84
<u>IV-1-c) Formulation mathématique</u>	85
<u>IV-1-d) Choix des granulométries</u>	86
<u>IV-2) L'indice de réfraction</u>	90
<u>IV-2-a) Généralités</u>	90
<u>IV-2-b) Evolution au cours du temps</u>	90
<u>IV-2-c) Choix de l'indice de réfraction</u>	91
<u>IV-3) Calculs de Mie</u>	92
<u>IV-4) Etude de sensibilité</u>	98
<u>IV-4-a) Discrétisation du spectre</u>	98
<u>IV-4-b) Importance des particules aux extrémités du spectre</u>	100

Modélisation d'un événement de poussière

<u>V) Modélisation d'un événement de poussière</u>	103
<u>V-1) Présentation du RAMS</u>	104
V-1-a) <u>Historique du développement du RAMS</u>	104
V-1-b) <u>Aperçu général du RAMS</u>	105
V-1-c) <u>Initialisation du modèle</u>	106
V-1-d) <u>Les différentes options du RAMS</u>	106
<u>V-2) Présentation des modifications apportées au RAMS</u>	106
V-2-a) <u>Gestion de la physique du cycle des aérosols désertiques</u>	106
V-2-b) <u>Codes radiatifs et paramètres optiques utilisés</u>	108
i) <u>Présentation du code EC3</u>	108
ii) <u>Les codes radiatifs LOA1 et LOA2</u>	109
iii) <u>Méthode de détermination des paramètres optiques de l'aérosol minéral pour EC3</u>	110
V-2-c) <u>Gestion de l'impact radiatif de l'aérosol</u>	111
V-2-d) <u>Nouvelle sortie graphique</u>	114
<u>V-3) Préparation d'une simulation</u>	114
V-3-a) <u>Initialisation du modèle</u>	114
V-3-b) <u>Configuration du modèle</u>	116
V-3-c) <u>Les différents types de simulation</u>	117
V-3-d) <u>Données expérimentales de contrôle</u>	118
<u>V-4) Simulation de l'émission et du transport</u>	122
V-4-a) <u>Emission</u>	123
V-4-b) <u>Transport</u>	130
V-4-c) <u>L'épaisseur optique</u>	142
V-4-d) <u>Discussion des désaccords rapportés au V-4-a et au V-4-b</u>	145
V-4-e) <u>Conclusion</u>	151
<u>V-5 Impact radiatif et couplage dynamique</u>	152
<u>Conclusion générale et perspectives</u>	167
Annexe A - Quelques rappels et définitions	171
Annexe B - Présentation des options disponibles dans le RAMS	177
Liste des figures	183
Liste des tableaux	187
Bibliographie	189

Introduction générale

Le réchauffement de notre planète, dû à l'augmentation de la concentration atmosphérique des gaz à effet de serre (CO_2 , CH_4 , N_2O , ...), et les changements qu'il induira, est aujourd'hui un thème d'étude pour de nombreux scientifiques et un sujet de préoccupation pour bien des gouvernants à travers le monde. Des modèles climatiques complexes sont développés afin d'étudier le réchauffement induit par cet effet de serre. Une des faiblesses de ces travaux de modélisation résulte du fait qu'il existe en suspension dans l'atmosphère, des particules solides d'origine naturelle ou anthropique, appelées *aérosols*. Ces aérosols interagissent avec le rayonnement, intervenant ainsi de façon significative sur le bilan radiatif de l'atmosphère. Ils sont bien plus difficiles à introduire dans les modèles que les gaz à effet de serre. Contrairement à ces derniers qui sont chimiquement bien identifiés, et présentent une faible variabilité temporelle et spatiale (bien mélangés, évoluant lentement au cours du temps), les aérosols constituent un système complexe caractérisé par des variations rapides dans le temps et dans l'espace. Le temps de résidence des aérosols dans l'atmosphère est faible, la répartition des sources et des puits à la surface terrestre et dans l'atmosphère n'est pas du tout uniforme, et l'intensité des émissions n'est pas constante, mais au contraire très sporadique. Les aérosols sont de natures très diverses : les compositions chimique et minéralogique sont variées, les particules couvrent une large gamme de tailles, leur forme qui influe sur l'interaction avec le rayonnement n'est pas toujours sphérique, enfin elles sont éventuellement composites dans leur structure, et sont susceptibles d'évoluer au cours du temps.

Les aérosols agissent par effet direct en diffusant et/ou absorbant les rayonnements solaire et tellurique. Ils interviennent aussi par effet indirect comme noyaux de condensation et de congélation nuageuse. Les travaux de Charlson et al. (1990), de Kiehl et Briegleb (1993) ou encore de Taylor et Penner (1994) montrent que l'effet des aérosols d'origine anthropique pourrait être du même ordre de grandeur que l'effet de serre gazeux, mais de sens opposé (refroidissement). Cependant ces travaux ne tiennent compte que des aérosols d'origine anthropique à base de sulfates (Charlson et al., 1990 ; Kiehl et Briegleb, 1993), auxquels ont été ajoutés les aérosols de combustion de la biomasse (Taylor et Penner, 1994). Pour avoir un bilan complet de l'impact global des aérosols, il faut également considérer les aérosols naturels. Ceux-ci représentent en effet 90% des émissions globales (Andreae, 1994).

Dans ce mémoire, nous nous intéresserons plus particulièrement au cycle de l'une des principales composantes de l'aérosol naturel : l'aérosol minéral désertique (ou poussière) qui représente près de 50% des émissions d'aérosols d'origine naturelle (Andreae, 1994). Bien qu'Andreae classe les aérosols désertiques dans la catégorie des aérosols d'origine naturelle, il faut noter que certains auteurs considèrent qu'une partie de la production de ces aérosols aurait une origine anthropique (Tegen et Fung, 1994, 1995).

Ces poussières sont soulevées par l'action du vent sur les surfaces arides et semi-arides de la planète, et d'abord sur le Sahara qui représente près de la moitié des émissions totales (d'Almeida, 1985). Elles peuvent être transportées par les courants aériens depuis les zones source d'émission, jusqu'à des régions situées à des milliers de kilomètres. Elles se déposent alors progressivement le long des trajectoires parcourues, avec des vitesses de chute dépendantes de la taille des particules (dépôt sec), à moins qu'elles ne soient ramenées à la surface par les précipitations après avoir été capturées par les gouttelettes nuageuses ou par les gouttes de pluie (dépôt humide).

La présence de poussière dans l'atmosphère est le résultat de processus complexes. Le caractère très inhomogène des champs de concentration fait qu'il est relativement compliqué de modéliser le cycle de la poussière dans l'atmosphère. Il existe plusieurs difficultés qu'il faut maîtriser pour bien comprendre et décrire la physique d'un tel cycle. La première condition est d'avoir une bonne description des propriétés des sols, pour localiser et caractériser les zones source et pour décrire au mieux les flux d'émission. Ensuite, la gamme étendue des tailles de particules et l'évolution du spectre granulométrique au cours du temps ajoutent des difficultés, essentiellement par l'alourdissement des calculs numériques qu'ils entraînent. La forme des particules est une difficulté supplémentaire dont nous avons découvert l'importance probable lors de l'exploitation des simulations obtenues. En général, elles ne sont pas sphériques (bien que l'on ait coutume de faire dans les modèles l'hypothèse qu'elles le sont, pour des raisons évidentes de commodité de calcul). Nous verrons que ce fait a une influence non négligeable sur les effets radiatifs des aérosols, ainsi que sur leur vitesse de dépôt par modification de leurs propriétés aérodynamiques. Enfin, nous verrons que la simulation de la dynamique (vents) revêt une grande importance pour une bonne description du soulèvement (vents de surface), du fait de l'existence de vitesses seuil et du caractère non linéaire de ce processus.

Auteurs	Modèle	Soulèvement		Transport	Dépôt	Impact radiatif	Couplage radiatif dynamique
		Processus	Paramétrisation des sols				
Jousseaume, 1990	MCG ^a 5.6°×3.6°	Pas de vitesse seuil, dépendance linéaire avec la vitesse du vent	Uniforme, fonction de la teneur en eau du sol.	Dynamique simulée	Simulé, (une seule classe)	Non simulé	Non simulé
Genthon, 1992	MCG 10°×7.8°	Pas de vitesse seuil, dépendance en puissance 3 de la vitesse du vent, avec un coefficient d'ajustement	Uniforme	Dynamique simulée	Simulé, sec et humide (3 classes)	Non simulé	Non simulé
Tegen et Fung, 1994	MCG 10°×8°	Vitesse seuil unique = 6.5 m.s ⁻¹ dépendance en puissance 3 de la vitesse du vent, avec un coefficient d'ajustement	Suivant la teneur en eau du sol, sa texture et la couverture végétale	Dynamique off-line	Simulé, sec et humide (4 classes)	Non simulé	Non simulé
Tegen et al., 1996	MCG 10°×8°	Idem ci-dessus	Idem ci-dessus	Dynamique off-line	Simulé, sec et humide (8 classes)	Simulé	Non simulé
Guelle, 1998	MCG 2.5°×2.5°	Fonction source de Marticorena (1995)	Fonction source de Marticorena (1995)	Dynamique off-line	Simulé, sec et humide (20 classes, ou schéma spectral)	Non simulé	Non simulé
Schulz et al., 1998	MCG 2.5°×2.5°	Vitesse seuil unique = 3 m.s ⁻¹ dépendance en puissance 3 de la vitesse du vent avec un cycle diurne imposé	Une seule grille de 300×300km est zone source. Masse soulevée recalée sur observations	Dynamique off-line	Simulé, sec (20 classes, ou schéma spectral)	Non simulé	Non simulé
Westphal et al., 1988	Méso-échelle 220×220km	Vitesse seuil unique = 6 m.s ⁻¹ dépendance en puissance 4 de la vitesse de friction du vent	Détermination de zones source et d'une vitesse de friction seuil dépendante des conditions de stabilité de l'atmosphère	Dynamique simulée	Simulé, humide (30 classes)	Non simulé	Non simulé
Nickovic et Drobicic, 1996	Méso-échelle 70×70km	Vitesse seuil de 0.5 m.s ⁻¹ et humidité du sol seuil de 2g.m ⁻³ dépendance en puissance 4 de la vitesse de friction du vent	Suivant l'humidité du sol et un stock disponible dans le sol	Dynamique simulée	Simulée, sec et humide (1 classe)	Non simulé	Non simulé

^a Modèle de Circulation Générale

Tableau 0-1 : Présentation de quelques travaux de modélisation du cycle de l'aérosol désertique.

La modélisation est un outil essentiel pour l'étude du cycle de l'aérosol désertique. Elle nous permet d'obtenir une description exhaustive des processus que nous serions difficilement en mesure d'obtenir à partir des observations. C'est le cas par exemple des champs de concentration de poussière au-dessus du Sahara. De même, à l'heure actuelle, l'imagerie satellitaire ne permet pas de mesurer l'épaisseur optique de cet aérosol au-dessus de zones continentales pas plus qu'au-dessous des nuages. Grâce aux modèles, il est possible d'avoir de telles informations. On peut alors estimer l'impact radiatif de la poussière, ou encore sa distribution verticale dont l'importance a été révélée par les tests de sensibilité effectués par Tegen et Lacis (1996).

Jusqu'à présent, la plupart des modélisations du cycle de l'aérosol désertique ont été faites à l'aide de modèles globaux (Tableau 0-1 ; Jousseau, 1990 ; Genthon, 1992 ; Tegen et Fung, 1994 ; Tegen et al., 1996 ; Schulz et al, 1998). Certains auteurs comme Westphal et al. (1988) et Nickovic et Drobnic (1996) ont utilisé des modèles méso-échelle. Nous utiliserons également un modèle méso-échelle avec une résolution spatiale de 100 km sur 100 km. Ce type de modélisation permet une bonne représentation de la physique du phénomène et elle permet également une meilleure résolution dans l'espace et dans le temps. La paramétrisation du soulèvement, dans les travaux de modélisation regroupés dans le Tableau 0-1, peut être extrêmement schématique, sans vitesse seuil de soulèvement (Jousseau, 1990), c'est à dire sans vitesse minimale du vent de surface au-dessous de laquelle il n'y a pas d'émission de poussière dans l'atmosphère. Cette paramétrisation peut être très simplifiée avec l'utilisation d'une vitesse seuil unique, indépendante de l'état des sols, comme la plupart des travaux présentés au Tableau 0-1, à l'exception du travail de Guelle (1998). Ce dernier utilise le modèle de production de poussière développé par Marticorena (1995), associé à une véritable description des états de sols, permettant ainsi une évaluation plus précise de leur production. Nous utiliserons également ce modèle dans notre travail. En ce qui concerne la dynamique du transport, elle peut être issue de champs "off-line" (c'est à dire extérieurs au modèle et injectés dans celui ci) ou directement simulés par le modèle comme ce sera le cas dans l'étude présente. Pour boucler le cycle de l'aérosol, après le soulèvement et le transport, il faut simuler le dépôt. Certaines études présentées dans le Tableau 0-1 simulent soit le dépôt sec, soit le dépôt humide, soit les deux, en utilisant un nombre de classes de taille de particule, compris entre une et 30 classes. Dans notre étude nous simulerons uniquement le dépôt sec en utilisant 20 classes. A part les travaux de Tegen et al (1996) où l'impact radiatif est simulé, l'ensemble de ces travaux ne le calcule pas. Quant au couplage radiatif-dynamique (i.e. l'impact de la modification des flux radiatifs, du fait de la présence d'une couche d'aérosol, sur la dynamique atmosphérique), il

n'apparaît dans aucune de ces études. Nous simulerons et l'impact radiatif et la dynamique : ce qui nous laissera la possibilité de mettre en évidence une éventuelle interaction radiatif-dynamique.

Pour résumer, le travail présenté dans ce mémoire s'applique à l'étude du cycle de l'aérosol désertique dans son ensemble, il commence par une étude complète de cet aérosol, et s'achève par une simulation de son cycle à l'aide d'un modèle méso-échelle. On décrit le processus d'émission par l'utilisation du modèle de production de poussière de Marticorena et Bergametti, (1995), exploitant une cartographie précise de l'état des sols couvrant la moitié occidentale du Sahara. Un module de calcul de dépôt sec (par sédimentation) décrit l'évolution de la distribution en tailles des particules. Un code de transfert radiatif détaillé permet la prise en compte de l'impact radiatif de l'aérosol désertique. Ces modules de calcul de l'émission, du dépôt sec et du transfert radiatif sont associés au modèle méso-échelle. Ils permettent ainsi, entre autres choses, de s'assurer de l'existence d'un couplage entre les effets radiatifs et la dynamique atmosphérique. Nous étudierons à l'aide de ce schéma un cas de transport de poussière émise sur le Sahara et le Sahel, puis expulsée sur l'océan Atlantique.

Après un premier chapitre (**Chapitre I**) consacré aux généralités sur les aérosols, nous nous sommes attachés au **Chapitre II** à décrire le cycle, c'est à dire la succession du soulèvement, du transport et du dépôt de l'aérosol désertique, puis à décrire et analyser les techniques de détection au **Chapitre III**. Ce dernier chapitre contient également une étude dont la publication est imminente, sur la télédétection satellitaire des vitesses seuil de soulèvement de l'aérosol, paramètre primordial pour une bonne représentation des flux d'émission. Pour expliquer et modéliser correctement l'interaction des poussières avec le rayonnement, il faut avoir une connaissance précise de leurs propriétés optiques, donc de leur distribution granulométrique et de leur indice de réfraction. Le **Chapitre IV** est consacré à la recherche dans la littérature des valeurs de ces paramètres représentant le mieux l'aérosol, puis au calcul de ses propriétés optiques, indispensables à la modélisation par le code radiatif utilisé dans notre étude. Cette première partie terminée et les connaissances nécessaires acquises, le **Chapitre V** est consacré à la modélisation d'un événement de poussière concernant l'ouest du Sahara et l'Atlantique tropical. Nous y présentons d'abord les différents constituants du modèle utilisé et nous y décrivons les modifications apportées, puis nous comparons les résultats simulés obtenus

avec les données d'observation disponibles. Nous concluons enfin cette simulation par une étude de l'impact radiatif de l'aérosol désertique dans l'atmosphère et de son effet sur la dynamique.

CHAPITRE I

Les aérosols - Généralités

Les aérosols sont des particules solides ou liquides en suspension dans l'air, à l'exception des gouttelettes d'eau nuageuse, des cristaux de glace et des brouillards (définition donnée par le World Climate Program, WCP-12, 1980). Leur taille peut varier de 0.01 à 100µm et leur composition chimique, variable, est déterminée par les processus, d'origine naturelle ou anthropique, dont ils sont issus. Au-delà de ces différences d'origine, de taille et de composition chimique, ils ont en commun la propriété d'interagir avec le rayonnement solaire et tellurique dans l'atmosphère, et d'influer sur le climat.

I-1) Origine des aérosols troposphériques

I-1-a) Les aérosols naturels

Pour une grande part, les aérosols naturels sont le produit de l'action mécanique exercée par le vent sur les surfaces terrestres, continentales ou marines. Ce sont les aérosols primaires, directement émis sous forme particulaire (aérosols minéraux, sels de mer...). Ils ont des dimensions importantes (de l'ordre du micromètre), et une composition chimique proche de celle du matériau d'origine. Ainsi les aérosols minéraux, à l'image des sols parent, sont principalement constitués d'argile, de feldspath, de quartz, et présentent donc des teneurs élevées en silicium, aluminium, calcium, fer... (Schütz et Rahn, 1982). De la même façon, les aérosols marins ont une composition voisine de celle de l'eau de mer, dominée par des éléments tels que le sodium, le chlore, le soufre....

Cependant, il existe aussi des processus naturels conduisant à la formation de particules de petite taille, tels que l'activité biologique de certaines espèces de phytoplancton produisant du sulfure de diméthyle (DMS), dont l'oxydation produit des particules de sulfate submicroniques (Charlson et al., 1987). Ces aérosols sont dits secondaires ; ils résultent de réactions chimiques mettant en jeu des précurseurs gazeux.

I-1-b) Les aérosols anthropiques

Les aérosols anthropiques proviennent pour une grande part de la conversion gaz-particule de composés émis sous forme gazeuse par les combustions liées aux activités humaines (combustion d'hydrocarbure par exemple). D'après Andreae (1994), seulement 30% des aérosols anthropiques sont primaires, ce qui recoupe le chiffre de 27% proposé par Bach (1976). Ce processus de conversion produit des particules de taille submicronique (Whitby, 1978), qui se concentrent autour des régions industrielles, donc principalement aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord. Des activités humaines telles que l'agriculture, l'extraction de minerai ou bien encore la combustion de biomasse (feux de brousse essentiellement produits dans les régions tropicales) produisent aussi des particules de taille plus importante, similaires aux aérosols minéraux d'origine naturelle.

La répartition géographique des aérosols (anthropiques et naturels) est très variable. Les aérosols marins suivent naturellement la répartition des océans, les poussières minérales se retrouvent majoritairement autour des régions désertiques de la planète (Sahara, péninsule arabique, déserts d'Asie centrale, etc...). Sans prendre en compte les feux de brousse (essentiellement situés dans les régions de savane et de forêt autour de l'équateur), Bach (1976) estime que les émissions anthropiques de HC, NO₂ et SO₂ ont lieu à plus de 90% dans l'hémisphère Nord.

Il est certes coutumier de distinguer particules anthropiques et naturelles, cependant il peut être difficile dans certains cas d'opérer réellement cette distinction. Les feux de forêt par exemple peuvent être soit d'origine humaine (intentionnels ou non), soit d'origine naturelle (foudre). Les aérosols désertiques originaires du Sahara sont le résultat d'une érosion éolienne naturelle, mais d'après Bryson (1972), les poussières issues du Rajputana (désert situé près de la frontière indo-pakistanaise) seraient plutôt d'origine humaine, puisque résultant de la pratique du surpâturage (voir également Tegen et Fung, 1995, à propos du Sahara).

I-2) Effets des aérosols

Ces particules solides, qui ne représentent qu'une infime partie de la masse totale de l'atmosphère ($10^{-7}\%$), ont une influence significative sur le bilan radiatif terrestre, par leurs effets direct et indirect.

I-2-a) Effet direct

Afin d'évaluer l'impact radiatif des aérosols, Andreae (1994) a tenté de déterminer la contribution relative de chaque variété d'aérosol à l'épaisseur optique totale. Pour cela, il a pris en compte les flux moyens d'émission et les durées de vie pour calculer les masses verticales intégrées. Puis à partir des propriétés optiques des principaux types d'aérosol, il a calculé les épaisseurs optiques (Tableau I-1).

On observe qu'en termes de flux global de masse émise, les aérosols anthropiques représentent un peu plus de 10% des émissions. Les 90% restants concernent les aérosols d'origine naturelle. Ces deux types d'aérosols contribuent néanmoins de façon équivalente à l'épaisseur optique globale. L'importance des émissions anthropiques réside donc moins dans les quantités supplémentaires d'aérosols injectés dans l'atmosphère, que dans les caractères spécifiques des particules produites, en taille et composition chimique, qui déterminent leur effet sur le rayonnement.

Les aérosols absorbent et diffusent une partie du rayonnement solaire, ce qui induit (i) une diminution du flux solaire incident à la surface, (ii) une variation du flux solaire rétrodiffusé vers l'espace, et de l'albédo du système terre-atmosphère.

Les aérosols absorbent, diffusent et émettent du rayonnement infrarouge thermique (effet 1). Outre l'effet direct de ces processus sur le flux tellurique émis par le système terre-atmosphère, leur impact sur le flux solaire se traduit de jour par une modification du flux infrarouge thermique émis par la surface, d'où une modification supplémentaire du flux tellurique émis par la planète (effet 2).

Source	Flux Mt/an	Durée de vie Jours	Masse Intégrée mg/m ²	Coefficient d'extinction massique m ² /g	Épaisseur optique
Aérosols naturels					
<i>Primaires</i>					
Poussière minérale	1500	4	32.2	0.7	0.023
Sel de mer ou aérosol marin	1300	1	7.0	0.4	0.003
Poussière volcanique	33	4	0.7	2.0	0.001
Débris biologiques	50	4	1.1	2.0	0.002
<i>Secondaires</i>					
Sulfates biogéniques	90	5	2.4	7.1	0.017
Sulfates produit du SO ₂ volcanique	12	5	0.3	7.1	0.002
Nitrates produit des NO _x	55	7	2.1	8.0	0.017
Matière organique biogénique	22	4	0.5	2.0	0.001
HCNM ¹					
Total	3060		46		0.066
Aérosols anthropiques					
<i>Primaires</i>					
Poussière industrielle, etc...	100	4	2.1	2.0	0.004
Carbone suie	20	6	0.6	10.0	0.006
<i>Secondaires</i>					
Sulfates produit du SO ₂	140	5	3.8	7.1	0.027
Produit de combustion de biomasse	80	8	3.4	8.0	0.027
Nitrates produit des NO _x	36	4	0.8	2.0	0.002
Matière organique biogénique	10	7	0.4	8.0	0.003
HCNM ¹					
Total	390		11.1		0.069
TOTAL	3450		57		0.135
Fraction anthropique	11%		19%		52%

¹ HCNM : Hydrocarbures hors-méthane

Tableau I-1 : Intensité des sources, temps de résidence, contenu vertical intégré et épaisseur optique à 550 nm des différents types d'aérosols troposphériques (d'après Andreae, 1994).

L'efficacité de cet effet direct est liée aux caractéristiques optiques des aérosols (sections efficaces d'extinction et de diffusion, fonction de phase...), elles-mêmes imposées par la nature et les propriétés microphysiques (concentration, taille, composition chimique...). C'est ainsi que l'effet 1 n'est vraiment sensible que pour des modèles d'aérosol contenant des grosses particules (>1µm) tels que les aérosols désertiques.

I-2-b) Forçage radiatif des aérosols

Le forçage radiatif est le changement de flux radiatif net au sommet de l'atmosphère, uniquement dû à l'effet radiatif direct des aérosols. Des simulations récentes (Charlson et al., 1990 ; Kiehl et Briegleb, 1993 ; Taylor et Penner, 1994) indiquent que le forçage radiatif induit par l'augmentation des émissions d'aérosols anthropiques pourrait être équivalent, mais de signe opposé, à celui induit par les gaz à effet de serre (ces simulations ne tiennent compte que de l'effet direct). Les gaz à effet de serre, transparents au rayonnement solaire, forment un écran qui freine l'émission du rayonnement infrarouge tellurique vers l'espace, ce qui a pour effet un réchauffement des basses couches atmosphériques. Les aérosols ont une influence opposée à celle de ces gaz, car les particules sont plus efficaces pour atténuer le flux d'énergie solaire descendant que par leur effet de serre, ce qui aboutit à un refroidissement des basses couches. Andreae (1996) estime que le refroidissement induit par les aérosols anthropiques est compris entre -0.5 et -2 W m^{-2} . Ces chiffres sont à comparer au forçage positif (réchauffement) des gaz à effet de serre, d'environ 2.7 W m^{-2} .

On voit que de grandes incertitudes subsistent pour évaluer précisément ce forçage par les aérosols :

- Contrairement aux gaz à effet de serre, les particules d'aérosol ont un temps de résidence variable mais toujours court dans la troposphère. De plus, la répartition non uniforme des sources d'aérosol et le contrôle de leur cycle (émission, transport et dépôt) par les conditions météorologiques (vitesse de vent en surface pour les aérosols marins et les aérosols minéraux, circulation générale pour la direction du transport, présence nuageuse, etc...) rendent complexe ce travail d'évaluation du forçage.
- En outre, il faut noter que les travaux d'Andreae s'attachent uniquement aux effets des aérosols anthropiques, alors que pour évaluer un effet global, il faudrait tenir compte de la composante naturelle dont rien n'indique qu'elle soit stable au cours du temps.

Au contraire des gaz à effet de serre, il existe donc une très grande variabilité spatiale et temporelle des aérosols. Cela aura pour effet un forçage radiatif difficile à apprécier et contrasté dans le temps comme dans l'espace ; Le Treut (1995) note par exemple de très nettes différences

entre les deux hémisphères ; les concentrations d'aérosol étant plus importantes dans l'hémisphère nord

I-2-c) Effet indirect

Les aérosols peuvent aussi influencer le bilan radiatif en agissant en tant que noyaux de condensation nuageuse (Cloud Condensation Nuclei, CCN) et noyaux glaçogènes (c'est le cas par exemple de l'aérosol désertique, Bertrand, 1977). Cet effet concerne d'abord les particules hygrophiles (qui constituent les CCN) sur lesquelles les gouttelettes d'eau peuvent se condenser, et ensuite certaines particules cristallines sur lesquelles l'eau vient se déposer en phase solide.

Ils influencent les propriétés optiques et physiques des nuages par modification de la taille et de la concentration en nombre des gouttelettes nuageuses. Ainsi une augmentation de la concentration en aérosol peut induire une augmentation de la concentration en CCN et du nombre de gouttelettes d'eau nuageuse, avec une diminution de la taille des gouttelettes, et une augmentation de l'albédo des nuages. Cela a pour effet une augmentation du rayonnement réfléchi vers l'espace, donc un refroidissement du système climatique (Charlson et al., 1987). Leur composition chimique peut aussi affecter le pH des gouttelettes (pluies acides) et contrôler la vitesse des réactions chimiques qui ont lieu à l'intérieur.

Il est à noter que si les aérosols influencent les nuages, ces derniers influencent aussi les aérosols en retour, en constituant un puits important d'aérosols par voie humide (ceux formant des gouttelettes, et ceux capturés par précipitation des gouttes provenant du nuage). Inversement, lorsque les nuages s'évaporent, ils libèrent dans l'atmosphère des particules d'aérosol qui auront subi des modifications de leurs propriétés physiques et chimiques, et donc radiatives, par rapport à leur état initial. Levin et al. (1996) notent une augmentation de la propriété des aérosols désertiques de devenir noyaux de condensation nuageuse, après leur interaction avec la phase aqueuse des nuages.

I-3) L'aérosol désertique

D'après le Tableau I-1, 90% des émissions globales d'aérosols sont d'origine naturelle, parmi lesquels 50% sont émises par les régions arides et semi-arides du globe sous forme d'aérosol (ou poussière) minéral ou désertique. Il contribue à lui seul à 17% de l'épaisseur optique totale. La zone saharienne serait à elle seule responsable de l'émission de plus de 700 Mt/an dont 88% sont expulsés vers l'océan Atlantique (d'Almeida, 1985). Les zones du globe où s'effectuent la production de poussières désertiques sont illustrées par la Figure I-1. Nous pouvons noter l'importance du Sahara qui alimente à la fois l'océan Atlantique, la mer Méditerranée et la mer Rouge. Nous pouvons compléter cette figure en notant que l'Arabie Saoudite, et le désert du Thar (au sud de l'Inde) expulse des aérosols désertiques vers l'océan Indien pendant la mousson d'hiver (Husar, 1997).

Nous concentrerons notre étude sur ces poussières désertiques et plus particulièrement sur celles émises par la zone saharienne et transportées vers l'océan Atlantique.

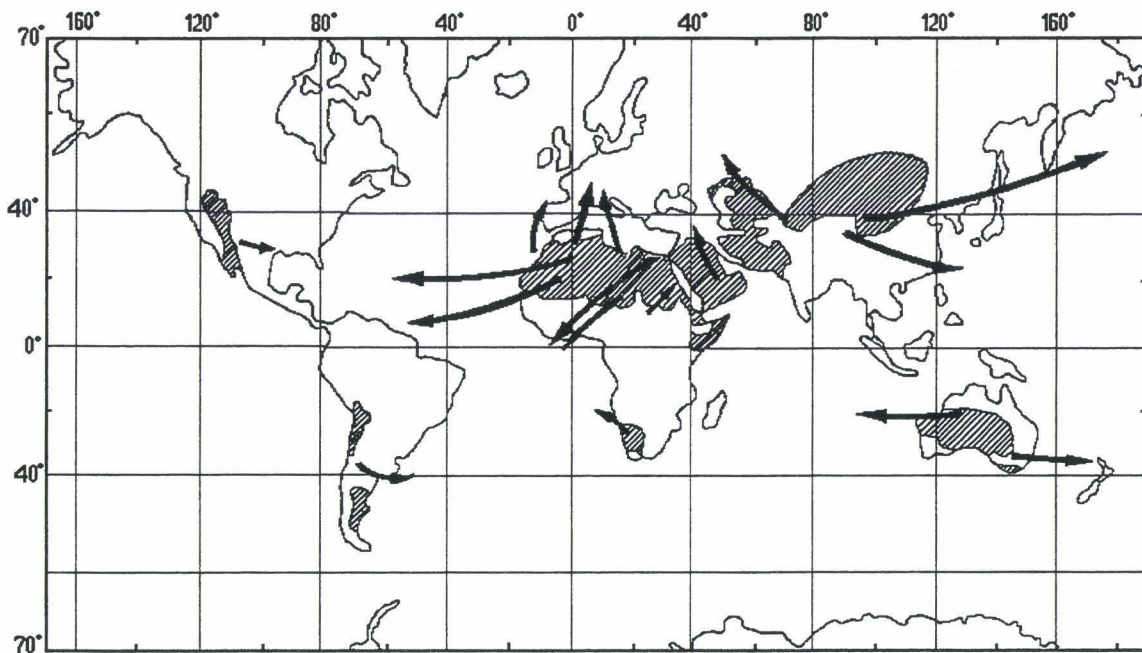


Figure I-1 : Principales sources d'émission de poussières, axes principaux et distances de transport (d'après Pewé, 1981).

CHAPITRE II

Cycle de l'aérosol saharien

Les expulsions de poussière au-dessus de l'océan Atlantique ont pour origine les régions désertiques du nord de l'Afrique : le Sahara, et sa lisière sud, le Sahel.

II-1) Emission

II-1-a) Production

Une condition pour qu'une zone géographique puisse être considérée comme source potentielle est qu'elle contienne un stock de particules susceptibles d'être soulevées. Ainsi une zone rocheuse ou montagneuse ne peut pas être productrice de poussière. Les sols humides de nos régions contiennent un stock important de petites particules produites sous l'action de l'eau et de la végétation (productrice de matière organique). Mais l'humidité de ces sols et la végétation qu'elle entretient interdisent tout soulèvement en renforçant la cohésion du sol. La végétation et plus généralement les divers éléments de rugosité présents sur la surface augmentent les seuils d'érosion en dissipant une fraction de l'énergie cinétique éolienne qui n'est alors plus disponible pour mobiliser les grains du sol (Lyles, 1977). Il est cependant à noter que de telles zones non émettrices de poussière, contenant un stock important de petites particules, peuvent devenir sources avec la disparition de l'humidité du sol et de la couverture végétale. Hopkins et al. (1946) notaient que la présence de taux élevés de matière organique dans les sols secs procure à ces sols une structure meuble, propice à l'érosion. Une zone aride est donc d'autant plus productrice qu'elle était humide dans le passé. C'est le cas notamment du Sahara, région fortement productrice, qui était humide dans un passé récent (quelques milliers d'années), avant de devenir aride aujourd'hui.

Le processus de production de poussière commence par la mobilisation des grains du sol sous l'action du vent (érosion éolienne ou déflation). Plusieurs forces s'opposent à cette mobilisation. L'existence de ces forces implique qu'un seuil de vitesse de vent soit atteint pour mobiliser ces éléments du sol. Cette vitesse seuil est définie comme celle pour laquelle les forces aérodynamiques équilibrent celles qui maintiennent les particules au sol. Une diminution de ce

seuil est observée avec la diminution de la taille des grains du sol, entre plusieurs centaines de micromètres et environ 80 micromètres. Cela s'explique par la diminution des forces de gravité avec la masse des particules. Ensuite ce seuil augmente pour des particules plus petites que 80 micromètres, ce qui indique l'existence d'autres forces : les forces de cohésion interparticulaires plus importantes pour de petites particules. Le seuil d'érosion dépend de plusieurs facteurs naturels, la végétation et les éléments de rugosité, l'encroûtement en surface, la texture, la composition et l'humidité du sol érodable.

Il existe, selon le bilan entre les forces de gravité et les forces aérodynamiques, différents types de mouvements :

Le "creeping" → $D > 2000 \mu\text{m}$ C'est un mouvement en surface sur laquelle les particules roulent ou glissent (cas des mouvements dunaires, par exemple). La distribution en taille des grains considérés est très proche de la distribution en agrégats libres du sol parent sec.

La saltation → $50 < D < 2000 \mu\text{m}$ Les particules sont éjectées de la surface. Les grains atteignent quelques dizaines de centimètres de hauteur avant de retomber car le poids parvient rapidement à équilibrer la poussée aérodynamique. Ce mouvement tire son nom du latin "saltare" qui signifie sauter, danser. Lors des impacts, les particules peuvent se briser (surtout si elles sont agrégées) ou briser d'autres agrégats situés aux points d'impact. Il en résulte une projection de fragments plus petits. Ce bombardement de la surface par les grains en saltation est appelé phénomène de "sandblasting".

La suspension → $D < 50 \mu\text{m}$ La force aérodynamique est dominante. Les particules sont transportées verticalement grâce aux turbulences de l'écoulement, parfois sur de grandes distances. Les particules en suspension sont pour l'essentiel les fragments résultant du "sandblasting". Ainsi la saltation, en produisant de fines particules, constitue l'étape préalable à la mise en suspension des poussières.

La limite entre saltation et suspension est contrôlée par le rapport des vitesses de friction et de chute des particules, qui dépend de leur taille et de leur masse volumique. Les sols sableux¹ ont un seuil de mobilisation très bas, alors que les sols argileux¹ ont un seuil

¹ En terme de classification sédimentologique de granulométrie des sols, le contenu en argiles d'un sol représente la fraction de fines particules ($< 2\mu\text{m}$), alors que les sols sableux représentent les sols composés de grains de taille grossière ($> 50\mu\text{m}$).

élevé. Le sable se déplace par saltation, au niveau du sol mais est en général trop gros pour être soulevé et transporté sur de longues distances. Par contre les argiles qui nécessitent un apport d'énergie plus important pour être mobilisées pourront être ensuite transportées loin de leur source.

Le vent, responsable de l'apport d'énergie nécessaire à la mobilisation puis à l'injection des particules dans l'atmosphère, dépend des conditions météorologiques. Ainsi on observe que les soulèvements d'aérosols se font le plus souvent de jour, quand la convection thermique renforce la vitesse du vent. Le cycle diurne du vent contrôle la production de poussière ; on observe la plupart des soulèvements entre 10h et 18h (Bérenger, 1963 ; Middleton, 1985 ; Goudie et Middleton, 1992). Mais le cycle diurne n'est pas le seul à intervenir, ainsi Westphal et al. (1987) signalent que des perturbations d'est peuvent entraîner des soulèvements à n'importe quelle heure de la journée.

II-1-b) Injection dans l'atmosphère

Les mécanismes de production décrits dans le paragraphe précédent, ne suffisent pas à l'introduction de la poussière dans l'atmosphère libre. Si le flux d'air présente un caractère très laminaire, la couche de poussière reste mince et limitée au ras du sol, inapte à être transportée sur de longues distances. Elle ne pourra s'épaissir que si la basse atmosphère est le siège de mécanismes turbulents.

Dubief (1979) en distingue deux :

- Un mécanisme de turbulence thermique associée à l'intense convection produite au cours de la journée par la forte surchauffe du sol.
- Un mécanisme de turbulence d'origine dynamique alimenté par des dépressions d'origine orographique localisées près des reliefs ou relevant de la situation météorologique de grande échelle.

II-1-c) Localisation des sources

Après avoir vu les principaux mécanismes de production de poussières sahariennes, intéressons-nous aux zones émettrices. Au Sahara, les régions montagneuses du Tibesti, du Hoggar, de l'Ennedi ou encore de l'Atlas ne peuvent être zones source, comme nous l'avons vu précédemment. En revanche, celles-ci sont localisées au niveau des sédiments et dépôts alluviaux issus de ces régions montagneuses, accumulés lors de périodes humides (dépressions, bassins sédimentaires, anciennes vallées). De même les sols des bordures sahariennes sont particulièrement riches en fines particules (argiles, limons et résidus d'origine végétale).

Les modifications du climat ont une influence sur les sources de poussière, que ce soit saisonnièrement, avec le mouvement du front intertropical de convergence qui apporte de l'humidité et annihile les sources les plus méridionales dans son mouvement vers le nord, ou bien à des échelles de temps plus grandes, avec des évolutions telles que l'actuel assèchement qui affecte la zone sahélienne.

La Figure II-1 proposée par Legrand (1990) faisait le point sur les principales zones du Sahara considérées comme sources importantes de poussière désertique. Cette carte a été construite en combinant différentes informations obtenues par divers auteurs utilisant des approches variées (mesures de visibilité, données météorologiques, données pédologiques, etc...). En reprenant les travaux de Legrand (1990), et les remarques de Bergametti (1992), il semble qu'il existe trois sources principales sur le Sahara : La première identifiée B1 sur la Figure II-1 est située dans le bassin du Tchad et vers le Ténéré, et serait la source la plus productrice de poussières atteignant le golfe de Guinée.. La seconde est située dans le sud de l'Algérie, entre les massifs montagneux du Hoggar et de l'Adrar des Iforas. Elle est identifiée comme étant la source A2 sur la Figure II-1. D'après Bergametti (1992), cette source doit être étendue vers la Mauritanie et l'ouest de l'Algérie entre 20 et 30°N (A1 sur la Figure II-1). Cette seconde source (A1+A2) serait responsable de la plus grande partie de la poussière transportée au-dessus de l'océan Atlantique. Enfin la troisième, notée A4, est située au nord du Soudan et est responsable des phénomènes de poussières observés dans le ciel israélien.

Il existe d'autres sources qualifiées de secondaires (car de moindre importance en terme de masse soulevée), comme les sources S1, S2 contribuant à l'empoussièrement observé en Méditerranée.

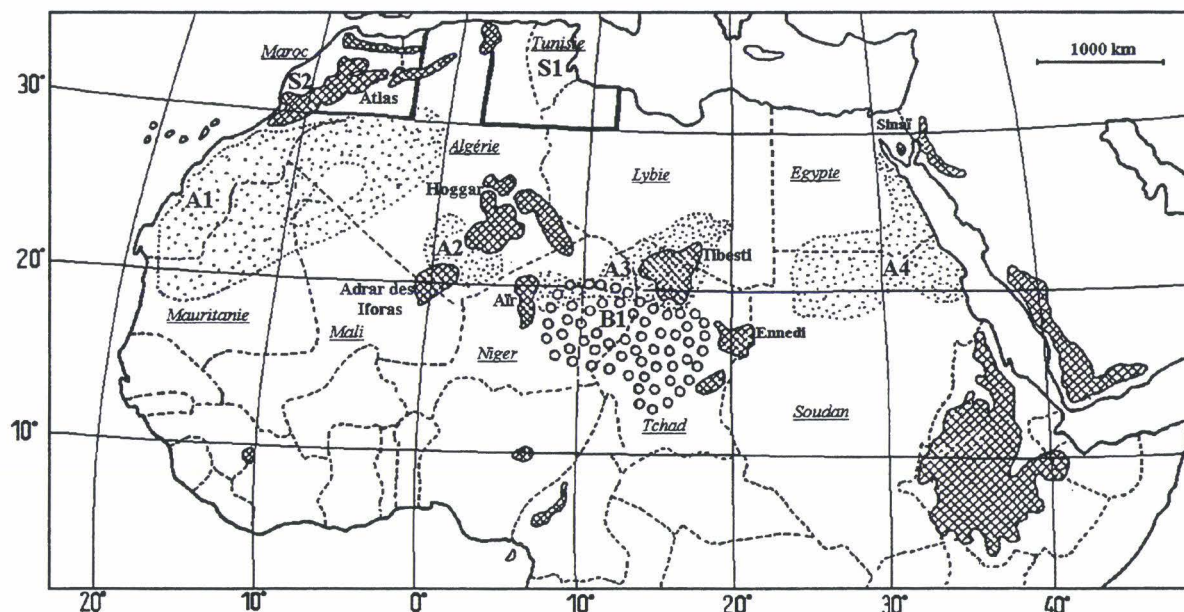


Figure II-1 : Position des zones source de poussières au Sahara et au Sahel selon différents auteurs. B1 (Bertrand et al., 1974) ; A1, A2, A3, A4 (D'Almeida, 1986) ; S1, S2 (Bergametti, 1987). D'après Legrand, 1990.

Selon Bergametti (1992), l'approche utilisée pour identifier les sources de la Figure II-1 n'est pas représentative d'un point de vue climatologique. Les sources ainsi déterminées sont des régions qui ont été reconnues comme étant productrices, ce qui ne signifie pas qu'il n'en existe pas d'autres. De plus, il n'existe aucune information sur la saisonnalité de ces sources. N'Doumé (1993) grâce à l'imagerie Météosat a pu mettre en évidence de façon saisonnière la position des sources de poussière sur le Sahara (voir Figure III-8 p.99 de N'Doumé, 1993). Neuf sources différentes ont été ainsi déterminées et regroupées dans Legrand et al. (1995), caractérisées par leur cycle d'activité saisonnière. En règle générale les sources déterminées par N'Doumé (1993) recourent bien celles de la Figure II-1 avec néanmoins la détermination de nouvelles régions productrices comme le nord du Mali ou encore le sud-ouest du Niger. Marticorena (1995), à partir de la description des sols et des processus physiques du soulèvement, a créé des cartes mensuelles des fréquences de soulèvement et des cartes des flux de poussières mensuels moyens sur une zone comprise entre 19°-36°N et 16°W-12°E. Ces cartes montrent la localisation des zones source et leur saisonnalité, et ont été comparées de manière satisfaisante avec les travaux de N'Doumé (1993).

II-2) Transport

II-2-a) Processus microphysiques

Au cours de leur séjour dans l'atmosphère, les poussières se déplacent selon certaines trajectoires, en fonction des grands courants de la circulation atmosphérique. La principale direction de transport est vers l'ouest, au-dessus de l'océan Atlantique Nord tropical (voir Figure I-1). Il en existe aussi au-dessus de la Méditerranée où les poussières sont transportées vers les basses pressions qui accompagnent le passage de dépressions cycloniques sur l'Europe occidentale ou la Méditerranée. Enfin la poussière issue des sources situées dans l'extrême est saharien (Egypte, Soudan) peut être expulsée vers la péninsule arabique, vers l'Israël ou encore vers le Moyen-Orient. Des masses considérables se déplacent également chaque année à l'intérieur du Sahara, sans en franchir les limites. Dans la suite de ce travail, nous nous intéresserons particulièrement aux expulsions vers l'Atlantique, les plus importantes en fréquence d'occurrence et en masse transportées.

Les particules minérales produites en zone aride ont une composition qualitativement assez proche des sols parents. Ces particules résident assez peu de temps dans l'atmosphère (de l'ordre de la semaine), mais assez tout de même pour qu'apparaisse un certain nombre de transformations physico-chimiques dues au changement de milieu (capture de particules de natures variées, capture nuageuse, etc...), même si ce type d'aérosol est plutôt moins actif chimiquement que la plupart des autres aérosols atmosphériques. Il faut noter qu'il peut y avoir dépôt de sulfate et de nitrate sur les poussières minérales (Zhang et al., 1994). D'un point de vue microphysique, le spectre granulométrique évolue de manière significative pendant le transport en atmosphère sèche, les plus grosses particules se déposant assez rapidement par gravitation. Des études (Junge, 1979 ; Schütz, 1980) ont montré cette diminution importante de la fraction des grosses particules au cours du transport. On observe un déplacement vers les modes les plus fins (modes microniques) au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la source. Par exemple, d'après Glaccum et Prospero (1980), le diamètre moyen massique des particules est de l'ordre de 6 μm aux îles du Cap Vert (à 500 km à l'ouest des côtes africaines), tandis qu'il n'est plus que d'environ 2 μm à la Barbade (à environ 5000km des côtes africaines). En ce qui concerne les particules submicroniques inférieures à 0.1 μm , Twoney (1977) note qu'elles peuvent coaguler entre elles pendant le transport pour donner naissance à des particules plus grosses (microniques) qui constituent le mode dit d'accumulation, très stable. Par ailleurs si on observe un fort

fractionnement géochimique lors du soulèvement, c'est-à-dire entre le sol et l'aérosol, l'évolution de la distribution granulométrique au cours du transport à longue distance n'induit pas de modification notable de sa composition chimique globale (Schütz et Rahn, 1982 ; Rahn et al., 1979).

II-2-b) Eléments de météorologie africaine

Les trajectoires des nuages d'aérosols résultent des conditions météorologiques existantes sur la région saharienne.

Les mécanismes généraux de la circulation atmosphérique dans la région de l'Atlantique Nord tropical sont régis essentiellement par le dispositif des hautes pressions tropicales dont l'élément principal est l'anticyclone des Açores et par le système dépressionnaire intertropical, zone de convergence des alizés de l'hémisphère nord et de l'hémisphère sud, appelé la Zone InterTropicale de Convergence (ZITC) avec sa trace au sol ; le Front InterTropical de convergence (FIT).

Selon Garnier (1976), la ZITC représente en Afrique Occidentale l'équateur météorologique. C'est par définition la zone limite de cisaillement, entre les flux de vents alizés issus des hautes pressions subtropicales des deux hémisphères. En Afrique de l'Ouest, cette zone sépare les masses d'air sèches sahariennes des masses d'air humides. Ainsi on peut considérer qu'elle représente grossièrement la limite méridionale d'extension des aérosols désertiques (Legrand, 1990). En effet les régions au sud de la ZITC sont le siège d'une convection nuageuse intense s'accompagnant souvent de fortes précipitations. Ces pluies auront pour conséquence une limitation de l'infiltration des poussières provenant du nord par lessivage ou par capture des particules, ainsi que la désactivation des sources situées au sud de cette zone. En outre le transfert interhémisphérique de matière est très peu important, tout au moins dans les basses couches.

Germain (1968) propose quatre grandes zones dans l'étude de la structure latitudinale autour du FIT :

1 → Au nord, une région à climat désertique et à nébulosité et pluviosité très faibles. Dans cette région prédomine un flux d'air de secteur nord-est qui circule des hautes pressions tropicales vers les basses pressions intertropicales. Au-dessus du continent, ce vent est chaud et sec, c'est l'harmattan. Au-dessus de l'océan il est plus frais et humide, c'est l'alizé.

- 2 → Au voisinage nord du FIT, une zone caractérisée par un temps ensoleillé et stable avec cependant une nébulosité plus élevée que la première zone.
- 3 → Au voisinage sud du FIT, une région caractérisée par un flux de mousson de secteur sud-est avec de l'air humide, et par la génération de nuages convectifs, accompagnés de précipitations importantes.
- 4 → Enfin plus au sud, une zone moins nuageuse, et de pluviosité plus faible.

La position du FIT varie annuellement avec le déplacement apparent du Soleil. La Figure II-2 illustre la position du FIT aux mois de février, mai, août et novembre. Elle montre qu'il atteint ses positions extrêmes méridionale en janvier-février (vers 5°N) et septentrionale (vers 20°N) en juillet-août. A cette époque, l'Afrique subsaharienne est en grande partie à l'abri des poussières. Cette oscillation interannuelle va expliquer pour une grande part la variabilité spatio-temporelle des aérosols.

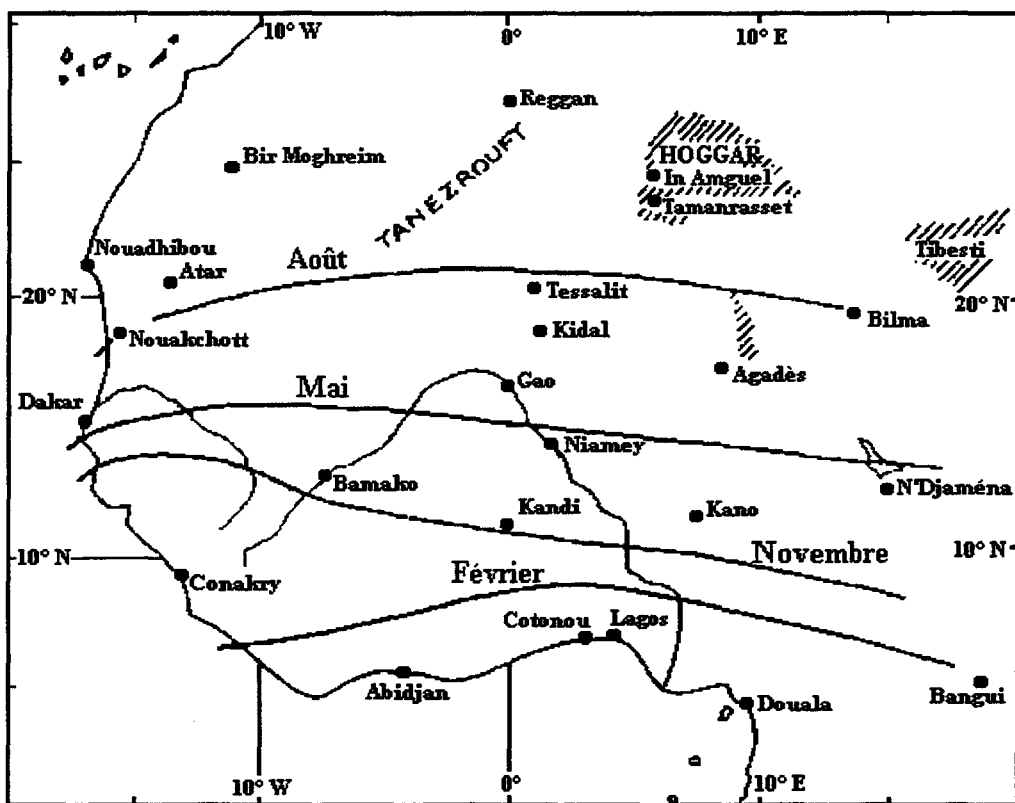


Figure II-2 : Variation annuelle de la position du FIT en Afrique de l'Ouest (d'après Detwiller, 1965).

II-2-c) Saisonnalité du transport

Les conditions météorologiques exposées ci-dessus expliquent la saisonnalité du transport sur l'Atlantique :

Les travaux de Prospero et Nees (1977) sur les concentrations d'aérosol minéral à la Barbade (Caraïbes) montrent très clairement l'existence d'un cycle saisonnier des transports de poussières originaires d'Afrique. Sur un suivi de 11 ans de mesures, entre 1965 et 1975 inclus, ils établissent que les concentrations les plus élevées sont mesurées durant les mois d'été, les mois d'hiver montrant des concentrations environ 10 fois moindres. Des travaux analogues ont été menés près des côtes africaines, notamment aux îles du Cap Vert (mesures photométriques entre 1973 et 1975, Jaenicke et Schütz, 1978) et aux îles Canaries (suivi des concentrations en aérosols sur une année, Arimoto et al., 1995). Ils mettent également en évidence un cycle saisonnier avec des maxima en été (Chiapello, 1996).

Ce cycle saisonnier n'est pas attribuable à la seule saisonnalité de la production de poussière africaine, mais également à la répartition saisonnière du régime des vents. La production de poussière est généralement plus importante pour les mois de février et mars (Figure III-9 ou N'Doumé, 1993). Cela recoupe assez bien les résultats obtenus par Jankowiak (1992) qui a montré, à partir des épaisseurs optiques d'aérosols déduites du satellite Météosat dans le canal visible au-dessus de l'océan, que les expulsions de poussières sur le proche Atlantique Nord tropical se font principalement entre les mois de décembre et mars.

La Figure II-3 (extraite de Schütz, 1980) montre que l'extension spatiale des aérosols désertiques au-dessus de l'océan Atlantique se déplace de manière méridionale au cours de l'année, conformément au déplacement de la ZITC. En hiver, alors que la zone de convergence occupe sa position la plus méridionale, les nuages de poussières s'étendent entre 5 et 15°N. En été, ils se retrouvent plus au nord, entre 15 et 25°N, alors que la zone de convergence occupe sa position la plus septentrionale.

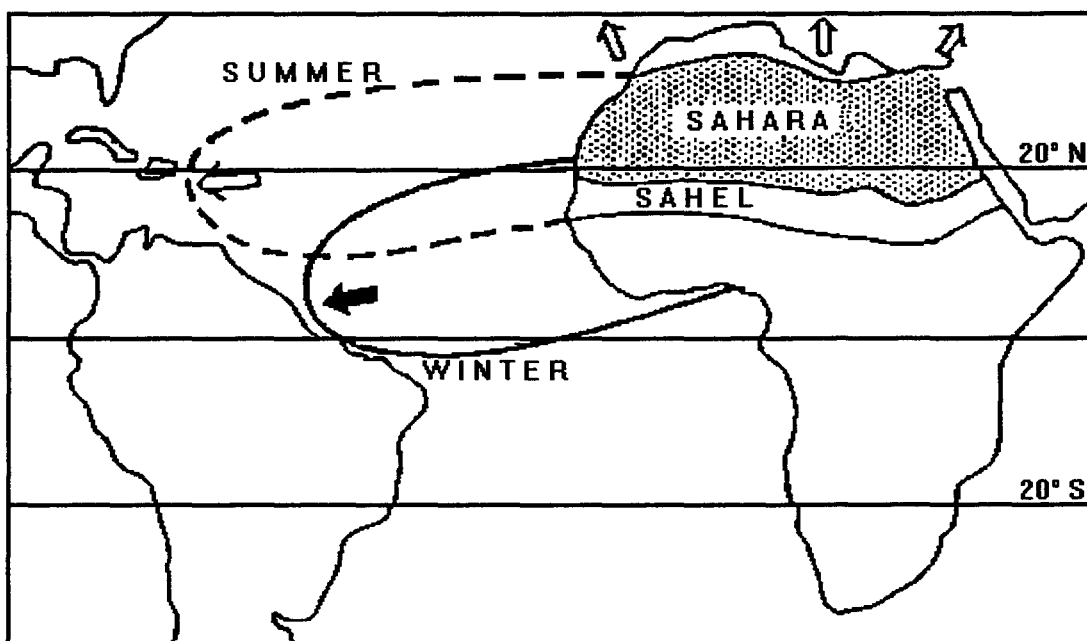


Figure II-3 : Trajectoires moyennes des poussières sahariennes au-dessus de l'Atlantique (d'après Schütz, 1980).

C'est le déplacement saisonnier de cette zone de convergence qui explique les observations de Prospero et Nees (1977).

Pour bien comprendre ce qui se passe, reportons-nous à la Figure II-4 (extraite de D'Honneur, 1974) qui représente les champs de pression et les régimes de vent au-dessus de l'Afrique pour les mois de janvier (a et c) et juillet (b et d). La partie de gauche est relative aux champs de surface, tandis que la partie de droite est relative à ceux régnant à 700 mb (environ 3000 mètres d'altitude).

En janvier (Figure II-4a), les vents de surface (harmattan) sont d'origine continentale et soufflent du nord-est. Du fait de la position du FIT ces vents occupent la totalité de l'Afrique du Nord. Toutes les sources de l'aire saharienne (Figure II-1 de Legrand) sont ainsi activées à cette époque. La source A3 est à ce moment fortement active du fait du flux d'harmattan important et du renforcement de l'anticyclone de Libye qui induisent de fortes turbulences au voisinage des reliefs du Tibesti (Bernet et al., 1967). Les poussières issues de cette source sont généralement

transportées par le flux d'harmattan dans une direction sud-ouest jusqu'au voisinage du FIT. A ce point, la couche d'harmattan, plus chaude, est soulevée au-dessus de la couche de mousson, mais l'extension de poussière vers le golfe de Guinée est très rapidement limitée par les fortes précipitations associées à l'ITCZ. Les sources A1 et A2 donnent lieu à des transports vers la Mauritanie et le Sénégal (Legrand, 1990) se prolongeant ensuite au-dessus de l'océan Atlantique.

En juillet en revanche (Figure II-4b), la direction générale des vents de surface est modifiée et le FIT est beaucoup plus au nord. A cette époque ces vents ont plutôt une origine nord-nord-est et les sources sahéliennes sont désactivées. Les sources A1, A2 et A3 sont quant à elles toujours actives et leur production s'est même accrue (D'Almeida, 1986). Le transport reste extrêmement important depuis ces sources, mais il a lieu à des latitudes plus élevées. Les poussières atteignent l'océan Atlantique essentiellement au niveau de la Mauritanie entre 15°N et 20°N (Legrand, 1990).

Cette évolution saisonnière de la direction des vents de basse couche est liée à la position de l'anticyclone des Açores. En hiver, il se situe sur le nord-ouest de l'Afrique et donne ainsi naissance à des vents d'est ou de nord-est dans cette région. En été, on retrouve l'anticyclone des Açores beaucoup plus au nord (sud-ouest de l'Europe). Ces différents régimes de vent liés à la position de l'anticyclone des Açores et à la position du FIT expliquent pour l'essentiel la saisonnalité des trajectoires des panaches de poussières lors de leur transport au-dessus de l'océan Atlantique. Dans le paragraphe suivant nous étudierons plus précisément la structure verticale des vents afin de déterminer l'altitude du transport pendant les différentes périodes de l'année.

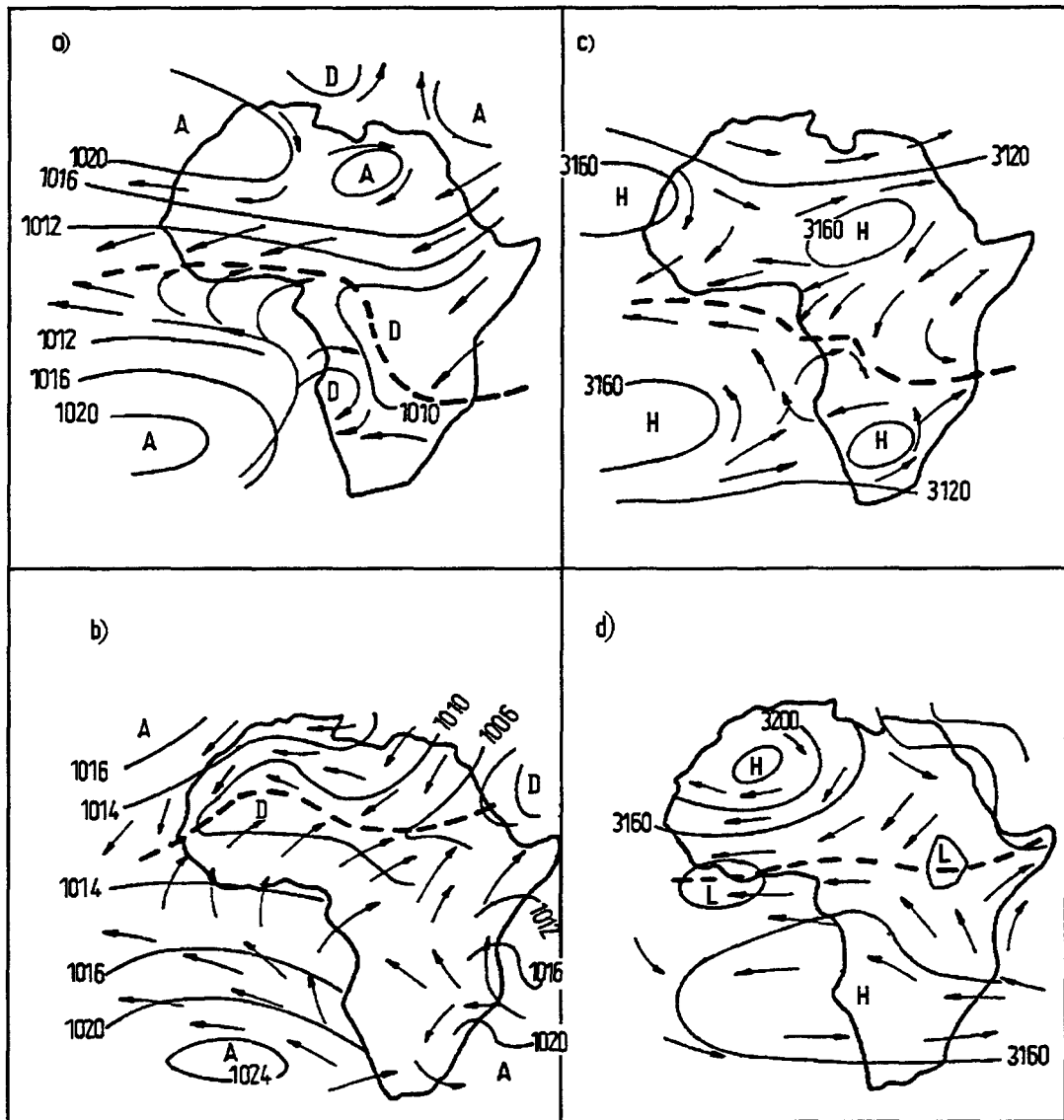


Figure II-4 : Champs de pression et régime de vent sur l'Afrique ; en surface (a: janvier, b: juillet) ; au niveau 700mb (c: janvier, d: juillet) ; la position du FIT est indiquée par des tirets. (d'après d'Honneur, 1974).

II-2-d) Altitude du transport

Chiapello (1996) présente les moyennes mensuelles de concentration en poussières minérales au sol aux Iles du Cap Vert de décembre 1991 à décembre 1994. Elle observe un cycle saisonnier avec des valeurs maximales pour les mois d'hiver et minimales (4 à 5 fois moins importantes) pour les mois de mai et juin. Cette saisonnalité est en bon accord avec les données de visibilité horizontale (traduisant le contenu en poussières dans les basses couches de l'atmosphère) aux Iles du Cap Vert de 1951 à 1960 (Jaenicke et Schütz, 1978). Des mesures d'épaisseurs optiques menées par Jaenicke et Schütz (1978) depuis ces îles fournissent une courbe en opposition de phase avec la concentration de surface (Chiapello, 1996), à savoir un maximum d'épaisseur optique en été et un minimum en hiver. De même, les mesures de concentration faites par Arimoto et al. (1995) en altitude (2400m) aux îles Canaries recoupent les résultats de Jaenicke et Schütz (1978). Ces différences observées sont dues à la nature des mesures. Les concentrations mesurées au sol ainsi que les mesures de visibilité traduisent le contenu en aérosols dans les basses couches. D'un autre côté, les mesures de concentration d'Arimoto et al. (1995) traduisent le contenu en aérosols en altitude, et les mesures d'épaisseur optique intègrent le contenu en aérosols sur toute la hauteur de l'atmosphère. Ces différents résultats montrent une variabilité saisonnière de l'altitude de transport des poussières au-dessus de l'océan Atlantique.

Nous avons vu dans les paragraphes précédents la variabilité latitudinale du transport. Nous allons étudier plus en détail ce qui contrôle l'altitude de ce transport, et ses variations saisonnières.

La Figure II-4 (d'Honneur, 1974) montre que la structure verticale de l'atmosphère en Afrique du Nord varie suivant la saison. On note une différence dans le régime des vents à 700mb entre été et hiver.

En hiver à 700mb de forts vents d'ouest prédominent alors qu'en été les vents d'est sont prédominants à cette altitude. Nous observons aussi le même type de structure verticale au-dessus de l'Atlantique Nord tropical dans sa partie orientale. Les profils verticaux de direction de vent déduits des radiosondages aux îles du Cap Vert (Chiapello et al., 1995) indiquent qu'en été ces vents d'est sont présents de la surface à 10 km d'altitude, alors qu'ils sont limités à des altitudes de 2 à 3 km en hiver (au-dessus, les vents d'ouest prédominent).

Analysons maintenant les conséquences sur le transport de ces différences de régimes de vent. En été, l'activité convective sur le Sahara est importante du fait de l'échauffement intense des surfaces. Cela a pour effet la génération d'une couche de mélange pouvant s'élever jusqu'à 5-6 km. L'air poussiéreux, chaud et sec, est transporté vers l'ouest dans cette couche, jusqu'aux côtes africaines où il rencontre les alizés, système de vents humides et plus frais. Moins dense, il poursuit son déplacement vers l'ouest en passant au-dessus de ces alizés dans une couche appelée "Saharan Air Layer" ou SAL (Prospero et Carlson, 1972) dont la base se situe vers 1 à 1.5 km et le sommet vers 5-7 km d'altitude. Cette limite supérieure assez variable dépend notamment de l'épaisseur de la couche de départ au-dessus des zones d'émission. Ensuite, au cours du transport au-dessus de l'océan Atlantique, cette couche de poussière a tendance à diminuer en épaisseur et à s'étaler en surface.

Cette SAL a été largement étudiée à partir de radiosondages météorologiques, notamment par Carlson et Prospero (1972), puis par Chiapello (1995). Les mesures ont montré que la température potentielle est pratiquement constante dans la couche (couche isentropique) et que le rapport de mélange y varie peu avec l'altitude (valeurs de l'ordre de 2 à 4 g/kg).

Ce processus de transport estival en altitude est propice au déplacement sur de grandes distances des couches de poussière, et explique les maxima de concentrations mesurés aux Iles Canaries en altitude à cette époque (Arimoto et al., 1995) ainsi que les maxima sur les mesures d'épaisseur optique. En revanche, ce processus n'affecte pas significativement les mesures de concentration de poussière au sol aux Iles du Cap Vert (Chiapello et al., 1995).

En hiver, l'existence d'un jet d'ouest en altitude (au-dessus de 3 km) interdit le transport en altitude des aérosols désertiques au-dessus de l'océan Atlantique. A cette époque de l'année, nous avons vu que les concentrations de poussière mesurées au sol, et les mesures de visibilité à l'île de Sal (Jaenicke et Schütz, 1978) sont maximales. Cela nous fait penser à un transport de basse couche par les alizés. En été ce type de transport est impossible car les alizés ont une origine Atlantique et non pas continentale comme en hiver : ils ne peuvent donc pas jouer le rôle de vecteur du transport des poussières sahariennes à cette époque.

II-3) Dépôt

Le dépôt des particules intervient sous forme de deux mécanismes distincts : le dépôt sec par gravitation et le dépôt humide par capture ou lessivage.

Il est difficile de définir des zones puits de particules désertiques car le dépôt intéresse une aire très vaste après un temps de résidence dans l'atmosphère et une distance de transport extrêmement variables. Cette variabilité dépend essentiellement de l'environnement atmosphérique (mouvement vertical des masses d'air, humidité, présence de nuages...), de l'environnement orographique (existence de reliefs) et des caractéristiques des particules (dimension...).

Néanmoins, il est possible de définir des régions préférentielles de dépôt, tel le dépôt humide au voisinage du FIT, le dépôt sec par impaction sur les reliefs, ou encore le dépôt des grosses particules au voisinage des sources.

Au cours de leur migration au-dessus de l'océan Atlantique, une grande partie des poussières se déposent assez rapidement. Schütz et al. (1981) ont estimé à 260 millions de tonnes la quantité de poussière expulsée chaque année vers l'océan Atlantique. Les vents d'ouest en rapportent 60 millions de tonnes sur le continent, tandis que 117 millions de tonnes tombent dans l'océan dans les 1000 premiers kilomètres. Ils estiment à 61 Mt la quantité à 2000 km de côtes, 56 Mt à 3000 km, 53 Mt à 4000 km et 50 Mt à 5000 km. Un peu moins de 20% de la poussière expulsée atteint donc le continent américain.

Le dépôt humide apparaît lorsque le nuage de poussière pénètre dans une atmosphère humide, voire sursaturante, lors de la convection des masses d'air poussiéreuses à des altitudes suffisamment élevées, ou sous l'effet d'un mélange avec des masses d'air humides ou nuageuses. Les particules peuvent être directement capturées par les précipitations ou les gouttelettes nuageuses, ou devenir noyaux de condensation malgré leur caractère primitivement plutôt hydrophobe (Twomey, 1977).

II-4) Conclusion

Ce chapitre nous a donné une vue d'ensemble du cycle de l'aérosol saharien, des mécanismes de production de poussière aux différents processus de dépôt, en passant par leur transport régi en grande partie par les conditions météorologiques existant dans cette région.

Plus précisément, nous avons vu d'une part qu'il existait différentes zones source d'aérosol saharien, et qu'il apparaissait une variabilité saisonnière dans la production de ces zones et, d'autre part que les aérosols sahariens pouvaient être transportés dans différentes directions, avec là aussi des différences de trajectoires au cours de l'année. En ce qui concerne le transport vers l'océan Atlantique, majoritaire, nous avons vu qu'il existait des différences saisonnières importantes. En été, l'essentiel de la masse d'aérosol saharien est transportée en altitude, alors qu'en hiver l'aérosol saharien est transporté à basse altitude.

CHAPITRE III

Détection de l'aérosol désertique

III-1) Introduction

Une caractéristique importante des poussières transportées est leur grande variabilité spatiale et temporelle, due principalement aux mécanismes de production de ces aérosols ainsi qu'à leur forte sensibilité aux processus de dépôt (sédimentation gravitationnelle, capture par les nuages, lessivage par les pluies). La télédétection permet à la fois d'avoir un large champ d'observation de ce phénomène, réalisant une bonne couverture géographique, et une grande fréquence de mesures, prenant en compte le caractère sporadique des événements.

Les mesures satellitaires depuis l'espace permettent une couverture spatiale à grande échelle, et sont de plus particulièrement intéressantes pour les régions d'accès difficiles telles que les déserts ou les régions polaires par exemple. Par l'utilisation d'un radiomètre unique elles permettent d'obtenir des images dont l'ensemble des pixels sont comparables.

Les mesures par télédétection peuvent être faites aussi depuis le sol : mesures photométriques, accessoirement mesures de visibilité (Bertrand, 1977). De telles mesures peuvent être utilisées en complément pour l'étalonnage, la validation et l'analyse des mesures satellitaires. Elles peuvent aussi être utilisées de façon indépendante, permettant d'obtenir de longues séries temporelles. On peut réaliser une couverture spatiale par l'installation de réseaux d'instruments, tel que le réseau AERONET (AErosol RObotic NETwork) (Holben et al., 1997 ; Tanré et al., 1988). Cependant, outre les problèmes d'accessibilité, les questions de maintenance et d'inter-étalonnage des divers instruments sont cruciales et doivent faire l'objet d'une surveillance continue.

Dans ce chapitre, nous commencerons par décrire les différents outils de la télédétection depuis le sol, permettant d'accéder à l'information sur le contenu en poussière désertique de l'atmosphère. Ensuite, nous concentrerons notre étude sur la télédétection satellitaire. Nous exposerons d'abord brièvement le principe de traitement des nuages de poussière au-dessus des surfaces océaniques. Nous continuerons en décrivant leur traitement au-dessus des continents. Enfin, nous présenterons et utiliserons le programme de traitement développé par N'Doumé (1993), que nous avons repris et amélioré, pour réaliser une étude de la distribution moyenne de

poussière sur l'Afrique entre 1985 et 1994 ainsi que pour développer une méthode de détermination des vitesses seuil de soulèvement (Chomette et al., 1999 ; article inséré au Paragraphe III-7).

III-2) Mesures sol

Depuis le sol, il est possible de détecter la poussière par des mesures de visibilité horizontale, et par des mesures photométriques. Ce sont des mesures intégrées, horizontalement pour la visibilité et verticalement pour les mesures photométriques.

Le paramètre visibilité est un indicateur de l'intensité des situations de brume sèche (Bertrand, 1977). L'ASECNA (Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne), assure ces relevés de visibilité horizontale sur la majeure partie de l'Afrique francophone. Des relations empiriques ont été établies entre la réduction de visibilité et l'épaisseur optique en présence de poussière (Legrand et al., 1985 ; Ben Mohamed et Frangi, 1992), démontrant que les couches de poussière s'étendent le plus souvent jusqu'au sol, au-dessus du continent. En cartographiant les mesures du réseau ASECNA, il est possible de localiser la trace au sol des nuages de poussière en traçant des isocontours de visibilité.

L'épaisseur optique déterminée d'après la mesure au photomètre est l'épaisseur optique totale $\delta(\lambda)$. Elle résulte en fait de la diffusion Rayleigh par les molécules d'air, de l'absorption par les composés atmosphériques gazeux (ozone et vapeur d'eau) et de l'extinction par les aérosols. On détermine l'épaisseur optique due aux seuls aérosols en calculant pour chaque canal les contributions de la diffusion Rayleigh et de l'absorption gazeuse (voir annexe A).

III-3) Présentation du satellite Météosat

Dans la suite de ce chapitre, nous allons nous intéresser plus particulièrement aux données satellitaires issues des satellites Météosat, obtenues par le biais de l'organisation européenne EUMETSAT.

Météosat est un satellite géostationnaire qui observe la Terre depuis l'altitude de 35800 km au-dessus du Golfe de Guinée, au point de coordonnées géographiques (0°,0°). Il permet une

couverture continue d'une surface utile comprise entre $\pm 60^\circ$ en latitude et en longitude, correspondant sensiblement au quart de la surface de la planète.

Ce satellite utilise trois canaux situés respectivement dans le visible et le proche infrarouge (VIS : 0.4 à 1.1 μm), dans l'infrarouge thermique (IR : 10,5 à 12.5 μm) et dans la bande d'absorption de la vapeur d'eau centrée à 6.3 μm (WV : 5.7 à 7.1 μm). Les images fournies par ce dispositif sont répertoriées dans le Tableau III-1 :

FORMAT	RESOLUTION TEMPORELLE	RESOLUTION SPATIALE au point subsatellite	IMAGE en nombre de pixels
Pleine résolution	1 image toutes les 30 minutes	VIS : 2.5*5 km IR&WV : 5*5 km	5000*2500 2500*2500
B2	1 image toutes les 3 heures	30*30 km	416*416

Tableau III-1 : Quelques caractéristiques des images Météosat.

Les images au format B2 à 11:30 TU (Temps Universel), initialement conçues dans le cadre de l'ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) ont été réalisées par l'ESOC (European Satellite Operational Center) jusqu'en 1995, relayé depuis lors par EUMETSAT. Ce format résultant d'un échantillonnage du format Pleine Résolution a l'avantage de réduire le volume d'archives et d'être suffisamment détaillé pour les besoins d'une climatologie des aérosols désertiques à l'échelle du continent africain.

Le radiomètre Météosat mesure une luminance L , digitalisée en 8 bits (256 niveaux), qui est directement reliée au compte numérique (CN) par la relation suivante :

$$L = A \cdot (CN - CN_0) \quad (\text{Eq. III-1})$$

Avec A coefficient d'étalonnage (dépendant du capteur) et CN_0 valeur d'"offset" (dépendant du capteur).

Entre 1985 et 1994, quatre capteurs différents se sont succédés, chacun ayant subi des changements de gain en cours de fonctionnement. Il a été nécessaire de prendre en compte ces changements dans l'algorithme de traitement des images, en utilisant les coefficients d'étalonnage donnés dans les en-têtes des fichiers images IR et WV fournis par l'ESOC puis par EUMETSAT. Le capteur VIS de Météosat n'est pas étalonné en vol. Cependant des travaux d'étalonnage ont été effectués afin de permettre d'établir les différents coefficients (A et CN_0) variables au cours du temps (Koepke, 1983 ; Moulin, 1997).

III-4) Traitement satellitaire

La présence d'aérosols modifie la distribution des rayonnements solaire et infrarouge et de la puissance radiative qu'ils transportent, au niveau du sol, dans l'atmosphère et au sommet de celle-ci.

III-4-a) Rayonnement solaire

Dans le domaine spectral des courtes longueurs d'onde (domaines UV, visible et proche infrarouge), les capteurs spatiaux visent la direction de la Terre, et mesurent la fraction de lumière solaire arrivant dans le champ de visée après avoir été réfléchi par le système Terre-atmosphère. En l'absence de nuage, la luminance mesurée par le satellite peut être considérée comme la superposition des processus de diffusion et d'absorption de la lumière solaire par les molécules atmosphériques et par les aérosols et de la contribution provenant de la surface de la Terre.

Dans ce domaine spectral, la télédétection des poussières minérales au-dessus des océans est une technique actuellement bien maîtrisée (Jankowiak et Tanré, 1992 ; Husar et al., 1997 ; Tanré et al., 1997). Les surfaces océaniques absorbent la plus grande partie du rayonnement solaire incident (environ 93%). La plus grande partie des 7% réfléchis l'est dans la seule direction spéculaire. Dans les autres directions, le signal diffusé est presque totalement atmosphérique : diffusion moléculaire et par les aérosols. Une variation de concentration ou de propriétés optiques de l'un de ces composants atmosphériques va entraîner une variation de la luminance satellitaire. La composante gazeuse liée à la diffusion moléculaire de l'atmosphère est stable et calculable ce qui permet de considérer les variations de luminance comme étant attribuables aux aérosols, après une petite correction des effets absorbants de la vapeur d'eau. Il est donc possible, en utilisant un modèle de transfert radiatif, d'estimer un contenu atmosphérique intégré sur la verticale à partir de données spatiales. Jankowiak et Tanré (1992) ont proposé une méthode d'inversion des réflectances Météosat en épaisseur optique au-dessus des surfaces océaniques basée sur l'utilisation du modèle de transfert radiatif 5S (Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum ; Tanré et al., 1990), développé au LOA. Ce modèle permet de simuler le signal mesuré par le satellite en l'absence de nuage.

Au-dessus des surfaces continentales, spécialement les régions arides et semi-arides dont la réflectance est élevée (et peut être variable surtout sur le Sahel), la situation est différente, car

elles constituent généralement des cibles relativement réfléchissantes. Leur contribution à la luminance émise vers l'espace est bien supérieure à celle venant de l'atmosphère. Les modifications induites par les aérosols sur la luminance visible mesurée par le satellite sont alors faibles et difficilement appréciables. Les mesures dans le visible et le proche infrarouge sont pour cette raison mal adaptées à la détection des aérosols sur les continents.

III-4-b) Rayonnement tellurique

Alors que le rayonnement solaire est d'origine extérieure au système Terre-atmosphère, ce dernier est le siège d'une émission tellurique (ou terrestre) dans les domaines infrarouge thermique et lointain (et micro-onde). Chaque élément de la surface de la planète, chaque élément de volume de l'atmosphère, émet un rayonnement fonction de sa température. L'interaction de l'atmosphère non nuageuse avec ce rayonnement est le fait des aérosols qui absorbent, émettent et diffusent et d'un certain nombre de composants gazeux (vapeur d'eau, dioxyde de carbone et ozone, essentiellement) qui émettent et absorbent. Les principales bandes d'absorption gazeuse dans le spectre de ce rayonnement sont celles de la vapeur d'eau à $6.3 \mu\text{m}$ et couvrant l'infrarouge lointain au-delà de $20 \mu\text{m}$, du dioxyde de carbone à $14.7 \mu\text{m}$ et de l'ozone à $9.6 \mu\text{m}$. Dans ces bandes, l'absorption peut être intense au point qu'une mince couche d'atmosphère soit opaque au rayonnement. L'effet de la présence d'aérosol dans ces bandes d'absorption moléculaire est alors négligeable. Les bandes d'absorption sont séparées par des fenêtres, utilisées pour la télédétection. La fenêtre "à $10 \mu\text{m}$ ", comprise entre 8 et $14 \mu\text{m}$, est la plus importante d'entre elles. L'influence des gaz y est réduite sans pour autant y être nulle (absorption par l'ozone et la vapeur d'eau). L'influence de l'aérosol atmosphérique dans ces fenêtres n'est plus négligeable lorsqu'il comporte des modes de taille non négligeable vis à vis de la longueur d'onde, et elle peut devenir prépondérante s'il est présent en quantité notable.

Dans l'infrarouge thermique, la luminance mesurée au sommet de l'atmosphère est conditionnée par l'émission de surface, décrite par la température de celle-ci. La présence d'une couche d'aérosol modifie cette température donc modifie cette émission de surface. De jour, au-dessus des continents, les nuages de poussière tendent à diminuer le réchauffement de la surface, car les poussières rétrodiffusent les rayons solaires incidents ce qui induit alors une diminution du flux solaire vers le sol. La conséquence directe est une réduction du rayonnement émis par le sol. Ce rayonnement sera encore réduit lors de son transfert vers l'espace au travers de la couche de poussière, plus froide que la surface. L'observation par satellite des poussières minérales dans

l'infrarouge thermique est basée sur la mesure de cette diminution du rayonnement tellurique émis vers l'espace, dans la fenêtre atmosphérique à 10 μm .

III-5) Traitement des images dans l'infrarouge thermique

III-5-a) Image référence et image différence

L'observation des nuages de poussière n'est pas directement possible sur les images originales Météosat (Figure III-1), car les panaches de poussière viennent se fondre avec les effets liés à la géométrie et à la nature des surfaces ; la magnitude de l'effet des hétérogénéités spatiales du paysage au niveau du sol peut se montrer plus forte que l'impact de la présence de poussière.

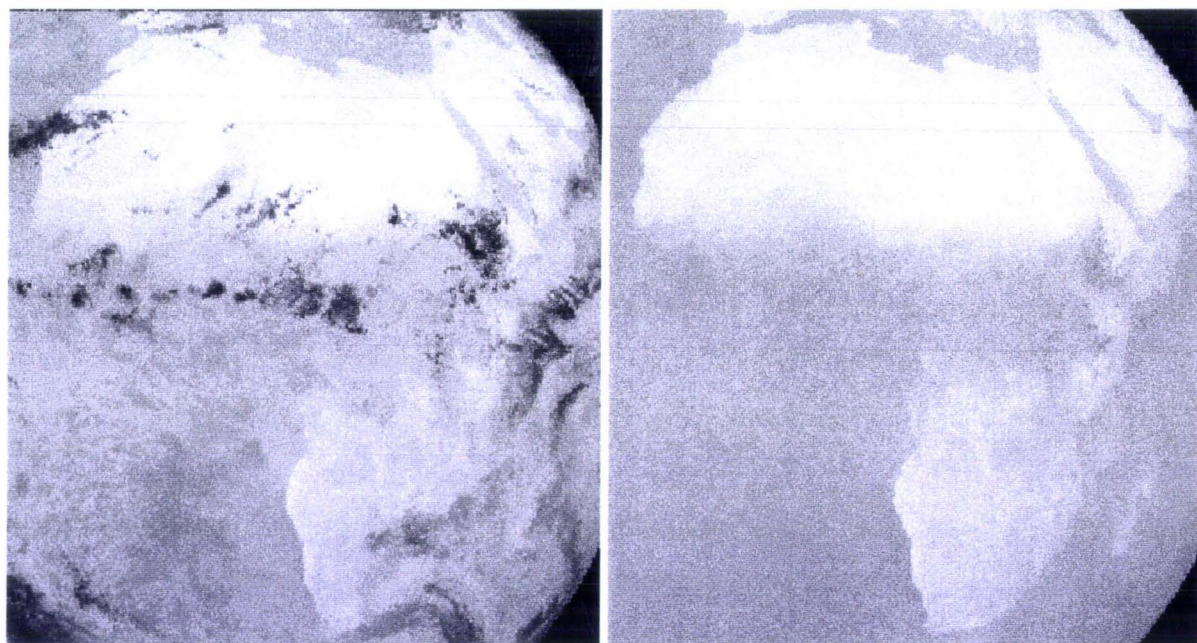


Figure III-1 :

Image originale Météosat du 10/06/1991 dans le canal infrarouge thermique (10.5 à 12.5 μm), au format B2.

Figure III-2 :

Image référence obtenue pour la période du 01/06/1991 au 15/06/1991.

En conséquence, nous avons utilisé la méthode décrite par Legrand (1990) qui consiste à séparer les structures à caractère permanent de la surface, de celles variables de l'atmosphère. On crée ainsi une **image référence** dont la caractéristique est d'être "claire et propre", c'est-à-dire sans nuages ni aérosols (Figure III-2). Pour l'obtenir, il faut, sur une série de quelques jours successifs, sélectionner le niveau radiométrique observé le plus élevé pour chaque pixel des images brutes Météosat. En effet, de jour, les éléments atmosphériques (nuages et poussières) sont plus froids que les surfaces (luminance émergente plus faible). On suppose donc que le niveau radiométrique maximum constitue une bonne approximation de l'atmosphère "claire et propre". Cela implique en outre que les facteurs de surface capables d'affecter les luminances émergentes aient été constants sur la période de quelques jours successifs nous ayant servi à créer cette image référence.

Par simple soustraction entre l'image originale contenant l'information sur les structures atmosphériques et de surface et l'image référence contenant l'information sur les seules structures de surface, on obtient l'**image différence** (Figure III-3, p.51) conservant l'information relative aux seules structures atmosphériques - nuages et poussières - quantifiée en "comptes radiométriques différence".

Notre souci est d'obtenir des images de référence de bonne qualité, avec le moins de résidus nuageux, poussiéreux (ou de vapeur d'eau) possible, car ces derniers ont une incidence sur la qualité des images différence. Si la série de quelques jours successifs est trop courte, on risque de ne pas éliminer correctement sur l'image référence les structures de poussière ou de nuage, car elles auront pu persister sur toutes les images originales de la période de synthèse.

Un moyen d'éliminer ces résidus consiste à augmenter la période de synthèse de l'image, afin que la probabilité d'obtenir des journées propres et sèches soit plus importante. Mais l'extension de cette période est limitée par des variations à long terme généralement saisonnières, dues aux effets astronomiques (position du Soleil), à d'éventuels changements de l'état de surface (variation d'humidité des sols ou de la couverture végétale), ainsi qu'aux variations lentes d'humidité de l'atmosphère.

La période optimale de synthèse des images référence a été évaluée par Legrand (1990) puis finalisée par N'Doumé (1993). Une période de 15 jours assure une bonne élimination des structures atmosphériques et une influence acceptable des effets de long terme, dans la plupart des cas. A ce sujet, il a été établi (Legrand et al., 1989), lors de l'étude de l'évolution d'une situation qui a intéressé l'Afrique entre le 13 et le 22/02/1985, que l'augmentation saisonnière du

signal satellitaire pendant cette période avait été d'environ 8 ct, soit 4 K en termes de température de brillance. Cette dérive n'est pas corrigée sur nos images référence, ce qui engendre une erreur systématique dont l'inconvénient est cependant minime par rapport à un "dépoussiérage" imparfait.

III-5-b) Identification des nuages

i) Introduction

Au-dessus des continents, la détection des nuages avec un seul canal satellitaire est compliquée ; les surfaces terrestres qui constituent le fond de l'image n'étant pas homogènes, il est difficile de les discriminer parfaitement des nuages sur l'application d'un critère de structure.

Cependant, nous venons de voir que lorsqu'on soustrait la référence de l'originale pour obtenir une image différence, les structures terrestres permanentes disparaissent. Seuls subsistent pratiquement les nuages et la poussière. Ces éléments atmosphériques variables apparaissent sur un fond sensiblement homogène. On est alors dans une situation analogue à celle de la détection nuageuse au-dessus des surfaces océaniques à partir de l'imagerie visible. L'identification des nuages se fait donc sur les images différence.

D'une manière générale, les nuages présentent des niveaux radiométriques supérieurs et aussi des contrastes plus grands que la poussière (liés à leur inhomogénéité spatiale supérieure).

Nous avons repris et amélioré le logiciel de traitement automatique des nuages au-dessus des terres à partir des images différence, développé par C.T. N'Doumé (1993). Ce logiciel utilise les différences de propriétés statistiques des zones nuageuses et claires en association avec des critères de cohérence spatiale des données. L'algorithme s'inspire de la méthode statistique de cohérence spatiale de Coakley et Bretherton (1982).

ii) Principe du traitement

La morphologie des nuages est très diverse, avec des propriétés optiques différentes. L'identification des nuages ne se fera donc pas avec les mêmes critères de détermination sur la totalité de l'image (couvrant toute l'Afrique). Au contraire, l'image est divisée en blocs de même taille, suffisamment grands pour permettre un traitement statistique, et en même temps assez restreints pour préserver autant que possible l'homogénéité spatiale de la

typologie nuageuse. La dimension de ces blocs a été fixée, par rapport à ces contraintes, à 15×15 pixels. On obtient ainsi un effectif d'un maximum de 225 pavés par bloc (les pixels océaniques étant bien évidemment éliminés lorsqu'ils existent). Pour chaque bloc, on calcule la moyenne c et l'écart-type σ (renseignement sur le contraste) du niveau radiométrique de pavés glissants de 3×3 pixels. On obtient les points d'une représentation de σ en fonction de c (diagramme bidimensionnel). Le diagramme type de la Figure III-4 nous permet de comprendre le principe de l'algorithme. On obtient une arche de points, limitée par deux "pieds" :

- un pied chaud (niveau radiométrique de faible contraste) : indiquant la présence d'une région complètement claire (i.e. non nuageuse, poussiéreuse ou non),
- un pied froid (niveau radiométrique élevé) représentant les pixels totalement nuageux (nuages homogènes).

L'arche (niveaux radiométriques intermédiaires, valeurs élevées d'écart-type) représente le mélange de pixels clairs et nuageux et les pixels partiellement couverts. Plus l'arche est haute et large, et plus le nuage est contrasté (hétérogène).

On définit un écart-type de coupure σ_c fixé empiriquement à $2ct$ (voir N'Doumé, 1993) qui sépare les points qui correspondent aux zones très homogènes des autres. Sur l'ensemble des points tels que $\sigma < \sigma_c$, on détermine le point du pied chaud qui a la valeur moyenne la plus élevée (donc le moins chaud). On obtient alors une valeur moyenne seuil c_s . Les points de valeur moyenne supérieure à c_s seront reconnus comme étant nuageux.

A ce niveau du traitement, nous avons donc identifié les structures nuageuses (masquées en blanc sur la Figure III-3). Le compte différentiel obtenu sur les pixels non nuageux représente l'indice différence infrarouge de poussière, ou IDDI (pour Infrared Difference Dust Index). Nous avons appliqué une échelle de couleurs allant du bleu (empoussièrement nul ou très faible de l'atmosphère) au rouge foncé (présence de poussière en quantité importante).

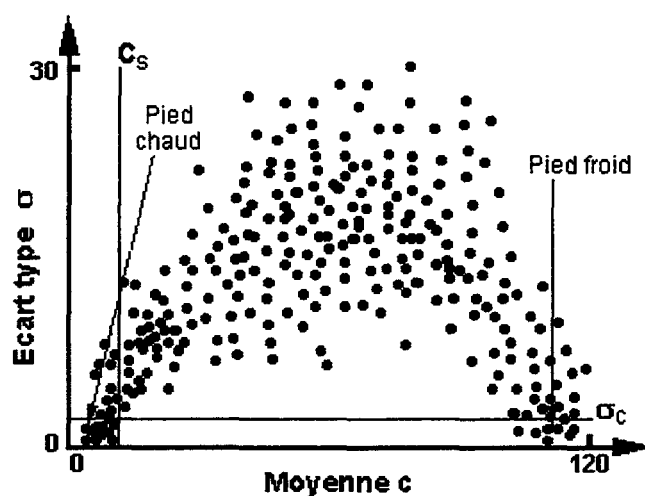


Figure III-4 : Exemple typique de diagramme de cohérence spatiale obtenu sur un bloc de 15×15 pixels.

III-5-c) Validation des images différence

La technique de traitement des observations satellitaires précédemment décrite permet de déterminer de façon fiable les structures poussiéreuses au-dessus des continents. Cet indice de poussière a été validé avec des épaisseurs optiques issues de mesures photométriques au sol (Legrand et al., 1989 ; Tanré et Legrand, 1991). D'autre part, les images de cet indice se raccordent bien, en zones côtières, avec l'épaisseur optique satellitaire calculée dans le visible au-dessus des océans (Legrand et al., 1994).

D'autre part, la comparaison de ces IDDI avec des mesures de visibilité au sol sur 39 stations sur le Sahel et le Sahara au cours de l'année 1984 (Legrand et al., 1994), a permis de relier leurs variations à une grandeur directement représentative de la présence de poussières dans l'atmosphère, sur une base statistiquement représentative (Figure III-5). D'après les météorologues africains (Bertrand, 1977), la présence de poussière est caractérisée par une réduction de visibilité au sol à 10 km au moins (reliée à une épaisseur optique visible de 0.4 environ (N'Tchayi et al., 1994)). Une réduction de la visibilité à 5 km définit des situations d'empoussièrement important. Grâce à la relation entre visibilité au sol et IDDI, des seuils d'IDDI ont pu être affectés à ces conditions d'empoussièrement. Une visibilité réduite à 10 km équivaut à un IDDI de 10 ct, et une visibilité réduite à 5 km correspond à 15 ct.

Cette relation entre visibilité horizontales et comptes différence Météosat confirme bien que l'IDDI est caractéristique de la quantité de poussière présente dans l'atmosphère.

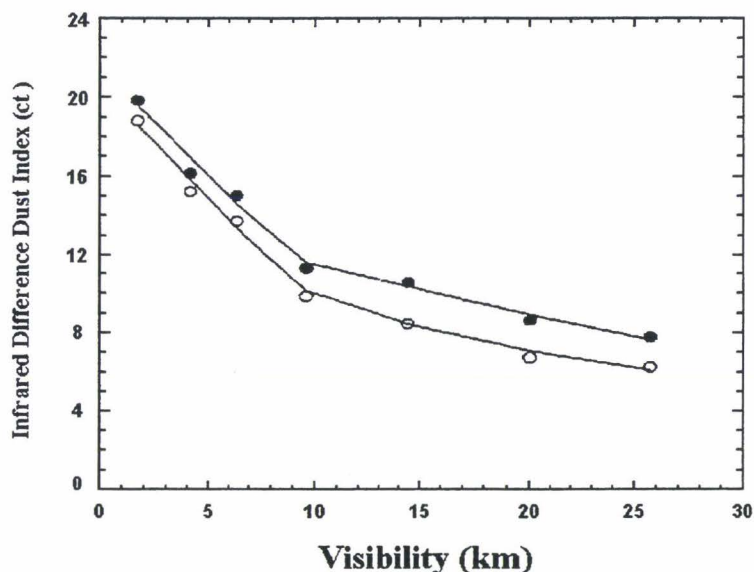


Figure III-5 : Relation entre les indices différences de poussière infrarouge (IDDI) et la visibilité horizontale au sol ; *IDDI moyen (cercles noirs) et médian (cercles blancs)*.
D'après Legrand et al., 1994.

III-5-d) Obtention des images IDDI pour une étude climatologique

i) Obtention des images "basse résolution"

Ce travail est réalisé dans le but : (i) de faire une étude climatologique des aérosols désertiques sur le continent africain, et (ii) d'étudier la correspondance entre les valeurs d'IDDI et la vitesse de vent à 10 mètres pour une détermination des vitesses seuil de soulèvement de poussière (Chomette et al., 1999, *sous presse*). Des **images "basse résolution"** ont été créées. Elles sont projetées géographiquement selon une grille (latitude, longitude) et caractérisées par un pixel d'un degré de côté en latitude et en longitude.

La création de ces images a été réalisée à l'aide d'un algorithme de navigation géographique adapté au format B2 dans lequel ont été créées les images différence. Cet algorithme calcule la latitude et la longitude de chaque pixel de l'image. A l'aide de ces informations, nous regroupons dans chaque maille de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ tous les pixels B2 qu'elle contient. Leur nouveau compte numérique est calculé en prenant la moyenne des valeurs des pixels non nuageux de la maille $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Les mailles de l'image se verront assigner un caractère nuageux ou

non selon que plus de 50% des pixels qu'elles contiennent sont nuageux ou non. La même règle est appliquée pour distinguer mailles continentales et maritimes, le long des côtes (Figure III-6).

ii) Images moyennes et images de fréquence d'occurrence

A partir des images "basse résolution", on a créé des **images moyennes mensuelles**, éléments de base de la climatologie des aérosols (Figure III-7). Ces images ont tout d'abord été créées en calculant la moyenne de l'IDDI pour chaque maille sur une période d'un mois, sans tenir compte des jours nuageux. Les régions de l'image caractérisées par une fraction trop importante de mailles nuageuses n'ont pas été traitées pour éviter des résultats de représentativité médiocre. Elles ont été masquées (en blanc) lorsque la fréquence nuageuse dépasse 80%.

Parallèlement, on a créé des **images mensuelles de fréquence d'occurrence**, qui sont pour chaque maille la représentation de la fréquence du nombre de jours où l'IDDI est supérieur à un seuil (fixé à 10 ct) rapportée au nombre total de jours non nuageux (Figure III-8).

On observe que les structures de ces deux types de représentations (Figure III-7 et III-8) sont en bon accord. Il y a une excellente correspondance entre les zones de fréquence d'occurrence élevée et celles de moyenne d'IDDI élevée.

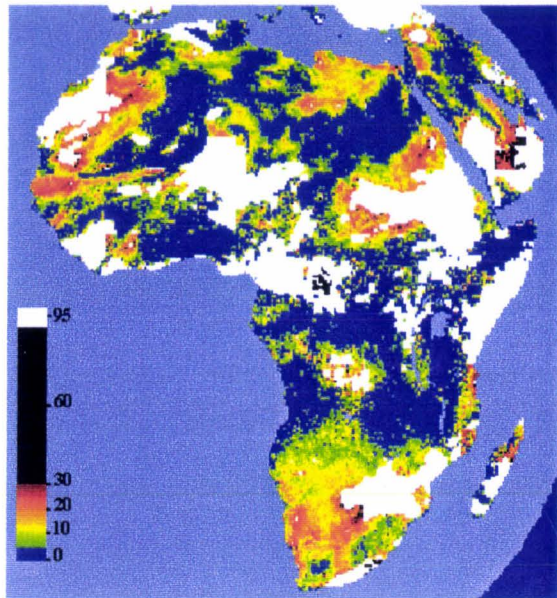


Figure III-3 :
Image différence du 10/06/1991.

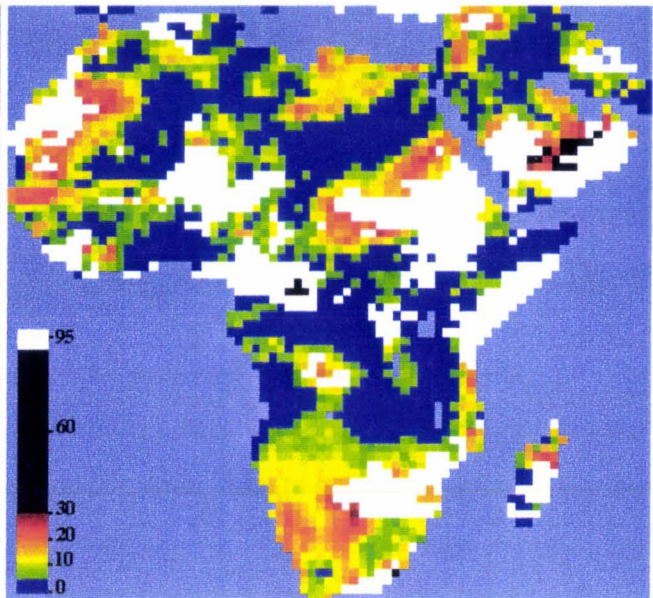


Figure III-6 :
Image IDDI "basse résolution", $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ du
10/06/1991, en projection géographique
(latitude, longitude).

L'échelle de couleurs représente les valeurs d'IDDI en compte numérique. Les nuages sont codés en blanc, l'océan en bleu-gris et l'IDDI dans les autres couleurs.

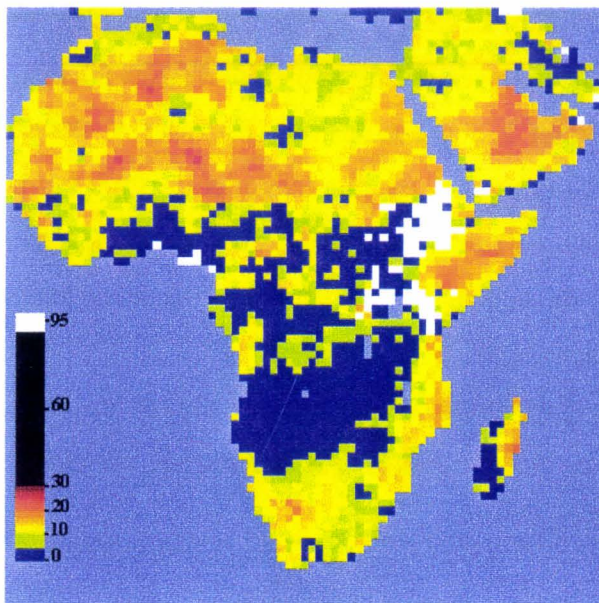


Figure III-7 :
Image moyenne du mois de juin 1991.

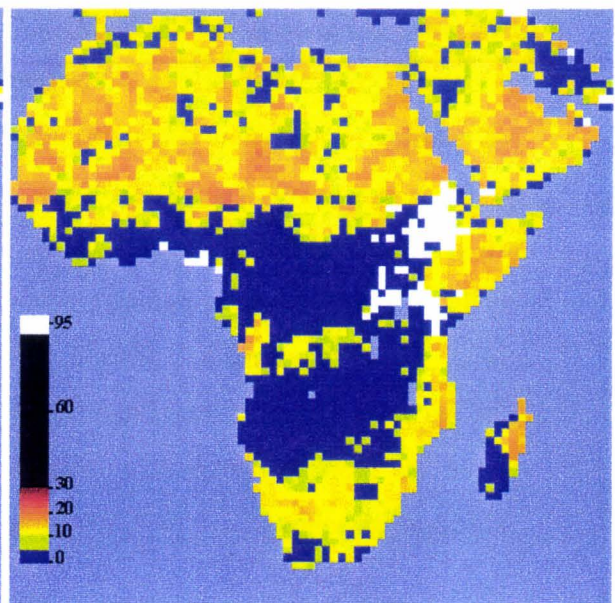


Figure III-8 :
Image de fréquence d'occurrence pour le
mois de juin 1991.

L'échelle de couleurs représente les valeurs d'IDDI en compte numérique. Les zones nuageuses à plus de 80% sur la période sont masquées en blanc.

III-6) Climatologie des aérosols désertiques sur l'Afrique

III-6-a) Les différentes zones productrices en Afrique

Pour l'élaboration de cette climatologie, nous avons choisi la représentation en image moyenne de format B2. La Figure III-9 représente pour les 12 mois de l'année la moyenne des valeurs d'IDDI sur 10 années, de 1984 à 1993 inclus.

La Figure III-9 montre l'extrême importance des régions **saharienne** et **sahélienne** en terme de présence de poussière dans l'atmosphère. Mais nous pouvons voir qu'il existe d'autres zones sur l'Afrique qui semblent être elles aussi sources de poussière désertique.

- La première est située dans une région englobant toute la partie sud de la **Somalie**, ainsi que l'extrême nord-est du Kenya. C'est une région où la végétation est steppique (seulement composée de quelques arbustes) et qualifiée de semi-aride, la moyenne annuelle de précipitation se situant entre 100 et 300 mm. A titre de comparaison, la pluviosité moyenne du Sahara est comprise entre 0 et 150 mm.

- La seconde est située au sud de l'Afrique. C'est le **Kalahari**, région à cheval sur le Botswana et l'extrême nord de l'Afrique du Sud. Le **désert de Namibie**, à l'extrême ouest de ce pays, semble aussi être à l'origine de soulèvement de poussière d'après les images. Néanmoins, il convient d'être prudent quant à nos conclusions. En effet le désert de Namibie se situe en frange de l'océan Atlantique Sud sur une longueur de 1500 km pour une largeur qui n'excède pas 150 km. Lorsque l'air frais au-dessus de l'océan pénètre sur ce désert, il se forme d'énormes masses de brouillard que l'on retrouve assez loin des côtes, et qui pourraient être détectées comme étant de la poussière.

Les périodes d'activité maximale de ces deux zones assez proches s'étalent du mois de juillet au mois de novembre, mais avec des intensités qui demeurent toujours très inférieures à celles rencontrées sur le Sahara.

- La **péninsule Arabique** est une région fortement désertique et, selon nos images, fortement productrice pendant les six premiers mois de l'année. Husar et al. (1997) observent à partir d'images du satellite AVHRR que l'expulsion des poussières produites par cette région se fait de façon importante en direction de l'océan Indien.

- La présence de pixels à IDDI élevé, visible sur le nord de l'**Angola** et sur le sud du **Mozambique**, n'est pour le moment pas expliquée. Ces régions ne sont pas désertiques, la pluviosité y est comparable à celle enregistrée dans nos régions de latitude moyenne. On observe donc très certainement autre chose que de la poussière. On peut penser soit à des grands feux de brousse, soit à de la brume ou à des brouillards.

III-6-b) Variations saisonnières et interannuelles des poussières sur le Sahara

La Figure III-9 met en évidence le schéma saisonnier annuel de la distribution spatio-temporelle de la poussière. On y distingue une variabilité saisonnière marquée : les émissions sont maximales de la fin de l'hiver au début de l'été. Elles diminuent fortement entre septembre et janvier, avec un minimum en octobre et novembre (voir aussi Tableau III-2). Cette variabilité semble être due aux conditions météorologiques régnant sur ces régions et donc au régime des vents. Le modèle de production de poussière développé par Marticorena (1995) (voir description détaillée de ce modèle au chapitre IV) simule parfaitement cette variabilité saisonnière. Or ce modèle est contrôlé par les seuils d'érosion et par le rapport du flux vertical au flux horizontal (constants au cours du temps pour une surface donnée, en région aride), mais aussi par les vitesses de vent variables annuellement.

La répartition spatiale des poussières dans la bordure sahélienne est régulée par les oscillations de la zone intertropicale de convergence (ZITC). Cette zone est le lieu d'un lessivage de la poussière très important. Du fait de la convergence des vents, on s'aperçoit qu'un phénomène d'accumulation de poussière se produit à la frontière nord de cette zone. Ainsi le sud de cette frontière sera caractérisé par une faible teneur en poussière atmosphérique. Nos images moyennes reproduisent bien la variation de la position du front au cours de l'année (voir Figure II-4). Il est visualisé par la frontière marquant l'absence de poussière à l'ouest, et par des pixels nuageux à plus de 80% à l'est.

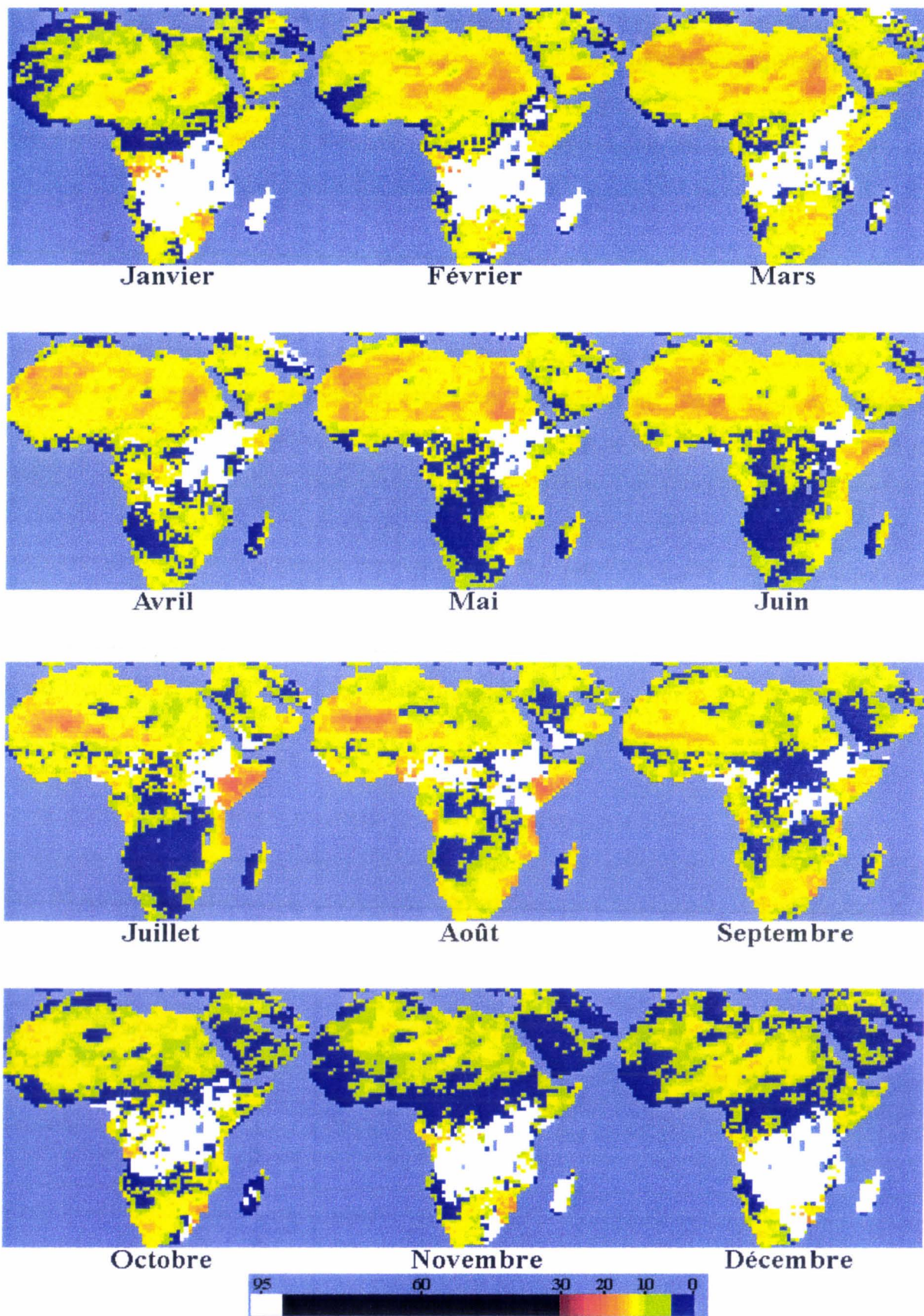


Figure III-9 : Images moyennes mensuelles sur le continent Africain, sur la période 1984-1993. L'échelle de couleurs représente les valeurs d'IDDI en comptes numériques.

On observe sur la Figure III-9 qu'il apparaît une zone, entre approximativement 15°N-28°N et 15°W-5°E, qui semble être très productrice. Cette observation est en accord avec les travaux de Marticorena et al. (1995 ; 1997a) (voir aussi Figure IV-1 de ce travail) qui montrent que cette région a de faibles vitesses seuil de soulèvement, donc est susceptible d'engendrer d'importants soulèvements. Nous identifions aussi l'emplacement des massifs montagneux, non producteurs, par des régions où la moyenne IDDI est réduite par rapport aux régions voisines. Par exemple sur l'image d'avril, on localise aisément le Tibesti, le Hoggar et l'Aïr.

	1987	1988	1989	1990	1991	1992	Moyenne mesuelle
Janvier	11.3	12.0	8.4	11.4	8.7	9.8	10.3
Février	12.5	12.1	14.8	12.4	11.3	13.4	12.8
Mars	13.2	13.5	12.7	13.1	15.2	14.1	13.6
Avril	13.8	13.3	12.8	13.8	12.7	12.0	13.1
Mai	12.1	14.6	11.9	13.4	16.8	13.0	13.6
Juin	12.7	12.8	12.6	13.2	13.6	12.1	12.8
Juillet	11.1	10.9	12.2	11.0	12.0	12.2	11.6
Août	11.7	13.2	11.5	10.3	11.5	10.5	11.4
Septembre	10.7	12.2	9.5	10.7	10.5	11.1	10.8
Octobre	11.4	9.0	10.4	9.3	9.7	10.4	10.0
Novembre	10.0	8.7	7.2	10.7	10.2	12.2	9.8
Décembre	10.3	10.9	8.5	10.7	10.5	9.0	10.0
Moyenne annuelle	11.7	12.0	11.0	11.7	11.9	11.6	

Tableau III-2 : IDDI mensuel, moyen mensuel et moyen annuel sur la période 1987-92, sur une zone entre 15°-30°N et 18°W-30°E (Sahara).

Sur l'ensemble de la période étudiée, il ne se dégage pas de tendance à long terme. On remarque seulement que 1989 a été relativement peu productive par rapport aux autres années présentées dans le Tableau III-2 ci-dessus.

III-6-c) Détermination des zones source

Les images différence donnent une vue instantanée du contenu atmosphérique en aérosols désertiques, et donc intègrent non seulement les poussières soulevées à l'instant de la mesure, mais aussi celle soulevées plus tôt, et transportées depuis des sources plus ou moins éloignées. Néanmoins l'information relative aux zones génératrices de poussière est extractible. En effet, si

on moyenne les images différence, on aboutit à des zones où l'empoussièrement de l'atmosphère est plus important qu'ailleurs. On peut penser légitimement que ce sont les zones principales de soulèvement de poussière, puisque les empoussièrtements résultant de phénomènes de transport sont généralement plus faibles que ceux observés à proximité immédiate des sources (n'oublions pas que le processus de dépôt est maximum dans les premières heures après le soulèvement).

D'après Middleton (1986), une tempête de poussière correspond à une visibilité horizontale de moins d'un kilomètre, ce qui correspond à un seuil d'environ 20 ct (Figure III-5). En ne regardant que les zones dont l'IDDI est supérieur à 20 ct, nous pouvons déterminer les principales zones de soulèvement sur le Sahara. Ainsi Legrand et al. (1995) ont, à partir d'une climatologie de l'aérosol saharien sur 10 ans, déterminé l'existence de plusieurs zones de soulèvement, dont certaines concordent avec celles de la Figure II-1.

III-7) Détermination des vitesses seuil de soulèvement

Ce paragraphe présente une méthode de détermination des vitesses seuil de soulèvement à l'aide de l'information sur l'IDDI, et des vitesses de vent à 10 mètres fournies par le CEPMMT (Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme). Les vitesses seuil de sept zones réparties sur l'ensemble des régions saharienne et sahélienne sont présentées. Elles sont ensuite comparées avec celles issues des travaux de Marticorena et Bergametti (1995), obtenues à l'aide de la connaissance de la texture et de la rugosité de surface de ces zones. Ce travail a donné lieu à une publication (actuellement sous presse au J.G.R.), présentée ci-dessous.

Determination of the Wind Speed Threshold
for the Emission of Desert Dust
Using Satellite Remote Sensing
in the Thermal Infrared.

Olivier Chomette and Michel Legrand

Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université des Sciences et Technologies de Lille,

UMR 8518, CNRS,

Villeneuve d'Ascq, France

Béatrice Marticorena

Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques, Université de Paris 7 & 12,

UMR 7583, CNRS, Créteil, France

Accepted to J.G.R

ABSTRACT

The Infrared Difference Dust Index (IDDI), derived from images obtained from the Meteosat 10.5- to 12.5- μm channel, describes the dust distribution over the Saharan-Sahelian region. This IDDI, associated with the 10-m wind speed reanalyses from the European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF), reveals whether or not the observed dust is associated with emission from an underlying source. This result allows one to determine the wind speed thresholds for dust emission from targets located in the western, central, and eastern Saharan-Sahelian region, by means of satellite remote sensing. Threshold values determined for seven targets are presented. A comparison is carried out between such values and direct determinations obtained through the description of the soil texture and surface roughness of these targets. The agreement between these quite independent determinations is conclusive, with an average difference of 0.3 m s^{-1} and a rms difference of 0.35 m s^{-1} .

1)Introduction

In the first step of its cycle, desert dust is emitted from the source areas as a result of aeolian action on the erodible soils. The emission process is not a simple linear one, in which the dust particles are emitted in proportion to the kinetic energy or to the momentum of the airflow close to the surface. Instead, a minimum wind shear stress is necessary to break the mechanical equilibrium of the soil, to initiate soil erosion, and to result in dust emission. Therefore dust emission will start only if the wind velocity near the surface exceeds some threshold values, as stated by R.A. Bagnold as early as 1941 [Bagnold, 1941].

Early attempts at simulating dust emission from desert areas without any wind speed threshold of erosion resulted in a poor agreement with the available experimental data, in large part because of the absence of this threshold [Jousseume, 1990, 1993 ; Genthon, 1992]. On the other hand, models including such a threshold of erosion have been used in the recent years. Westphal et al. [1987] studied the dynamics and microphysics of Saharan dust storm with a wind speed threshold of 5.2 m s^{-1} at a height of 10 meters. Tegen and Fung [1994, 1995] used a uniform threshold of 6.5 m s^{-1} at 10-m height over bare unvegetated soils in their studies on mineral dust. Marticorena et al. [1997a] computed wind speed thresholds at 10-m height for square cells $1^\circ \times 1^\circ$ in the western Sahara, on the basis of the physical description and modeling

of the emission processes [Marticorena and Bergametti, 1995]. This model, afterwards referred to as the MB scheme, involves a threshold which depends on soil texture and surface roughness and which ranges from 6 to 20 m s⁻¹.

These models of soil erosion and resulting dust emission differ significantly in their sophistication. They were tested by comparing their simulated dust emissions with satellite observations of the process [Marticorena et al., 1997a, 1999].

The presence of desert dust over land is revealed, in the middle of the day, by a decrease of the thermal infrared radiance outgoing to space [Legrand, 1990]. This effect is mapped in terms of the Infrared Difference Dust Index (IDDI) derived through a suitable algorithm applied to the IR images of the geostationary satellite Meteosat [Legrand et al., 1994]. Owing to Meteosat's location over the Gulf of Guinea, the data concern mostly dust generated in the Sahara and in the Sahel.

The comparison between the models were carried out for the western Sahara, north of 16°N and west of 12°E, using the IDDI data for the year 1991 and the corresponding wind speed at the 10-m level of the reanalyses from the European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF, Shinfield Park, Reading, England). These tests [Marticorena et al., 1999] indicate that the agreement between simulated and observed dust emission ranges from very poor for a model without threshold to good with a single-threshold model and excellent with a varying threshold model such as the MB scheme. A consistency index measuring the fractional agreement between simulations and observations reaches values of 7, 61, and 79% for these three categories, respectively.

So a varying threshold model is proven to be the most accurate in simulating the dust emission. This advantage is due to a comprehensive characterization of the source areas, taking into account the physical description of the eroded surface and of its underlying soil. On the other hand, prior to applying this model, an extensive set of information on the physical characteristics of the arid areas of the western Sahara had to be collected as input data. Such a task, concerning properties at very small scales, over a region covering 4.5 million km², has not been an easy one. This difficulty constitutes a major hindrance to a global extension of the model.

In this paper, we investigate an alternative technique using the satellite observations to estimate directly the value of the erosion wind speed threshold. In principle, this must be feasible with the IDDI, since this dust index was successfully applied to the validation and intercomparison of the various models of dust emission.

After a brief survey in section 2, relating to the physics of dust emission and its use in the MB scheme, section 3 is dedicated to the satellite remote sensing of dust over the source areas. The method designed for retrieving the wind speed threshold from the IDDI images is presented in section 4. In section 5, results are given and discussed for a set of Saharan and Sahelian targets, and these satellite determinations are compared to the values derived directly from the soil texture and surface roughness [Marticorena et al., 1997a].

II) Soil erosion and dust emission

II-1) Physical background

The physics of aeolian soil erosion and dust emission is described in detail by Marticorena [1995] and by Marticorena and Bergametti [1995]. It is briefly summarized below.

In its motion, the lowest part of the atmosphere, the so-called atmospheric boundary layer, exerts a friction stress on the underlying surface. This process involves a transfer of atmospheric momentum to the Earth's surface and results in a slowing down of the airflow. In adiabatic conditions, the wind in the boundary layer over rough ground is characterized by a logarithmic profile :

$$U(Z) = \frac{U^*}{k} \cdot \text{Ln} \frac{Z}{Z_0}, \quad (1)$$

where k is the Karman constant ($k=0.4$), Z_0 is the ground roughness length, and U^* is the wind friction velocity related to the friction stress τ through :

$$U^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_a}}, \quad (2)$$

where ρ_a is the air density.

In arid regions the unprotected dry soil is subjected to aeolian erosion. A particle of soil can be drawn up by the wind friction stress, provided this force overbalances the added effects of the particle weight and of the interparticle cohesion force. The limit of the equilibrium between these three components defines the erosion threshold of the particle, either in terms of the wind friction stress or of the corresponding wind friction velocity U_t^* .

The formulation of the threshold u_t^* relevant to a "smooth" erodible surface (i.e., free of any solid obstacle), as a function of the (spherical) particle diameter D_p , was derived from Iversen and White's [1982] results by Marticorena and Bergametti [1995].

However, natural arid surfaces are often sprinkled with a variety of small-scale obstacles such as gravels, pebbles, stones, and rocks, as well as elements of vegetation, absorbing a part of the atmospheric momentum and opposing the soil erosion. The resulting erosion threshold U_t^* is therefore increased as a function of the obstacle's roughness, according to the relation :

$$U_t^* = \frac{u_t^*(D_p)}{f(Z_0, z_0)}, \quad (3)$$

where the effective friction velocity ratio f , smaller than unity, depends on the roughness lengths of the obstacles, Z_0 and of the smooth erodible soil, z_0 . Equation (3) was validated with field measurements [Marticorena et al., 1997b]. Applying equation (1) defines the corresponding wind speed threshold, $U_t(Z)$, at height Z :

$$U_t(Z) = \frac{U_t^*(D_p, z_0, Z_0)}{k} \cdot \text{Ln} \frac{Z}{Z_0}. \quad (4)$$

The erosion threshold is a minimum for a particle size D_p of 80 μm or so, for any ground surface, with or without obstacles. Particles are not lifted if they are too large ($D_p > 2000 \mu\text{m}$). On the other hand, fine particles ($D_p < 20 \mu\text{m}$) are subjected to high cohesion forces, preventing them from being moved by aerodynamical forces only [Shao et al., 1993]. These particles generally exist only associated in larger soil aggregates. The particles of intermediate size which can be lifted by the wind, follow quasi-horizontal trajectories downwind, moving down to the surface. This process, referred to as saltation, results in collisions which break the aggregates and expel fine fragments able to be kept in suspension in the atmosphere. This is the sandblasting process, which results in dust mobilization [Gillette, 1978 ; Gomes et al., 1990 ; Shao et al., 1993]. As soon as the erosion threshold is exceeded, the saltation and the sandblasting produce dust, insofar as there are aggregates in the soil. So the soil erosion threshold is also a dust emission threshold.

The horizontal (mass) flux of soil particles, G , is proportional to the surface fraction, E , of erodible soil. It is calculated by summing the various sizes of soil particles contributing to saltation, weighted with the (mass) size distribution of the soils, $(dM/d\text{Ln}D_p)$. Beyond the threshold U_t^* , G increases steeply according to a power law in U^{*3} [Bagnold, 1941]. The

resulting vertical (mass) flux of dust, F , is proportional to G [Shao et al., 1993], the proportionality factor α depending on the soil content of aggregates of fine particles, particularly the clay content, according to an empirical relationship [Marticorena and Bergametti, 1995].

II-2 Model input data

The input parameters needed by the MB scheme are U^* , z_0 , Z_0 , E , $(dM/dLnD_p)$, and α . Specific methods were developed to determine these parameters necessary for using the scheme on a large scale. The parameters of concern are defined over a 1° latitude \times 1° longitude grid and mapped over the western Sahara. The general approach used is summarized below from Marticorena [1995] and Marticorena et al. [1997a].

- i) The adiabatic hypothesis being assumed and the roughness length Z_0 being known, U^* can be computed from the wind speed U at height Z through equation (1). The wind field at the 10-m height from the ECMWF reanalyses is used for U .
- ii) The roughness length Z_0 and the fraction of erodible soil, E , are determined from the density of obstacles, their mean height, and their shape. The typical surfaces constituting the western Sahara are classified into four classes according to the presence (or absence) of vegetation and inert obstacles. On the basis of various mean heights and covering rates for each type of obstacle and of the values of z_0 for a smooth surface, 40 different roughness categories are distinguished.
- iii) The parameters related to the soil erodibility are $(dM/dLnD_p)$, z_0 and α . These parameters are determined through a coupled mineralogical-granulometric description of the soil in arid regions [Chatenet et al., 1996]. This description was established by dry sieving and a chemical analysis of a set of 26 samples collected in several arid and semi-arid regions (Sahara, Sahel, California and Spain). All the samples are verified to be describable as a mixture in various proportions of four reference populations characterized by both their own lognormal granulometric distribution and their mineralogical composition (referred to as aluminosilicated silt, fine sand, coarse sand, and salts). In addition, an analysis of wet sedimentation allowed us to measure the clay

content to be assigned to each of these reference components and hence their characteristic α values.

Combining these four reference soils, eight soil types were derived, representing every erodible soil in the western Sahara, characterized by their own granulometric distribution (made of up to three lognormal modes), mineralogy, and α values. In addition, the roughness length z_0 is estimated to be $D_{pm}/30$, where D_{pm} is the median diameter of the coarse lognormal mode of every soil type.

In summary, the data needed for large-scale use of the MB scheme are the wind speed at the 10-m height, the covering rate and mean height of the obstacles, and the mineralogical type of the erodible soils.

Relevant information on these parameters describing the state of the arid surfaces is found in specific soil maps, in association with high-resolution satellite images when necessary.

The basis for this general information consists of the topographic maps of the French National Geographic Institute (IGN), from which the main landscape units can be identified and classified according to five types. Then the regional orographic context is analyzed, resulting in sorting every square degree cell by comparison to its neighbors with respect to the surface features associated with each landscape unit (e.g., the size of the pebbles of the *regs* and the *serirs*, depends on the distance to the mountains where these elements originate). This orographic analysis is supported and completed by geological and climatological analyses (e.g., considering the relations between the grains' mineralogy and size near the surface and the geological nature of the substratum or considering the current and past precipitation rates, in relation to the fraction of fine grains near the surface, or to the vegetation height and density.)

At this point, the information is still qualitative. It is quantified by using the quantitative references provided by direct observations and measurements performed in the region under consideration [e.g., Mainguet and Callot, 1979 ; Callot, 1988, 1992], used as "points of calibration" and extended to the whole mapped area.

The resulting map is characterized by up to five types of surface features, each one being a fractional coverage for each $1^\circ \times 1^\circ$ grid cell. Each type of surface feature is defined according to its erodible soil type and roughness category (i.e., values for z_0 , Z_0 , E , $(dM/dLnD_p)$, and α). Therefore the grid cells generally cannot be represented by a unique wind friction velocity threshold.

Instead, the threshold map shown in Figure 1 is determined as a map of wind speed at the 10-m height at which the model-simulated vertical flux F is equal to a weak value of $10^{-13} \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (below which emission is considered negligible). Such a threshold stems clearly from the dust productivity of the surfaces, determined primarily by the α values found in a grid cell and depending also on the corresponding fractional coverage of the cell. Consequently, these threshold values should not be confused with the theoretical values given by equation (4), except for those homogeneous cells made up of a single type of surface feature, even though one can expect some agreement between the threshold values in Figure 1 and the lowest theoretical threshold of the corresponding surface type components found in each cell.

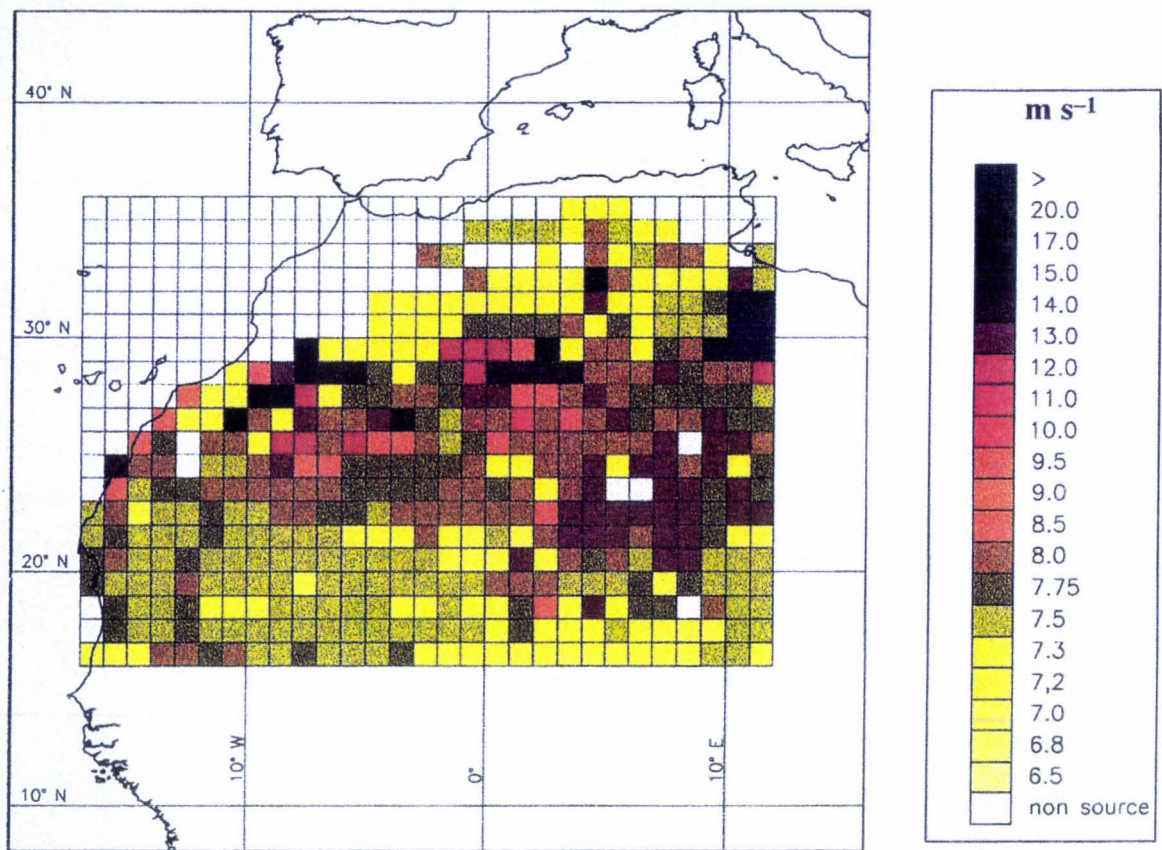


Figure 1 : Threshold wind velocity defined at 10 meters [Marticorena et al., 1997a].

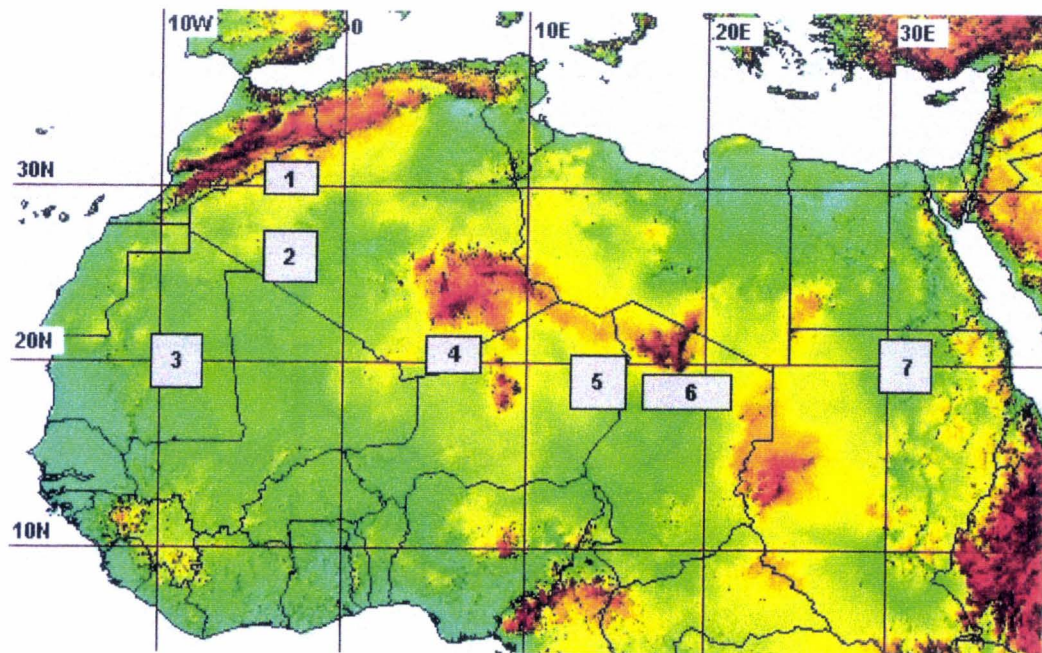


Figure 3 : Location of the seven targets for which wind speed thresholds have been computed.

III) Satellite observation of Saharan dust

III-1) Remote sensing in the thermal infrared

The presence of dust in the atmosphere results in radiative and nonradiative interacting processes [Cautenet et al., 1992]. A major radiative effect in the shortwave is the extinction of the downwelling solar flux, resulting in a daytime shift of the energy balance at Earth's surface. In the arid regions where dust is generated, the thermal response of the dry unvegetated soil to a solar irradiance drop is a strong fall of the (skin) surface temperature, peaking near midday, involving a strong decrease of the thermal infrared emission by the surface. In addition, this weaker ground-emitted radiance is reduced even more during its transfer through the dust layer, which is much colder than the surface.

These processes converge to generate a strong decrease of the longwave radiance outgoing to space during daytime, a circumstance which enables the satellite remote sensing of dust in the thermal infrared. Early results can be found in the work of Shenk and Curran [1974] (Nimbus/Temperature-Humidity Infrared Radiometer (THIR), 10.5-12.5 μm) and of Legrand et al. [1982, 1985] (Meteosat IR channel, 10.5-12.5 μm).

III-2) Infrared Difference Dust Index

The Infrared Difference Dust Index (IDDI) is defined as the decrease of the thermal infrared radiance due to the presence of dust in the atmosphere during daytime. It is derived from Meteosat IR channel measurements at 1130 UTC and expressed in radiometric counts (a count corresponding to a radiance of 0.08 $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$ for Meteosat-4). Images in the format B2, obtained by sampling one pixel out of six according to both dimensions in the prime full resolution images, were provided by the European Space Operational Centre (ESOC). Now these data are delivered by Eumetsat, D-64295 Darmstadt, Germany (information can be found via the Internet at <http://www.eumetsat.de>).

The IDDI is processed through the following algorithm [Legrand et al., 1994].

- (i) The raw images, preadjusted for geographical coincidence, are corrected for the daily variations of sensitivity of the IR channel, using the calibration coefficients provided with every image.

(ii) These original corrected images are used to realize a reference image (RI) representing approximately clear and dust-free conditions of satellite viewing. As both dust and clouds result in a decrease in the satellite-measured radiance, the RI is created by selecting the highest radiometric level for every pixel, from a time series of original images. The optimal length of the series is 15 days, a compromise reconciling the conflicting goals of a good elimination of clouds and dust and of a limited impact of the bias due to seasonal or other possible long-term effects.

(iii) The atmospheric elements, clouds and dust, are separated from the surface information by subtracting the original corrected images from the RI, which results in difference images (DIs). On these images, clouds and dust can be observed against a smooth background resembling the ocean surface.

(iv) The clouds are identified in the DIs using an algorithm derived from the spatial coherence method concept [Coakley and Bretherton, 1982]. The pixels identified as cloudy are masked, while the counts of the clear pixels represent the basic IDDI data.

III-3) Relation between IDDI and visibility

The parameters usually employed to indicate the presence of dust and to estimate its amount are the visibility and the aerosol optical depth. These dust indicators have been used to check the validity of the IDDI as a dust indicator [Legrand et al., 1985, 1989 ; Tanré and Legrand, 1991]. Visibility has been widely used in connection with dust measurements and studies [e.g. Bertrand et al., 1975 ; Middleton, 1985 ; Ben Mohamed and Frangi, 1986 ; D'Almeida, 1986 ; Ackerman and Cox, 1989 ; N'Tchayi et al., 1994, 1997]. In spite of noticeable shortcomings, namely, (i) a limited quantitative accuracy, compared with the photometric aerosol optical depth, and (ii) a characterization limited to the atmospheric layer neighboring the ground level, the advantage of the visibility parameter is to be routinely measured in the many stations of the synoptic meteorological network. Therefore it is well suited for a comparison of climatological relevance with the IDDI.

In Figure 2, the IDDI is compared with the visibility measured at 39 stations all year round in 1984. The stations lie in the western and central Sahel and in the south of Sahara (between 10°N- 25°N and 15°W-20°E). The data were classified into seven categories according

to the visibility values at 1200 UTC. The mean and the median have been computed for every category. Owing to the presence of some outliers in the data set, the mean is somewhat greater than the median, so the latter is expected to approximate more closely the investigated relation. The IDDI increases when the visibility decreases, as is predictable, and it reaches a value of 10 counts for a visibility of 10 km. Above this limit of visibility, dust is considered to be absent.

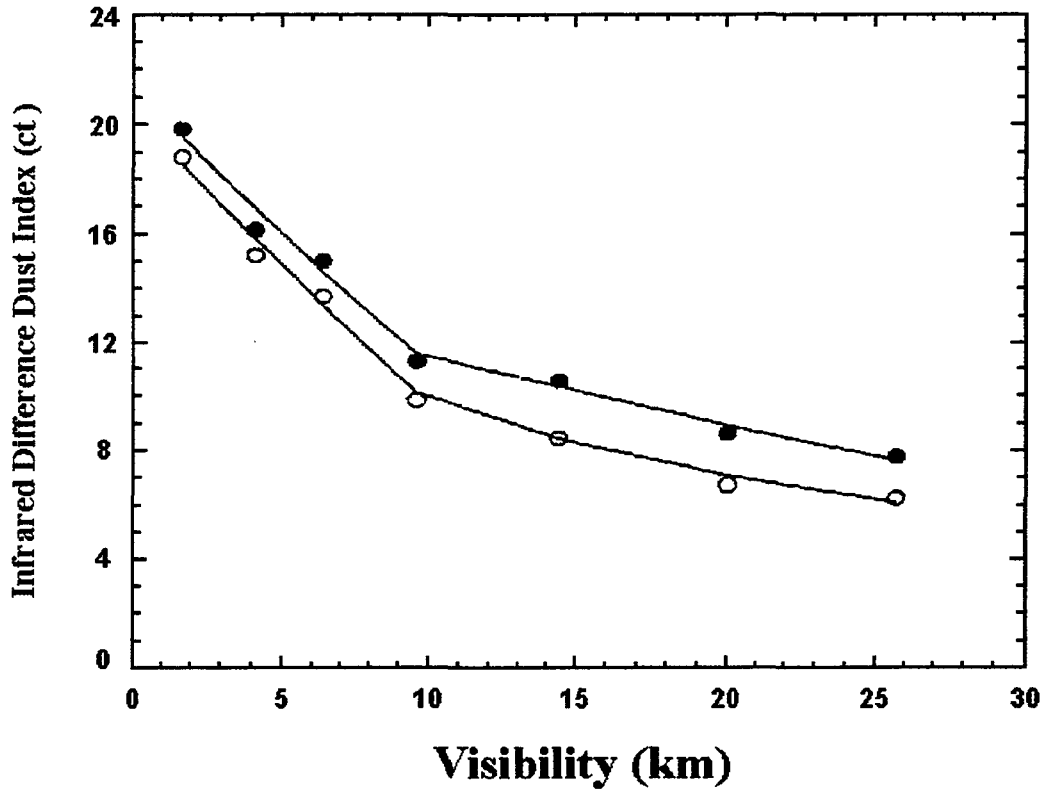


Figure 2 : Averages (solid circles) and medians (open circles) of Infrared Difference Dust Index (IDDI) for seven classes of visibility: $[0 - 2.5\text{km}[$, $[2.5 - 5\text{km}[$, $[5 - 7.5\text{km}[$, $[7.5 - 10\text{km}[$, $[10 - 15\text{km}[$, $[15 - 20\text{km}[$ and $[20 - 30\text{km}[$ [From Legrand et al., 1994].

IV) Method for estimating erosion threshold

The method for estimating the wind speed threshold of erosion of a source of mineral aerosol is based on the graphic representation of IDDI values against the wind speed at the 10-m level.

The IDDI values at 1130 UTC are computed over the $1^\circ \times 1^\circ$ grid cells so as to be suited to the mapping scheme of Marticorena et al. [1997a]. They are obtained by averaging the cloud-free values of the pixels contained in each cell. If the cloud cover exceeds 50%, the cell is declared cloudy and not used in the graph. This treatment is applied to B2-formatted IDDI images comprising between 10 and 25 pixels per square degree, depending on the geographical location (Figure 3).

Wind speed data at 10 meters are 1200 UTC ECMWF reanalysis data, displayed in the form of a horizontal square grid with a mesh of step 1° in both dimensions.

IV-1) Graphical evidence of an emission threshold and its determination

Figure 4 shows a scatterplot of IDDI values versus reanalyses of wind speed at 10 meters, realized by collecting the nine square degrees cells of target 2 (Figure 3), delimited by the parallels 24.5°N and 27.5°N and the meridians 1.5°W and 4.5°W , during the 1.5-month period from May 1 to June 15, 1991. A line is drawn corresponding to an IDDI value of 10 ct. Such a value matches a visibility of 10 km, a limit above which dust is considered practically absent in the atmosphere [Bertrand, 1977]. The dust-free and dusty points are below and above this line, respectively. For a given class of wind speed it is possible to determine an emission index I_e as the ratio

$$I_e = \frac{N_d}{N_d + N_{nd}}, \quad (5)$$

with N_d and N_{nd} being the numbers of dusty and dust-free cases in the class, respectively. Figure 5 represents the emission index I_e against the wind speed at the 10-meters, using the data displayed in Figure 4, and shows the classes used to compute I_e . For large enough wind speeds the emission index is observed to reach unity, corresponding to classes without any dust-free cases. The line corresponding to a wind speed $V_t=8.5 \text{ m s}^{-1}$ is drawn in Figures 4 and 5. It is associated with a class having an emission index slightly smaller than unity. The lines

corresponding to 10 ct of IDDI and a wind speed of 8.5 m s^{-1} divide Figure 4 out into four regions which can be interpreted as follows :

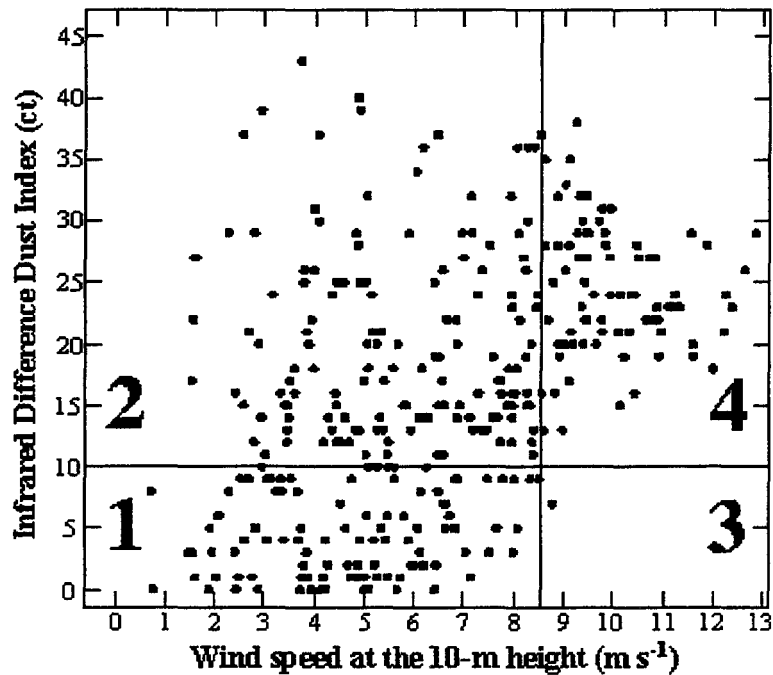


Figure 4 : IDDI values versus wind speed at the 10-m height during the period from May 1 June 15, 1991, for target 2.

- Region 1 corresponds to the cases with low or moderate wind speeds, without dust. There is neither emission nor transport of dust.
- Region 2 corresponds to the cases with low or moderate wind speeds, with dust. There is no emission, since there is no emission in region 1 in the presence of the same wind speeds. So these cases correspond to dust transported from distant sources.
- Region 3 corresponds to the case of high wind speeds, without dust. It is characterized by few or no points. This result means that above the wind speed V_t , all the cases are dusty, indicating emission. So V_t is the erosion wind speed threshold.
- Region 4 contains the high wind speed cases that are all characterized as dusty. They result from emission alone or in association with transport.

Two contiguous classes are 0.5 m s^{-1} apart, which represents the resolution for the determination of the erosion wind speed threshold. However, the classes are chosen to be 1 m s^{-1} wide, in order for their size to be large enough to ensure statistical significance. A minimum

acceptable size of 10 is necessary for any class. Several neighboring classes are merged into a single one in cases when this criterion is not fulfilled (degrading the resolution). As is expected, the emission index is generally observed to increase with the wind speed. In principle, its reaching unity reveals that wind speed reaches the threshold for dust emission (ignoring the unlikely coincidence of transport without emission in all the cases of a given class). Practically, owing to the presence of some outliers in the scatterplot, a value of 0.9 for I_e is preferred to 1 as a criterion for the threshold determination.

In Figure 5, the erosion wind speed threshold of 8.5 m s^{-1} corresponds to the eighteenth class, the lowest class in which I_e is greater than 0.9.

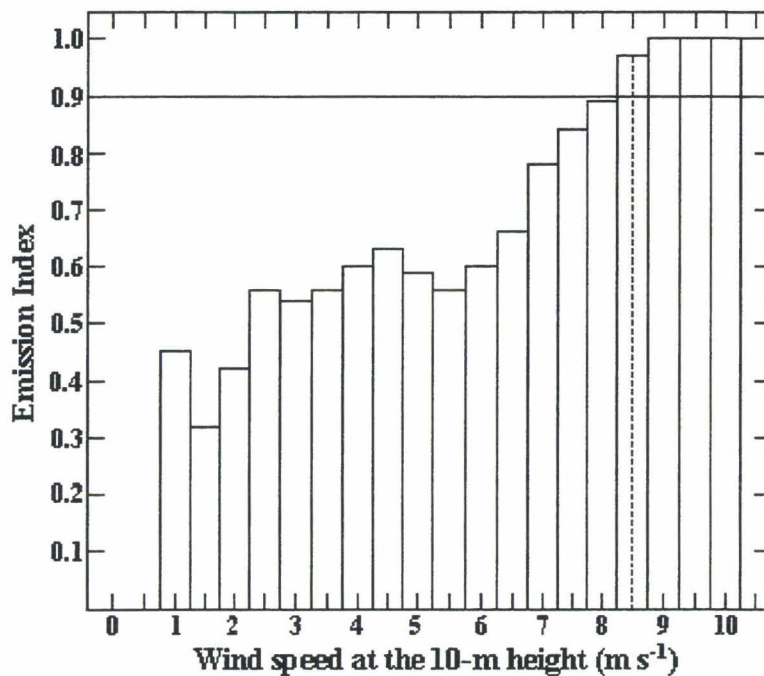


Figure 5 : Emission index versus wind speed at the 10-m height, derived from Figure 4.

IV-2) Statistical determination of the erosion wind speed threshold

The erosion wind speed threshold previously determined is subjected to a number of uncertainties.

- Errors in the reanalyzed wind speeds can be noticeable in a region where the meteorological stations directly measuring wind speed at ground level are rare.

- Errors in the IDDI, ideally considered to be a linear or quasi-linear increasing function of the atmospheric dust load, must also be considered.
- For a class with an emission index greater than 0.9, a weak probability exists that all the observed dusty cases are due to dust transport only.
- We can infer from the class width an irreducible uncertainty of $\pm 0.25 \text{ m s}^{-1}$ in the determination of the erosion wind speed threshold.
- The extent over several square degrees of the studied targets involves likely local differences in surface properties resulting in some looseness in the erosion wind speed threshold definition itself. This effect has been limited by selecting most of the targets from geographically homogeneous regions.

The sources of error in surface wind speed and IDDI values can have an impact on the character of the scatterplot. In particular, some points can be displaced into region 3 of the wind speed-IDDI diagram. This explains why a value of 0.9 is used instead of 1 for the emission index, to determine the erosion wind speed threshold.

In order to lessen the effect of the various above mentioned sources of error, the erosion wind speed thresholds are determined by applying a statistical method. For this, 24 determinations are realized for each target, using 1.5-month periods over the 3 years 1990, 1991, and 1992.

As long as the target lies in an arid region, which is the case of every target selected in this study, the assumption of the invariability of its erosion wind speed threshold is certainly a reasonable one, except for the scarce and short periods following rainfall events. So, ideally the previous processing would provide 24 identical determinations for each target threshold. Because of the errors previously listed, the statistical approach provides a set of determinations. Figure 6 shows, for target 2, these threshold determinations against time over the studied 3-year period. Apart from the fluctuations between consecutive values, due to nonsystematic errors, no significant seasonal or long-term trend is observed, consistent with the assumption of an unvarying threshold. It can be noted that several determinations are missing, corresponding to periods with (i) a high average cloud cover resulting in an insufficient number of IDDI values for the statistics or (ii) surface wind speed values too weak compared to the threshold.

Figure 7 shows the corresponding histogram from which the threshold value and its associated accuracy are estimated. Calculating the average and standard deviation values gives

$V_t^a = 9.1 \pm 0.5 \text{ m s}^{-1}$. The median value results in a second estimate $V_t^m = 9.25 \text{ m s}^{-1}$ and the range of error defined by the thirtieth and seventieth percentiles is such that $9 \text{ m s}^{-1} < V_t < 10 \text{ m s}^{-1}$.

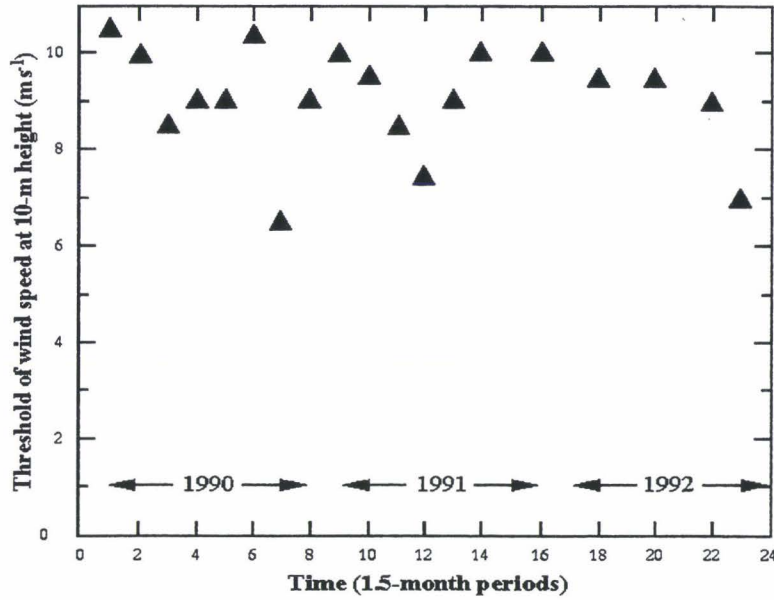


Figure 6 : The threshold determinations versus time for target 2.

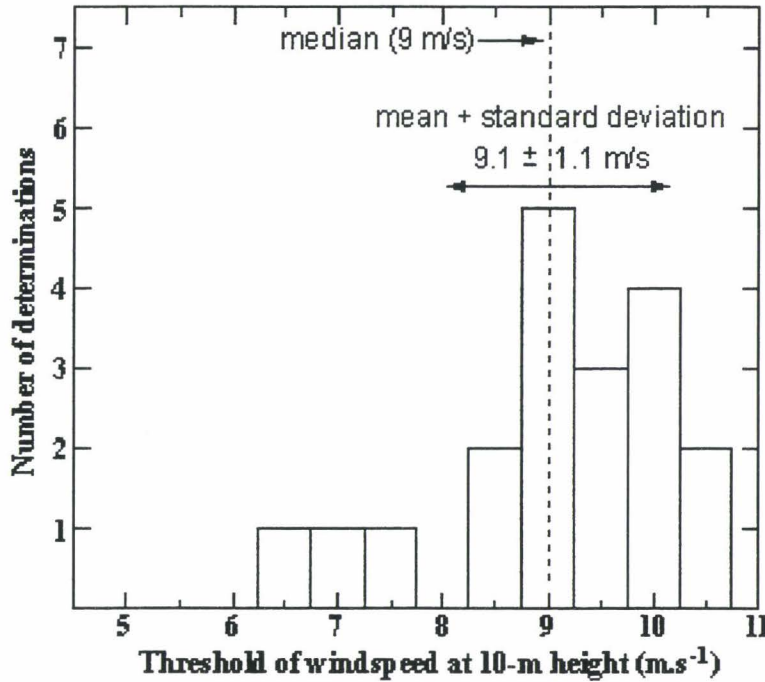


Figure 7 : Histogram of the computed threshold values for target 2 during 1990, 1991, and 1992.

V) Results and Discussion

The results are presented in Table 1 for the seven Saharan and Sahelian targets shown in Figure 3. Each target was studied as described in section 4 for target 2.

Some 1.5-month data sets had to be rejected out of the 24 data sets available from the 3-year period of study for each target, as shown in the third column of Table 1. For a total of 40 rejected data sets out of 168 (24%), 14 contained too few data for the statistical analysis, owing to a high average cloudiness, 12 contained wind speed values too low to permit the threshold determination, and 14 were declared anomalous and rejected for this reason. From these 14 cases, 6 were explained by the occurrence of precipitation reported in the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) data set World Meteorological Organization (WMO) [Rudolf, 1993 ; Rudolf et al., 1994], and 8 remained unexplained (4.8%).

The threshold values obtained by averaging the determinations from these data sets range between 6.63 m s^{-1} for the Sahelian target 5 lying in NE Niger and 9.08 m s^{-1} for the Saharan target 2 in SW Algeria. The medians are close to the averages, slightly larger by 0.17 m s^{-1} on average. The lower values for targets 1, 3, and 5, between 6.6 and 7.2 m s^{-1} , are most likely to result from their slightly less arid climate, according to the United Nations Environment Program (UNEP) desertification studies [Middleton and Thomas, 1997]. This feature, discussed by Marticorena et al. [1997a], is apparent in Figure 1 where the northern and southern margins of the Sahara are characterized by low (yellow and yellow-gray) threshold values.

The computed standard deviations range from 0.67 to 1.11 m s^{-1} . Table 1 presents in its last column the range of the threshold values for the $1^\circ \times 1^\circ$ grid cells contained in each target, directly determined from the soil type and surface roughness by Marticorena et al. [1997a] (targets 5, 6, and 7 are outside of the region studied by these authors). These values show a fair agreement with the satellite values. Indeed, such a result could be expected, owing to the fact that the MB scheme has been successfully validated by comparison of its computed fluxes of emitted dust with the observed dust patterns provided by the IDDI images [Marticorena et al., 1997a]. Comparing the satellite determinations through the averaged values in the fourth column of Table 1, with the direct physical determinations using the middle of the intervals given in the last column, reveals negligible differences within $\pm 0.1 \text{ m s}^{-1}$ for thresholds of targets 1, 3, and 4.

Table 1 : Emission threshold determinations.

Targets	Geographical coordinates (deg)	Number of determinations	Mean & standard deviation ^a , (m s ⁻¹)	Median & interval [30%-70%] ^a , (m s ⁻¹)	Physical threshold range ^b (m s ⁻¹)
N°1 (W. Algeria)	(3 ± 1.5)W (30.5 ± 1)N	19/24	6.92 ± 0.75	7.0 [6.5-7.5]	[7.0-7.0]
N°2 (SW. Algeria)	(3 ± 1.5)W (26 ± 1.5)N	19/24	9.08 ± 1.08	9.25 [9.0-10.0]	[7.3-8.5]
N°3 (central Mauritania)	(9 ± 1.5)W (20 ± 1.5)N	17/24	7.21 ± 1.11	7.5 [7.0-7.5]	[7.2-7.2]
N°4 (SE. Algeria)	(6 ± 1.5)E (20.5 ± 1)N	16/24	7.44 ± 0.84	7.5 [7.0-7.5]	[7.2-7.5]
N°5 (E. Niger)	(14 ± 1.5)E (19 ± 1.5)N	16/24	6.63 ± 0.67	6.75 [6.0-7.0]	[-]
N°6 (N. Chad)	(19 ± 2.5)E (18.5 ± 1)N	18/24	8.11 ± 0.87	8.5 [8.0-8.5]	[-]
N°7 (N. Sudan)	(31 ± 1.5)E (20 ± 1.5)N	23/24	8.93 ± 0.73	9.0 [8.5-9.5]	[-]

^a Results from remote sensing.

^b Values derived from the physical and geographical descriptions of surfaces.

The difference appears larger for target 2 : 7.9 m s⁻¹ for the direct physical determination versus 9.08 m s⁻¹ from the satellite. This is clearly in connection with the comparatively low values of the consistency index close to 0.65, compared with an average of 0.79 for the whole region under study [see in Marticorena et al., 1997a, Plate 2]. If this difference is due to an underestimation in the direct physical determination of the threshold, the satellite provides the more appropriate value of approximately 9 m s⁻¹. On the other hand, if the difference is due to (i) an overestimation of the wind speed reanalyses from the ECMWF or (ii) an underestimation of the IDDI values, the direct physical description gives the right threshold of 8 m s⁻¹ or so. Thus it is not clear whether a value of 8 or 9 m s⁻¹ should be assigned to target 2.

However, it is noteworthy that this comparative discrepancy occurs with a target characterized by large intervals on its threshold values, both directly determined and satellite-derived. A comparative lack of homogeneity of this target compared to targets 1, 3, and 4 explains the large range of the directly determined threshold values (also shown in Figure 1). The large interval of the satellite-derived threshold values might also be a consequence of this lack of homogeneity. This would indicate that a lack of homogeneity of target 2 results in an ill-

defined threshold, characterized by a large interval of possible values. Nonetheless, it can be noted that the intervals on both threshold determinations overlap, providing acceptable values from both techniques between 8.0 and 8.5 m s⁻¹.

VI) Conclusion and Prospects

The remote sensing of desert dust close to its source can be achieved using the IDDI derived from the Meteosat IR images of the middle of the day. These data, in conjunction with the estimated wind speed at the 10-m height provided by the ECMWF reanalyses, allow a statistical determination of wind speed thresholds for dust emission. The comparison of this satellite-derived wind speed threshold with values independently determined through direct physical and geographical descriptions of the source areas shows a close agreement.

From these results a mapping of the Sahara can be projected. Compared to this preliminary study, improvements can be carried out easily by (i) replacing the 1°×1° resolution ($\approx 100 \times 100 \text{ km}^2$) by the resolution of the Meteosat B2 pixel ($\approx 30 \times 30 \text{ km}^2$), (ii) replacing the B2 images by the full resolution ones ($\approx 5 \times 5 \text{ km}^2$ of resolution), and (iii) enlarging the period of 3 years used in this study to improve the accuracy of the statistical procedure and to test the long-term constancy of the thresholds. For this, 20 years of images in full resolution and 15 years in the format B2 are archived at Eumetsat.

Geographical extension to other deserts is possible in the current context. Using Meteosat satellites in their nominal position over the Gulf of Guinea, the mapping can be extended to the Arabian desert, although the latter is located near the edge of the effective field of view. The Namib desert and the Kalahari desert in South Africa can also be mapped. The new position of Meteosat-5 since July 1998, over the Indian Ocean, at 63°E, for the sake of INDOEX (Indian Ocean Experiment), makes it convenient for mapping deserts usually out of sight of the geostationary satellites. The Arabian desert can be studied according to a very favorable geometry of observation, as well as the deserts of the Middle East. The Asian deserts, south and east of the Caspian Sea and in west China and Mongolia, lie in the effective field of view of the satellite.

Semi-arid regions such as the Sahel and the Somalia include major emission sources, at least intermittently [Middleton, 1985 ; N'Tchayi et al., 1997]. The quantitative determination of their emission thresholds is certainly more difficult, because the assumption of their constancy is

obviously not valid. Instead, it can be predicted that erosion activity is intermittent and that the thresholds undergo substantial modulation by rainfall and changes in vegetation cover. Nonetheless, our technique can be used to determine threshold wind speeds in the Sahel during dusty periods, corroborated by more surface meteorological station reports in this area (compared to our Saharan targets), and also extended to make predictions for relatively surface data poor areas such as the Horn of Africa. This technique could be an efficient tool for drought alerts, and it could help to detect and study the process of desertification.

Acknowledgments

This work has been realized thanks to the financial support of the CNRS, through the program Erosion Eolienne en Régions Arides et Semi-arides. The concept developed here arose from a fruitful discussion with G. Bergametti. We would like to thank A.M. Lanquette and G. Cautenet from the Laboratoire de Météorologie Physique (Clermont-Ferrand, France) for their extraction of wind data from the ECMWF reanalyses. We would also like to thank the GPCC (Global Precipitation Climatology Centre) for its precipitations data (data can be found via the Internet at <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/gpcp/gpcc>). Thanks are also due to the reviewers for their helpful comments on the manuscript.

References

- Ackerman, S.A., and S.K. Cox, Surface weather observations of atmospheric dust over the southwest summer monsoon region, *Meteorol., Atmos. Phys.*, 41, 19-39, 1989.
- Bagnold, R.A., *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*, 265 pp., Methuen, New York, 1941.
- Ben Mohamed, A., and J.P. Frangi, Results from ground-based monitoring of spectral aerosol optical thickness and horizontal extinction : Some specific characteristics of dusty Sahelian atmospheres, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 25, 1807-1815, 1986.
- Bertrand, J.J., Visibilité et brume sèche en Afrique. *La Météorologie*, 6, 201-211, 1977.
- Bertrand, J.J., J. Baudet, and A. Drochon, Importance des aérosols naturels en Afrique de l'Ouest, *J. Rech. Atmos.*, 8, 845-860, 1975.
- Callot, Y., Evolution polyphasée d'un massif dunaire subtropical: le Grand Erg Occidental (Algérie), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 46, 1073-1079, 1988.
- Callot, Y., Paléolacs holocènes du nord du Grand Erg Occidental (NW du Sahara algérien), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 160, 19-26, 1992.

- Cautenet, G., M. Legrand, S. Cautenet, B. Bonnel, and G. Brogniez, Thermal impact of Saharan dust over land, I, Simulation, *J. Appl. Meteorol.*, 31, 166-180, 1992.
- Chatenet, B., B. Marticorena, L. Gomes, and G. Bergametti, Assessing the size distribution of desert soils erodible by wind, *Sedimentology*, 43, 901-911, 1996.
- Coakley, J.A., and F.P. Bretherton, Cloud cover from high-resolution scanner data : Detecting and allowing for partially filled fields of view, *J. Geophys. Res.*, 87, 4917-4932, 1982.
- D'Almeida, G.A., A model for Saharan dust transport, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 25, 903-916, 1986.
- Genthon, C., Simulations of desert dust and sea-salt aerosols in Antarctica with general circulation model of the atmosphere, *Tellus, Ser. B*, 44, 371-389, 1992.
- Gillette, D.A., A wind tunnel simulation of the erosion of soil : effect of soil texture, sandblasting, wind speed and soil consolidation on dust production, *Atmos. Environ.*, 12, 1735-1743, 1978.
- Gomes, L., G. Bergametti, G. Coudé-Gaussen, and P. Rognon, Submicron desert dust: a sandblasting process, *J. Geophys. Res.*, 95, 13,927-13,935, 1990.
- Iversen, J.D., and B.R. White, Saltation threshold on Earth, Mars and Venus, *Sedimentology*, 29, 111-119, 1982.
- Jousseume, S., Three-dimensional simulations of the atmospheric cycle of desert dust particles using a general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 95, 1909-1941, 1990.
- Jousseume, S., Paleoclimatic tracers: An investigation using an atmospheric general circulation model under ice age conditions, 1. Desert dust, *J. Geophys. Res.*, 98, 2767-2805, 1993.
- Legrand, M., Etude des aérosols sahariens au-dessus de l'Afrique à l'aide du canal à 10 μm de Météosat: Visualisation, interprétation et modélisation, thèse de doctorat és Sciences, 210 pp., Univ. des Sci. et Technol. de Lille Flandres Artois, France, 1990.
- Legrand, M., J.J. Bertrand, and M. Desbois, Etude des brumes sèches sur l'Afrique de l'Ouest à l'aide de Météosat-1 (premiers résultats), *La Météorologie*, 29, 153-159, 1982.
- Legrand, M., J.J. Bertrand, and M. Desbois, Dust clouds over West Africa : A characterization by satellite data, *Ann. Geophys.*, 3, 777-784, 1985.
- Legrand, M., J.J. Bertrand, M. Desbois, L. Menenger, and Y. Fouquart, The potential of infrared satellite data for the retrieval of Saharan dust optical depth over Africa, *J. Appl. Meteorol.*, 28, 309-318, 1989.

Legrand, M., C. N'Doumé, and I. Jankowiak, Satellite-derived climatology of the Saharan Aerosol, in *Passive Infrared Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere II*, edited by D.K. Lynch, Proc. SPIE Int. Soc. Opt. Eng., 2309, 127-135, 1994.

Mainguet, M., and Y. Callot, L'erg de Fachi-Bilma (Tchad-Niger): Contribution à la connaissance de la dynamique des ergs et des dunes des zones arides chaudes, Mem. Doc. 18, 184 pp., *Cent. Natl. de la Rech. Sci.*, Paris, 1979.

Marticorena, B., Modélisation de la production d'aérosols désertiques en régions arides et semi-arides : Développement et validation d'un code de calcul adapté au transport à grande échelle, *thèse d'université*, 268 pp., Université Denis Diderot, Paris 7, Créteil, 1995.

Marticorena, B., and G. Bergametti, Modeling the atmospheric dust cycle, 1, Design of a soil-derived dust emission scheme, *J. Geophys. Res.*, 100, 16,415-16,430, 1995.

Marticorena, B., G. Bergametti, B. Aumont, Y. Callot, C. N'Doumé, and M. Legrand, Modeling the atmospheric dust cycle, 2, Simulation of Saharan dust sources, *J. Geophys. Res.*, 102, 4,387-4,404, 1997a.

Marticorena, B., G. Bergametti, D. Gillette, and J. Belnap, Factors controlling threshold friction velocity in semi-arid and arid areas of the United States, *J. Geophys. Res.*, 102, 23,277-23,287, 1997b.

Marticorena, B., G. Bergametti, and M. Legrand, Comparison of emission models used for large scale simulation of the mineral dust cycle, *Contrib. Atmos. Phys.*, 72, 151-160, 1999.

Middleton, N.J., Effect of drought on dust production in the Sahel, *Nature*, 316, 431-434, 1985.

Middleton, N.J., and D.S.G. Thomas, *World Atlas of Desertification*, 2nd ed., Arnold, London, 1997.

N'Tchayi, G.M., J.J. Bertrand, M. Legrand, and J. Baudet, Temporal and spatial variations of the atmospheric dust loading throughout West Africa over the last thirty years, *Ann. Geophys.*, 12, 265-273, 1994.

N'Tchayi, G.M., J.J. Bertrand, and S.E. Nicholson, The diurnal and seasonal cycles of wind-borne dust over Africa north of the equator, *J. Appl. Meteorol.*, 36, 868-881, 1997.

Rudolf, B., Management and analysis of precipitation data on a routine basis, in *Proceedings of the WMO International Symposium on Precipitation and Evaporation*, vol. 1, edited by M. Lapin and B. Sevruck, pp. 69-76, Slovak Hydrometeorol. Inst., Bratislava, 1993.

Rudolf, B., H. Hauschild, W. Rueth, and U. Schneider, Terrestrial precipitation analysis : Operational method and required density of point measurements in *Global Precipitations and Climate Change*, edited by M. Desbois and F. Desalmand, NATO ASI Ser., I, 26, 173-186, 1994.

Shao, Y., M.R. Raupach, and P.A. Findlater, Effect of saltation bombardment on the entrainment of dust by wind, *J. Geophys. Res.*, 98, 12,719-12,726, 1993.

Shenk, W.E., and R.J. Curran, The detection of dust storms over land and water with satellite visible and infrared measurements, *Mon. Weather. Rev.*, 102, 830-837, 1974.

Tanré, D., and M. Legrand, On the satellite retrieval of Saharan optical thickness over land : Two different approaches, *J. Geophys. Res.*, 96, 5221-5227, 1991.

Tegen, I., and I. Fung, Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness, *J. Geophys. Res.*, 99, 22,897-22,914, 1994.

Tegen, I., and I. Fung, Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification, *J. Geophys. Res.*, 100, 18,707-18,726, 1995.

Westphal, D.L., O.B. Toon, and T.N. Carlson, A two-dimensional numerical investigation of the dynamics and microphysics of Saharan dust storms, *J. Geophys. Res.*, 92, 3027-3049, 1987.

III-8) Conclusion

Ce chapitre nous a permis de nous familiariser avec les différentes techniques de télédétection du contenu en aérosol désertique dans l'atmosphère (mesures du satellite Météosat dans le visible au-dessus des océans et dans l'infrarouge au-dessus des continents, mesures photométriques). Le but était d'abord d'établir diverses caractéristiques de ce type d'aérosol en rapport avec son cycle de vie, et ensuite de décrire différents résultats que nous comparerons à ceux issus de la modélisation dans le cinquième chapitre du mémoire.

Ce chapitre nous a aussi permis d'appliquer le produit "IDDI" à l'élaboration d'une climatologie de l'aérosol désertique sur l'Afrique et d'en tirer des conclusions sur les différentes zones de production et sur les variabilités saisonnière et interannuelle de ces poussières. La méthode de caractérisation des vitesses seuil de soulèvement est une deuxième application de l'IDDI. L'avantage de cette méthode est qu'il n'est pas nécessaire d'aller rechercher les informations sur le terrain des zones étudiées. Les résultats obtenus apparaissent en bon accord avec ceux issus des travaux de Marticorena et Bergametti (1995).

A ce niveau du mémoire notre description de l'aérosol désertique reste fragmentaire et assez qualitative. Pour la compléter dans la perspective du futur travail de modélisation, il nous reste à quantifier radiativement ce type particulier d'aérosol. Le chapitre IV sera plus particulièrement axé sur l'étude des propriétés optiques et radiatives des poussières minérales du Sahara.

CHAPITRE IV

Détermination des caractéristiques optiques de l'aérosol désertique

Nous abordons dans ce chapitre l'étude des propriétés optiques de l'aérosol désertique à partir des propriétés microphysiques.

A travers son action sur les rayonnements solaire et tellurique, par diffusion, absorption et émission, l'aérosol désertique est capable d'altérer de façon significative le bilan radiatif de la planète et de son atmosphère. Pour quantifier cet effet radiatif, il faut déterminer les propriétés optiques des particules : coefficients d'extinction, d'absorption et de diffusion, albédo de diffusion simple et facteur d'asymétrie (voir Annexe A). L'utilisation de codes de transfert radiatif nous permettra ensuite de calculer l'effet radiatif de cet aérosol.

Les propriétés optiques d'un type d'aérosol donné sont fonction de la répartition en taille et du facteur de forme des particules qui le composent, et de leur indice complexe. Ces paramètres permettent de calculer les propriétés optiques du modèle. Les aérosols désertiques peuvent avoir des compositions minéralogiques variées en fonction des sols dont ils sont issus. Nous nous limiterons aux mesures relatives à l'aérosol issu des sources de la région décrite par Marticorena (1995) (Sahara de l'ouest, Sahel de l'ouest et océan Atlantique).

IV-1) Distribution granulométrique

IV-1-a) Description qualitative

Il semble que la nature minéralogique des sols n'ait pas une influence nette sur le spectre granulométrique de la poussière émise en particulier en ce qui concerne les rayons modaux (Alfaro et al., 1998). En revanche, plus la vitesse de vent en surface est importante et plus l'énergie cinétique des particules en saltation est élevée, ce qui accroît la fragmentation des agglomérats en fines particules. En conséquence, le mode fin du spectre granulométrique est d'autant plus important que les vitesses de vent au sol sont élevées.

Au cours du transport en atmosphère non nuageuse, la distribution granulométrique des aérosols est amenée à évoluer à travers la sédimentation par gravité affectant surtout les plus grosses particules. On observe donc un décalage du spectre vers les modes les plus fins, à mesure que l'on s'éloigne des sources. Il a été observé que le maximum de la distribution granulométrique en masse correspond à un rayon de l'ordre de 4 μm au-dessus du Sahara, à proximité (quelques centaines de km) des zones source, et de 1 à 2 μm au-dessus de l'océan Atlantique (Schütz, 1980 ; d'Almeida et al., 1991 ; Glaccum et Prospero, 1980). Rahn et al. (1976) montrent par l'analyse d'échantillons récoltés au-dessus de l'océan Atlantique sur une période de 8 jours et sur une distance de 2400 km que l'aérosol est spatialement uniforme lors de sa traversée de l'océan Atlantique, en termes de composition granulométrique. Notons que la concentration en nombre est largement dominée par les petites particules peu sensibles à la sédimentation. Les analyses de Savoie et Prospero (1976) recourent ces résultats, puisque leur étude montre que la distribution en taille n'est que très légèrement modifiée lors de sa traversée de l'océan Atlantique.

IV-1-b) Déterminations expérimentales

Le spectre granulométrique peut être directement estimé à partir d'échantillons prélevés par filtration totale de l'air, ce qui permet une collecte globale de la matière particulaire en suspension. L'air pompé est accéléré progressivement dans un impacteur à cascade, de sorte que les différents étages d'impaction retiennent des particules de tailles décroissantes pour effectuer ainsi un tri inertiel (Marple, 1970). Une autre méthode utilisée pour déterminer directement le spectre de taille des particules est l'étude au microscope d'échantillons récoltés par pompage de l'air sur une surface appropriée. On peut aussi utiliser la méthode de comptage optique.

Citons enfin les méthodes d'inversion, par exemple la méthode de King (King et al., 1978) qui permet d'extraire la répartition granulométrique de l'aérosol, à partir de la connaissance de l'épaisseur optique pour plusieurs longueurs d'onde. Cette méthode repose sur la relation entre l'épaisseur optique τ des aérosols et leur granulométrie :

$$\tau_\lambda = \int_0^\infty \pi r^2 Q_{ext}(\alpha, n) \frac{dN}{dr} dr \quad (\text{Eq. IV-3})$$

dN/dr : distribution normalisée à une particule par unité de volume,

$\pi r^2 Q_{ext}$: section efficace d'extinction, dépendant de l'indice de réfraction complexe n des particules et du paramètre de Mie $\alpha = 2\pi r/\lambda$.

IV-1-c) Formulation mathématique

En faisant l'hypothèse de particules sphériques, l'expression analytique la plus communément utilisée pour représenter les spectres granulométriques des aérosols est la distribution lognormale. Pour la représentation de l'aérosol désertique, on utilise usuellement une somme de 3 modes lognormaux caractérisés chacun par un rayon médian et un écart-type, et affectés chacun d'un facteur traduisant leur poids respectif dans la population totale (Davies, 1974 ; Jaenicke et Davies, 1976). Ainsi, la distribution en nombre s'écrit :

$$\frac{dN}{dr} = \sum_{i=1}^3 \frac{N_i}{\sqrt{2\pi r \ln \sigma_i}} \exp \left[-\frac{(\ln r - \ln R_i)^2}{2(\ln \sigma_i)^2} \right] \quad (\text{Eq. IV-1})$$

dN/dr : densité spectrale en nombre de particules par unité de volume d'atmosphère,

N_i : concentration volumique en nombre de particules pour le mode i ($N = \sum_i N_i$ est la concentration volumique totale en nombre),

σ_i : écart-type géométrique du mode i ,

R_i : rayon médian du mode i , défini par $\left(\frac{d^2 N(r)}{dr^2} \right)_{r=R_i} = 0$.

Sur la base de l'hypothèse de sphéricité des particules, on peut déterminer une relation entre les densités spectrales en nombre de particules et en masse, par unité de volume :

$$\frac{dM}{dr} = \frac{4}{3} \pi r^3 \rho \frac{dN}{dr} \quad (\text{Eq. IV-2})$$

dM/dr : densité spectrale massique par unité de volume d'atmosphère,

ρ : masse volumique du matériau constitutif de l'aérosol désertique, égale en moyenne à 2.65 g/cm^3 (Deer et al. 1966).

IV-1-d) Choix des granulométries

Les différences entre granulométries selon la vitesse du vent en surface et suivant l'âge de l'aérosol, évoquées au Paragraphe IV-1-a, posent le problème du choix de la granulométrie à utiliser dans un travail de modélisation. Par souci d'alléger les calculs relatifs à l'impact radiatif, on a été amené dans ce travail à ramener l'ensemble des granulométries possibles à deux distributions représentatives respectivement d'un aérosol jeune émis par les sources et d'un aérosol âgé transporté à grande distance.

Nous avons réalisé une compilation bibliographique approfondie afin de définir au mieux les granulométries jugées représentatives de l'aérosol à proximité des sources puis au cours de son transport au-dessus de l'océan Atlantique (Alfaro et al., 1998 ; Dulac, 1992 ; d'Almeida et al., 1991 ; Longtin et al., 1988a,b ; Fouquart et al., 1987 ; d'Almeida, 1987 ; WCP-112, 1986 ; Shettle, 1984 ; WCP-55, 1983 ; d'Almeida et Schütz, 1983 ; Ackerman et Cox, 1982 ; d'Almeida et Jaenicke, 1981 ; Carlson et Benjamin, 1980 ; Shettle et Fenn, 1979 ; Jaenicke et Schütz, 1978 ; Patterson et Gillette, 1977 ; Schütz et Jaenicke, 1974).

Finalement, notre choix s'est porté d'une part sur deux granulométries représentatives l'une de l'aérosol désertique au-dessus de l'océan Atlantique, donc loin des sources (distribution "Background"), l'autre de l'aérosol désertique transporté au-dessus du continent après son soulèvement, mais pas au contact des sources pour ne pas inclure les très grosses particules dont le temps de résidence est faible (distribution "Wind Carrying Dust"). Ces granulométries sont issues de résultats statistiques de mesures in situ (d'Almeida et al., 1991) qui apparaissent assez crédibles, et qui ont été largement utilisés depuis. Les paramètres sont présentés normalisés à une particule par cm^3 (voir Tableau IV-1 & IV-2 et Figure IV-1 & IV-2). Nous avons retenu d'autre

part le spectre granulométrique d'Alfaro et al. (1998) dont les résultats sont basés sur une théorie relativement complète de la mise en suspension des poussières, validée expérimentalement en soufflerie de façon convaincante, en utilisant des sols d'origines variées (en particulier sahélienne et saharienne). Nous la noterons "Alfaro I" par la suite (Tableau IV-1 & IV-2 et Figure IV-1 & IV-2). La représentation d'une granulométrie loin des sources n'est pas donnée par Alfaro et al. (1998). Nous en avons donc déterminé une à l'aide de la modélisation. Le modèle méso-échelle utilisé pour nos travaux de modélisation (voir Chapitre V) nous a permis de déterminer une nouvelle granulométrie (que nous noterons "Alfaro II") à partir de la granulométrie "Alfaro I". Pour cela, on a laissé sédimenter les grosses particules au cours du transport loin des sources.

Il existe des différences notables entre les granulométries de d'Almeida et d'Alfaro d'après leurs représentations Figure IV-1 et IV-2. Notons que le rapport dN/dr des différentes distributions n'a qu'une valeur relative car tout est normalisé en fonction du nombre de particules.

Les distributions de d'Almeida apparaissent largement déplacées vers les particules submicroniques, par rapport à celles d'Alfaro (voir les représentations Figure IV-1 et Tableau IV-1). En conséquence les distributions de d'Almeida sont caractérisées par une bien plus grande proportion de très petites particules, mais en-dessous de $0.1 \mu\text{m}$, on doit s'attendre à un faible effet optique. En revanche, les distributions d'Alfaro affichent une prépondérance en particules supermicroniques ($1-10 \mu\text{m}$) par rapport à celles de d'Almeida (rapport d'environ 10 entre les deux), ce qui aura sans aucun doute une influence non négligeable sur les coefficients optiques, comme nous le verrons par la suite. Enfin, pour les très grosses particules ($>10 \mu\text{m}$) on voit que les distributions de d'Almeida tendent à redevenir prépondérantes (Figure IV-1 ; Tableau IV-1) avec un effet important sur la masse (Figure IV-2 ; Tableau IV-2).

Les représentations, Figures IV-1 et IV-2, sont normalisées à une particule par cm^{-3} . Les concentrations (en masse, et à un degré moindre en nombre) observées avec les distributions "Wind Carrying Dust" (WCD) et "Alfaro I" (AI) sont plus grandes que dans le cas de "Background" (BG) et "Alfaro II" (AII). Le fait que WCD (ou AI) soit caractérisé par des particules plus grosses que BG (ou AII) entraîne que la particule "moyenne" de WCD (ou AI) est plus grosse que celle de BG (ou AII). Une particule par cm^{-3} représente donc une masse par unité de volume (g/cm^{-3}) plus grande pour WCD (ou AI). Ces deux couples de distributions granulométriques représentent respectivement l'état moyen de l'aérosol à deux moments différents de son cycle, quelques heures après avoir été soulevé, et lors de son passage au-dessus

de l'océan Atlantique. Nous verrons par la suite l'importance de cette description pour la modélisation.

	Γ_1	Γ_2	Γ_3	σ_1	σ_2	σ_3	N_1	N_2	N_3
Distribution "Background"	0.07	0.39	1.90	1.95	2.00	2.15	0.9274	0.07246	9.66E-5
Distribution "Wind Carrying Dust"	0.05	0.27	4.00	1.65	2.67	2.40	0.8542	0.1457	7.28E-5
Distribution "Alfaro II"	0.32	1.63	5.0	1.72	1.48	1.45	0.981	0.019	0
Distribution "Alfaro I"	0.32	1.75	5.0	1.70	1.65	1.45	0.956	0.042	0.002

Tableau IV-1 : Paramètres de la distribution granulométrique log-normale en nombre, d'après d'Almeida et al., (1991) et Alfaro et al., (1998).

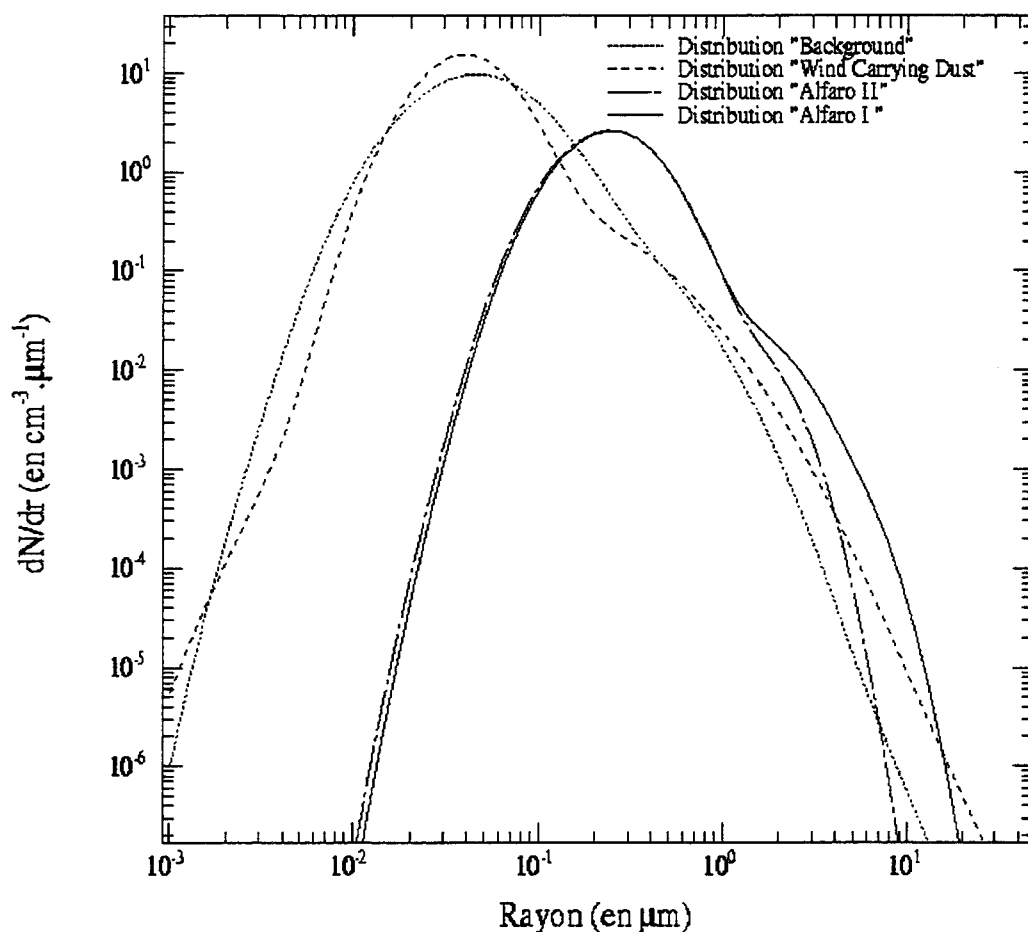


Figure IV-1 : Différentes distributions granulométriques en nombre de l'aérosol désertique. Toutes ces distributions sont normalisées à une particule par cm^3 .

	r_1	r_2	r_3	σ_1	σ_2	σ_3	N_1	N_2	N_3
Distribution "Background"	0.24	1.68	12.4	1.9	2.1	2.1	0.04	0.08	0.16
Distribution "Wind Carrying Dust"	0.105	5	35	1.65	2.7	2.48	10^{-3}	0.579	0.42
Distribution "Alfaro I"	0.75	3.2	7.1	1.7	1.6	1.5	0.2	0.8	0
Distribution "Alfaro II"	0.75	3.35	7.1	1.7	1.6	1.5	0.09	0.43	0.48

Tableau IV-2 : Paramètres de la distribution granulométrique log-normale en masse, d'après d'Almeida et al., (1991) et Alfaro et al., (1998).

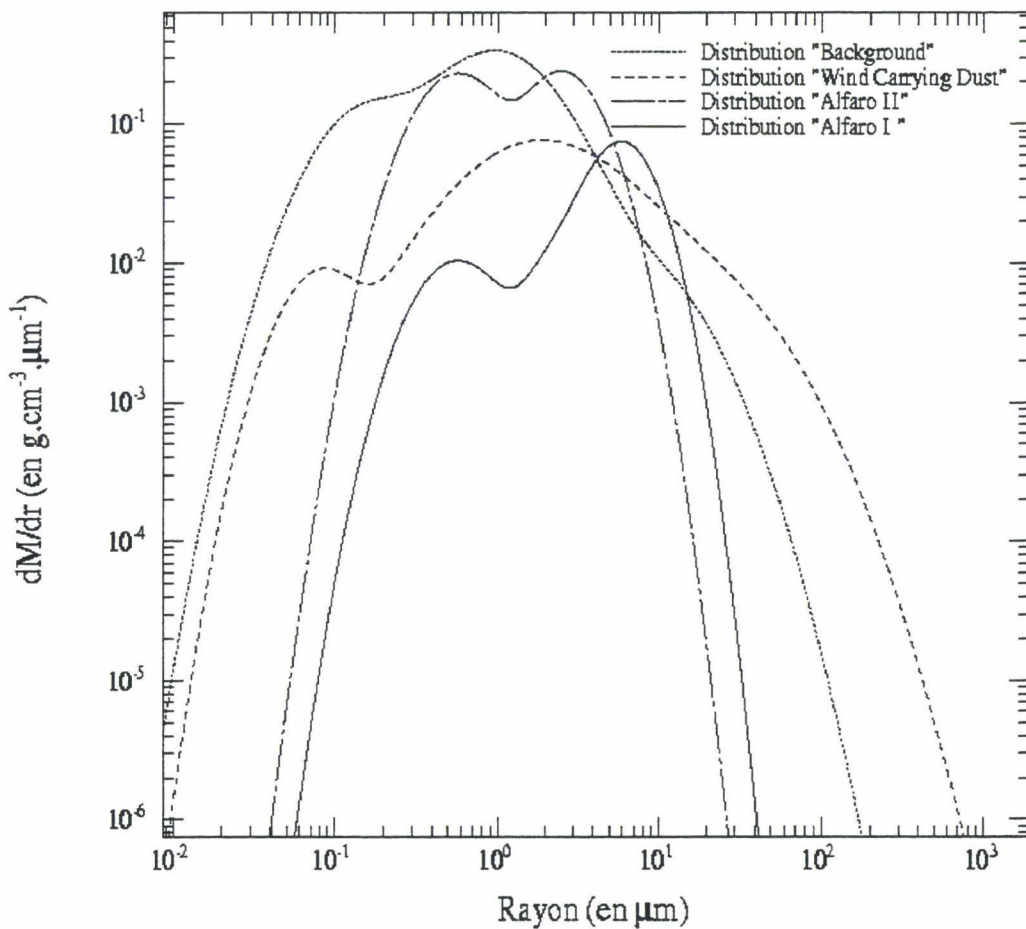


Figure IV-2 : Différentes distributions granulométriques en masse de l'aérosol désertique (d'après la Figure IV-1 et l'équation IV-2).

D'après ce que nous venons de voir, les distributions WCD et AI présentent une plus grande proportion de grosses particules que les distributions BG et AII, ce qui se répercute fortement sur la distribution spectrale de la masse. Ainsi dans le cas d'une distribution WCD, les particules de tailles supérieures à 10 µm représentent environ la moitié de la masse totale (mais seulement une fraction $2.76.10^{-5}$ en nombre), alors que dans le cas d'une distribution BG, elles ne représentent environ qu'un dixième de la masse totale (et une fraction de $1.55.10^{-6}$ en nombre).

IV-2) L'indice de réfraction

IV-2-a) Généralités

Les propriétés optiques du matériau constitutif des aérosols minéraux, c'est-à-dire son aptitude à réfléchir, transmettre, absorber et émettre les ondes électromagnétiques, sont décrites par son indice complexe :

$$n = n_r - in_i$$

n_r : indice de réfraction réel, rapport de la vitesse de la lumière dans le vide à celle dans le matériau étudié.

n_i : indice de réfraction imaginaire décrivant les propriétés absorbantes et émissives du matériau.

Ces deux paramètres sont fonctions de la nature du matériau. Ils varient avec la longueur d'onde. La définition de l'indice complexe est relative à un matériau homogène de structure et composition chimique données. On peut cependant la généraliser au cas d'un matériau composite (c'est le cas de l'aérosol désertique) en introduisant un indice complexe équivalent.

IV-2-b) Evolution au cours du temps

L'évolution de la distribution granulométrique de l'aérosol au cours du transport à longue distance n'induit pas de modification notable de la composition chimique globale (Rahn et al., 1976 ; Schütz et Rahn, 1982) lorsqu'il est réalisé en ambiance sèche. Cette invariance de la composition chimique au cours du temps entraîne que l'indice complexe est constant (Patterson et al., 1977b : mesures sur des échantillons collectés à la Barbade, à l'île de Sal, à Ténériffe et au milieu de l'océan Atlantique).

IV-2-c) Choix de l'indice de réfraction

Le choix de l'indice de réfraction caractérisant l'aérosol désertique a été décidé à la suite d'une recherche bibliographique (d'Almeida et al., 1991 ; Longtin et al., 1988b ; WCP-55, 1983 ; Carlson et Benjamin, 1980 ; Patterson et al., 1977b ; Carlson et Caverly, 1977 ; Grams et al., 1974 ; Volz, 1973 ; Volz, 1972).

Les valeurs choisies dans l'infrarouge sont issues de Volz (1973) (échantillons récoltés à la Barbade, mesures effectuées en enregistrant la transmittance par la technique du "disque KBr") et de Patterson et al. (1977b) (mesures effectuées par la technique dite "standard immersion oil technique" sur des échantillons collectés par bateau en quatre lieux différents de la zone Atlantique). Dans le visible on a choisi les valeurs de Grams et al. (1974) (déterminées à partir de la connaissance de la fonction de phase).

Une compilation de ces valeurs est disponible dans d'Almeida et al. (1991). Sur la Figure IV-3, on peut noter que les aérosols apparaissent très absorbants dans la région de l'infrarouge thermique et à un degré moindre dans le domaine visible alors qu'ils sont relativement transparents dans la région intermédiaire de l'infrarouge proche et moyen. Cette caractéristique générale se retrouve chez la plupart des auteurs, avec toutefois des disparités induites par les différentes techniques de mesures utilisées et par les différences géochimiques entre les échantillons étudiés (Bergametti, 1987 ; Gomes, 1990 ; Caquineau, 1997). Ces disparités n'induisent pas, d'après Sokolik et al. (1998), d'effets importants sur le calcul des paramètres optiques de l'aérosol désertique. Les tests de sensibilité fait par Claquin (1998) montrent qu'une erreur de $\pm 40\%$ sur la connaissance des indices de réfraction ne conduit qu'à une incertitude sur le forçage radiatif, de 10% à la surface et 20% au sommet de l'atmosphère.

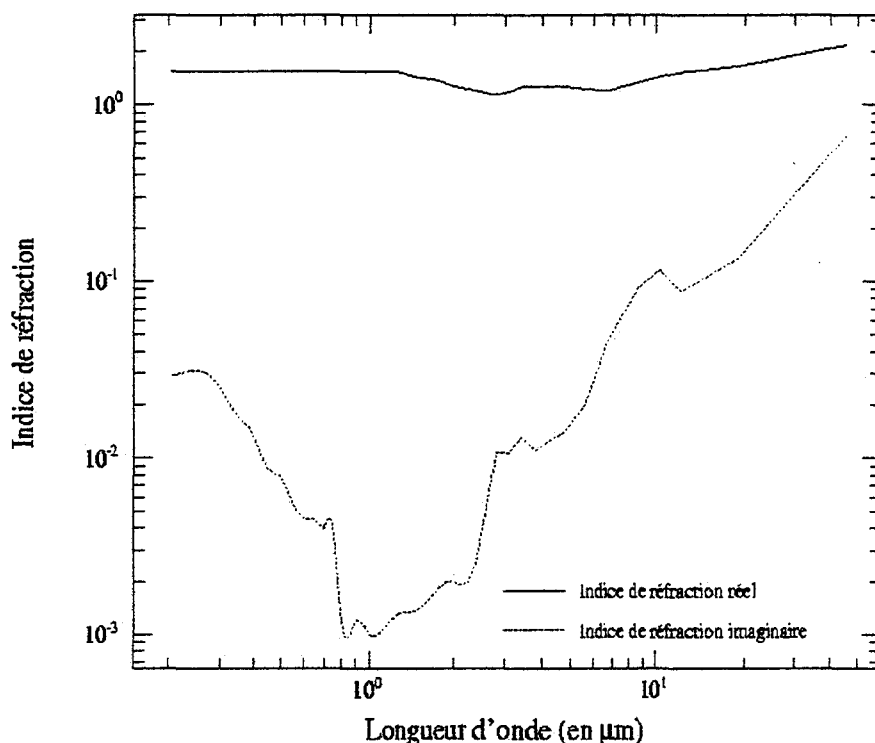


Figure IV-3 : Indices de réfraction réel et imaginaire en fonction de la longueur d'onde pour un aérosol de type désertique selon d'Almeida (1991). (d'après Volz (1973) ; Grams et al. (1974) ; Patterson et al. (1977b)).

IV-3) Calculs de Mie

La théorie de Mie permet le calcul des paramètres optiques de l'aérosol que sont les coefficients d'extinction, de diffusion et d'absorption, l'albédo de diffusion simple, le facteur d'asymétrie et la fonction de phase (voir Annexe A). Ce calcul fait l'hypothèse d'un aérosol homogène de particules sphériques et implique la connaissance de sa distribution granulométrique et de son indice complexe. Les particules d'aérosol désertique ne sont en général pas sphériques (Gomes, 1990), et à l'heure actuelle la prise en compte de ce caractère non sphérique est assez complexe dans les calculs de détermination des paramètres optiques. La qualité des résultats obtenus dépendra donc de l'adéquation des hypothèses sur l'homogénéité et la sphéricité, ainsi que des incertitudes sur la connaissance du spectre granulométrique et de l'indice complexe.

Nous présentons aux Figures IV-4 à IV-8 les spectres des paramètres optiques pour les quatre granulométries présentées au Paragraphe IV-1-a. Ces spectres ont été calculés à l'aide de

la théorie de Mie, pour 208 longueurs d'onde entre 0.2 et 4 μm , et pour 25 longueurs d'onde entre 4 et 100 μm . Ce choix est lié aux codes radiatifs utilisés (voir Chapitre V).

Le coefficient d'extinction (Figure IV-4) ne varie pratiquement pas avec la longueur d'onde dans les domaines visible et proche infrarouge, en rapport avec la présence de grosses particules dont les diamètres effectifs de diffusion sont importants (d'Almeida, 1987). A l'inverse, la détermination de ce coefficient pour un spectre composé de très petites particules (inférieures à 0.1 μm) ferait apparaître une forte décroissance dans les domaines visible et proche infrarouge ; mais une telle granulométrie n'est pas représentative de l'aérosol désertique. L'épaisseur optique d'extinction résultant de l'intégration verticale du coefficient d'extinction (voir Annexe A, Eq. 10) est elle aussi quasi-constante dans les domaines visible et proche infrarouge. Cela est en accord avec la quasi-neutralité spectrale des épaisseurs optiques issues de mesures photométriques en présence d'aérosol désertique (exposant d'Ångström voisin de 0). Dans l'infrarouge thermique, ce coefficient est plus faible, avec une dépendance à la longueur d'onde plus prononcée. Néanmoins, on remarque un pic important aux alentours de 10 μm dans la fenêtre atmosphérique pour les quatre distributions granulométriques étudiées. La détermination du coefficient d'extinction par d'Almeida (1991) pour différents types d'aérosol montre que dans le cas des aérosols minéraux, ce coefficient est beaucoup plus grand que pour tous les autres types d'aérosol quelque soit la longueur d'onde. On note ainsi que le coefficient d'extinction d'une particule moyenne d'aérosol désertique est 1000 fois plus grand que celui d'une particule moyenne de "Water Soluble Substance" dans le visible et le proche infrarouge, et jusqu'à plus de 10000 fois plus grand dans l'infrarouge thermique.

Une autre remarque intéressante est que ce coefficient est toujours plus important dans le cas d'une distribution WCD que dans celui d'une distribution BG (et c'est aussi vrai pour une distribution AII par rapport à AI). Ceci est dû à la présence en quantité plus importante de grosses particules dans les distributions WCD et AI. Si on compare les coefficients d'extinction obtenus par Carlson et Benjamin (1980) (spectre riche en grosses particules), d'Almeida (1991) (spectre intermédiaire, WCD) et Foucart et al. (1987) (spectre pauvre en grosses particules), on observe bien ce même effet.

En outre, l'évolution spectrale est moins accentuée pour une distribution WCD ou AI (facteur 3 sur la gamme des longueurs d'onde présentées) que pour une distribution BG ou AII (facteur 10). La décroissance vers les grandes longueurs d'onde est moindre lorsque le spectre contient d'avantage de grosses particules.

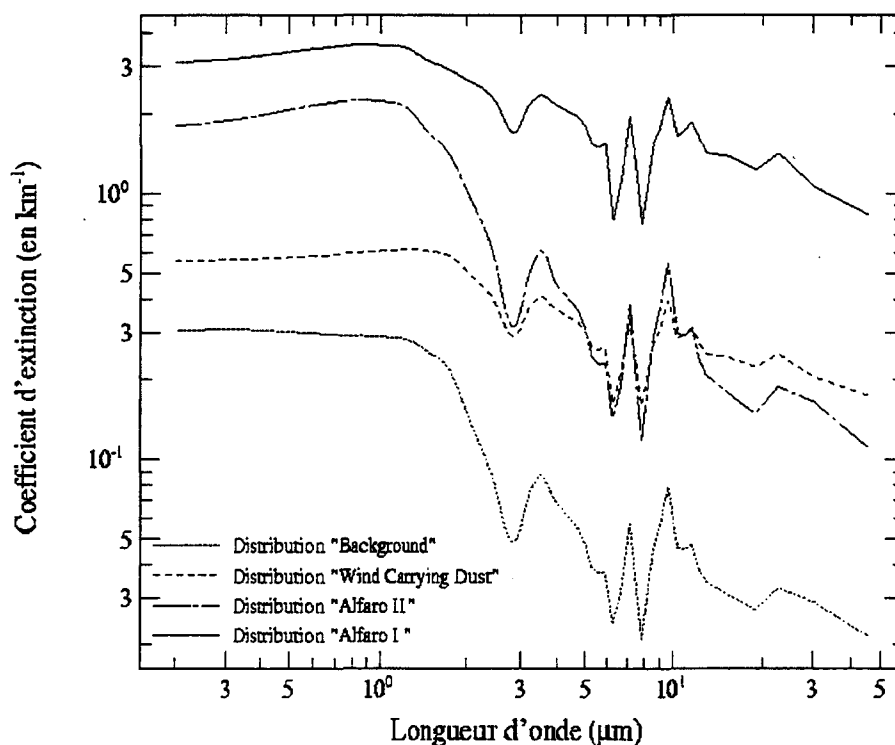


Figure IV-4 : Coefficient d'extinction pour les distributions granulométriques choisies.

Les caractéristiques du coefficient de diffusion (Figure IV-5) sont assez similaires à celles du coefficient d'extinction que nous venons de décrire ci-dessus, avec une variation spectrale plus prononcée ; facteur 10 pour les distributions WCD et AI, et facteur 100 pour les distributions BG et AII. Le coefficient d'absorption (Figure IV-6), directement lié à la partie imaginaire de l'indice de réfraction, est élevé pour les courtes longueurs d'onde, faible dans le proche infrarouge et à nouveau élevé dans la fenêtre atmosphérique de l'infrarouge thermique avec un maximum à 10 μm (caractéristique observable également pour le coefficient d'extinction entre 8 et 12 μm) et qui limite donc la transparence de la fenêtre d'où une application à la télédétection spatiale des aérosols minéraux.

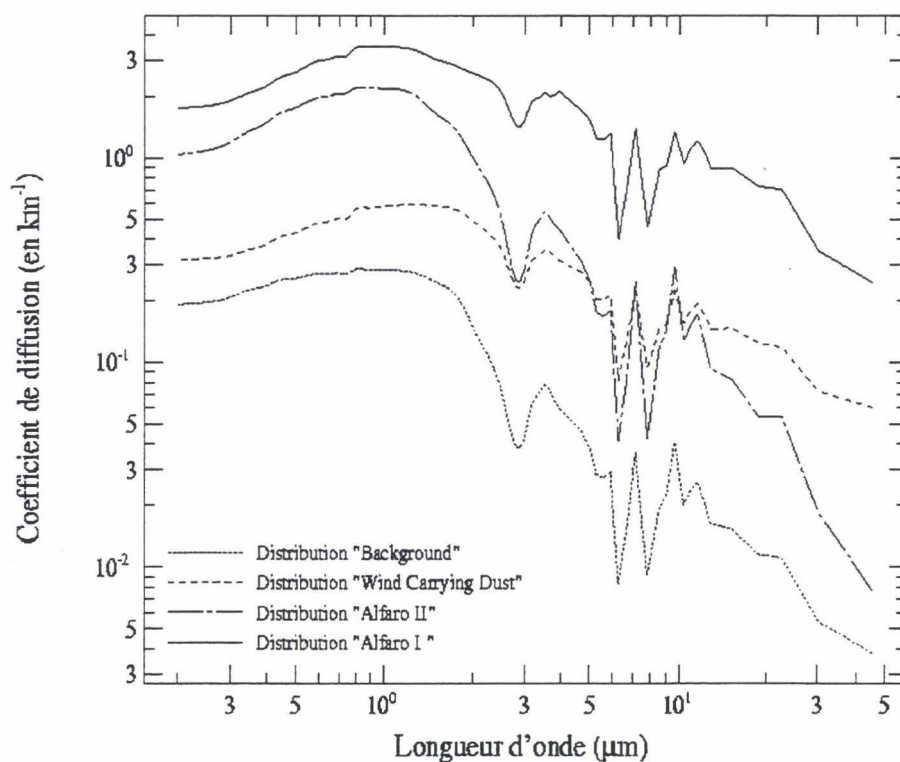


Figure IV-5 : Coefficient de diffusion pour les distributions granulométriques choisies.

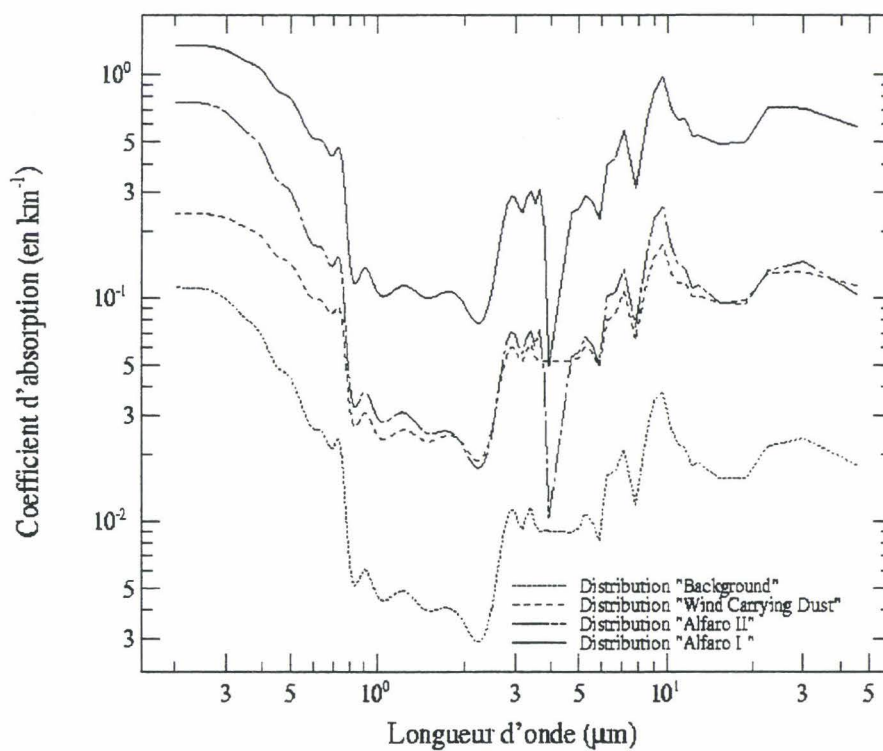


Figure IV-6 : Coefficient d'absorption pour les distributions granulométriques choisies.

Les analyses minéralogiques (Gomes, 1990) montrent que l'aérosol désertique saharien comporte une fraction argileuse qui représente 50% de sa masse et jusqu'à 80% lors d'un soulèvement intense (ou lorsque l'énergie transmise au sol par le vent est maximale). Les autres composants importants sont le quartz qui ne montre pas d'évolution particulière avec l'intensité éolienne (environ 15% de la masse totale) et la calcite dont la teneur varie de 40% à 10% durant les violentes tempêtes de poussières. En théorie, il aurait fallu adapter nos valeurs d'indice imaginaire, plus importantes lors d'un soulèvement intense (dû à la plus grande fraction argileuse). Cela aurait eu une incidence sur les valeurs des coefficients d'absorption (donc d'extinction). Des calculs de ce genre ont été fait par Longtin et Shettle (1988a) qui font varier la composition minéralogique de l'aérosol désertique avec la vitesse du vent. Ces auteurs partent d'un aérosol composé de quartz contenant une fraction variable d'hématite selon la valeur de la vitesse de vent. Des valeurs d'indice complexe y sont associées. Ils ont ainsi établi que le coefficient d'absorption augmente dans les courtes longueurs d'onde avec la vitesse du vent au sol. Les indices complexes que nous avons choisi sont bien caractéristiques de l'aérosol saharien, néanmoins il faut garder à l'esprit qu'ils peuvent être variables selon la vitesse du vent en surface (de même ils varient selon la nature des surfaces, donc selon ce qui est soulevé).

L'albédo de diffusion simple ω_0 (Figure IV-7) présente des valeurs voisines de l'unité dans le proche infrarouge, correspondant à la faible absorption des aérosols désertiques dans cette région spectrale. Ainsi, on note un maximum dans la région comprise entre 0.8 et 2.5 μm correspondant au minimum d'absorption dans cette région (Figure IV-6). De même, le minimum relatif à 10 μm dans la fenêtre atmosphérique correspond au maximum relatif du coefficient d'absorption à cette longueur d'onde. Le maximum de ω_0 à 3.8 μm est très avantageux pour la télédétection satellitaire, dans la fenêtre de transmission entre 3.5 et 4 μm .

Dans le domaine visible et proche infrarouge, l'albédo tend à augmenter avec la proportion de petites particules. Le schéma est contraire dans l'infrarouge thermique, où le mode fin du spectre granulométrique joue un rôle quasi nul (d'Almeida et al., 1991). Les valeurs importantes (de l'ordre de 0.95) observées dans les très courtes longueurs d'onde ($< 0.5 \mu\text{m}$) par Fouquart et al. (1987) sont apparemment le résultat de l'absence de grosses particules responsables d'une très grande part de l'absorption totale.

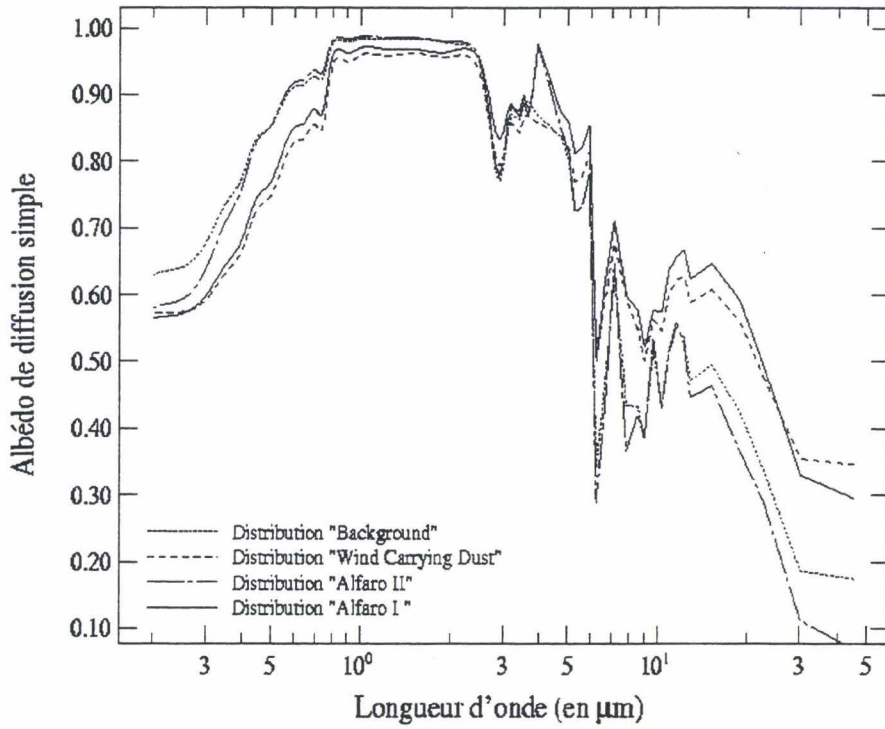


Figure IV-7 : Albédo de diffusion simple pour les distributions granulométriques choisies.

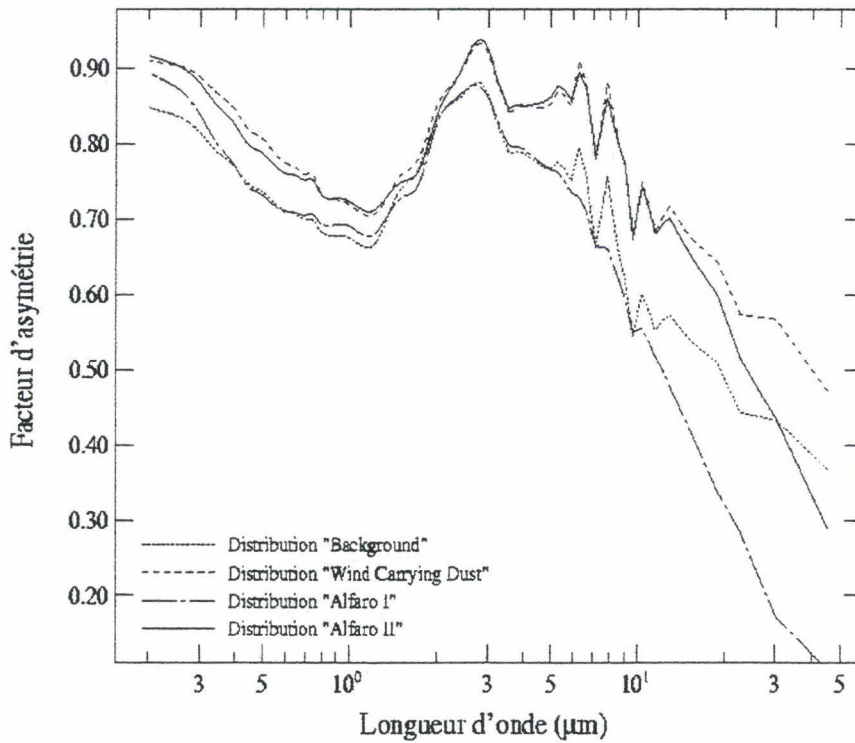


Figure IV-8 : Facteur d'asymétrie pour les distributions granulométriques choisies.

L'analyse du facteur d'asymétrie g (Figure IV-8) montre la forte diffusion avant des aérosols, d'autant plus importante que la proportion en grosses particules est élevée. Ce comportement résulte de la forte diffusion dans la pointe avant de la polaire des grosses particules (pour un angle de diffusion voisin de 0°). On remarque sur la Figure IV-8 que g est plus grand pour les distributions WCD et AI à plus forte proportion en grosses particules que les distributions BG et AII. Cette anisotropie de diffusion assez élevée pour le rayonnement solaire tend à disparaître dans l'infrarouge thermique avec l'augmentation de la diffusion arrière.

IV-4) Etude de sensibilité

Pour optimiser les temps de calcul avec les modèles d'aérosol désertique précédents, sans diminution de la précision des résultats, nous avons étudié la sensibilité des calculs au pas de discrétisation du spectre de taille. Nous avons aussi mené une étude de sensibilité des coefficients optiques aux très grosses et aux très petites particules du spectre, pour éviter la prise en compte de particules n'ayant qu'un effet radiatif marginal.

IV-4-a) Discrétisation du spectre

Du fait de l'évolution du spectre granulométrique au cours du temps, la description du cycle de l'aérosol désertique nécessite la réactualisation régulière de l'information relative à ce spectre. Cela implique la discrétisation du spectre en plusieurs classes de taille de particules. La Figure IV-9 représente la discrétisation du spectre BG entre $0.001\mu\text{m}$ et $100\mu\text{m}$ en 30 intervalles de même largeur dans une représentation logarithmique.

Nous calculons sur de tels spectres discrétisés les différents paramètres optiques pour pouvoir les comparer à ceux obtenus avec le spectre continu. Les écarts entre les résultats exprimées en % sont regroupés dans le Tableau IV-3.

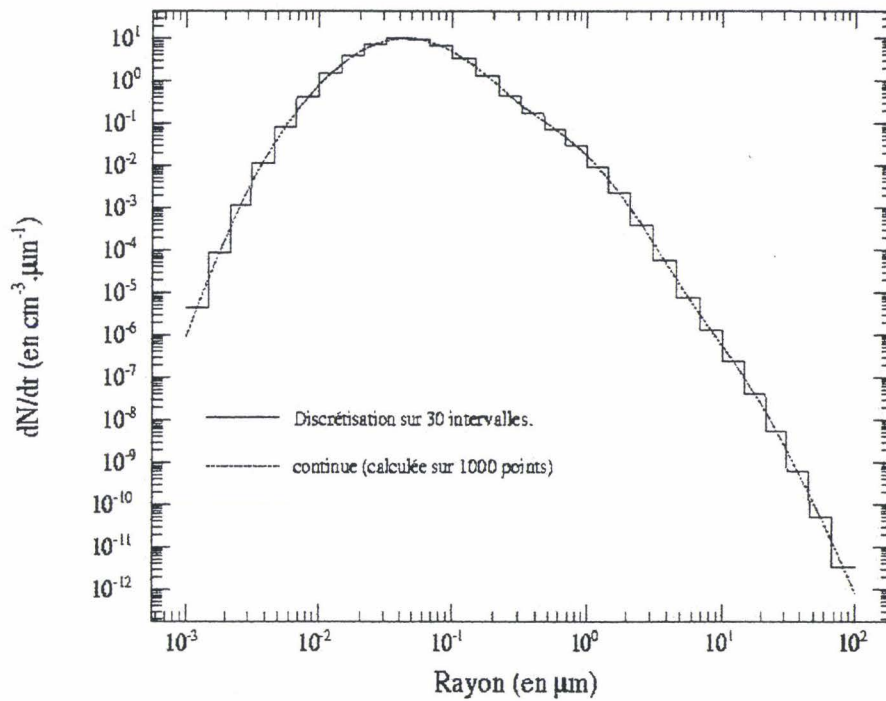


Figure IV-9 : Exemple d'une distribution BG discrétisée sur 30 intervalles.

	σ_{ext}	σ_{diff}	σ_{abs}	ω_0	G
Différence en %, entre spectre discrétisé et continu (spectre BG)	+5.2	+5.0	+6.0	+0.1	+0.3
Différence en %, entre spectre discrétisé et continu (spectre WCD)	+5.1	+4.8	+5.8	+0.1	+0.2
Différence en %, entre spectre discrétisé et continu (spectre AII)	+4.9	+4.9	+5.3	+0.1	+0.1
Différence en %, entre spectre discrétisé et continu (spectre AI)	+4.9	+4.9	+5.2	+0.1	+0.1

Tableau IV-3 : Ecart des résultats obtenus entre un spectre discrétisé et un spectre continu (paramètre discrétisé - paramètre continu), dans le cas des quatre modèles.

Les paramètres optiques avec le spectre discrétisé sont surestimés mais les écarts sont acceptables. La Figure IV-10 présente graphiquement cet écart pour le coefficient d'extinction calculé à partir d'une distribution BG continue et d'une distribution BG discrétisée sur 30 intervalles entre 0.01 et 100 μm . La discrétisation du spectre ne modifie que très légèrement les résultats obtenus. Nous négligerons par la suite ces différences.

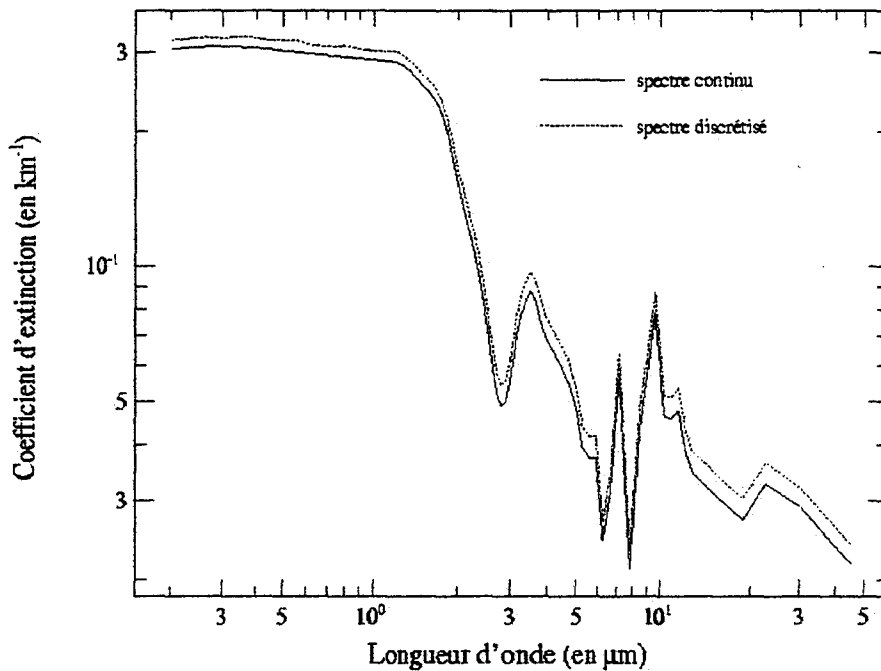


Figure IV-10 : Coefficient d'extinction calculé pour des distributions BG à spectre continu et discrétisées.

Des tests complémentaires ont été faits en appliquant sur chaque classe de dN/dr une perturbation aléatoire de $\pm 10\%$, simulant ainsi une erreur. Les résultats obtenus pour les paramètres optiques diffèrent d'au maximum 0.15% .

IV-4-b) Importance des particules aux extrémités du spectre

Pour étudier la sensibilité des coefficients optiques, aux très grosses et aux très petites particules, nous avons fait les calculs de Mie en partant de spectres granulométriques tronqués (afin d'éliminer soit les grosses, soit les petites particules). Ainsi l'utilisation des distributions BG et WCD entre 0.01 et $40 \mu\text{m}$, discrétisées sur 20 classes en rayons, ne surestime que de 3% au plus les résultats obtenus entre 0.001 et $100 \mu\text{m}$ sans discrétisation. Dans le cas des distributions AII et AI, discrétisées également sur 20 classes en rayons, les résultats sont surestimés au plus de 1% si l'on tronque la distribution en-dessous de $0.1 \mu\text{m}$ et au dessus de $13 \mu\text{m}$.

Cette étude de sensibilité va permettre de réduire les temps de calcul lors de la modélisation du cycle de l'aérosol désertique, tronquant le spectre et le discrétisant en un nombre raisonnable de classes, sans trop affecter les résultats. Nous utiliserons par la suite les distributions suivantes :

Distribution BG <i>d'Almeida et al. (1991)</i>	[0.01 - 40 μm] 20 classes
Distribution WCD <i>d'Almeida et al. (1991)</i>	
Distribution AII <i>Alfaro et al. (1998)</i>	[0.1 - 13 μm] 20 classes
Distribution AI <i>Alfaro et al. (1998)</i>	

CHAPITRE V

Modélisation d'un événement de poussière

Nous avons vu dans le premier Chapitre qu'une quantité estimée à environ 700MT d'aérosols minéraux est mobilisée chaque année par l'érosion éolienne des surfaces arides et semi-arides de la région nord-africaine, pour être ensuite transportée soit vers la Méditerranée, soit vers l'Atlantique, soit vers le golfe de Guinée. Une telle quantité de matériaux en suspension dans l'atmosphère influe sur le bilan radiatif de la région. On peut donc se demander s'il en résulte un effet sur la dynamique atmosphérique. C'est l'une des perspectives qui nous a encouragé à développer la modélisation méso-échelle du cycle (soulèvement, transport, dépôt) de l'aérosol désertique. Il devient alors possible de quantifier l'impact radiatif de ce type d'aérosol sur la région nord-africaine, et ses conséquences éventuelles sur la dynamique atmosphérique. Pour réaliser cette modélisation nous nous sommes appuyé sur le modèle méso-échelle RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) développé au CSU (Colorado State University - Fort Collins USA). Nous avons ensuite couplé avec ce modèle plusieurs modules permettant de simuler les divers aspects du cycle des aérosols minéraux, et leur impact radiatif.

Les modèles de circulation générale à grande échelle ont été utilisés avec un relatif succès pour décrire le transport global de l'aérosol désertique (Joussaume, 1990 ; Guelle, 1998), mais les phénomènes physiques régissant l'atmosphère ne sont pas toujours résolus de manière optimale et les descriptions des propriétés des surfaces sont assez grossières. Ces travaux nécessitent d'être complétés par des études plus fines telles que la modélisation méso-échelle qui a l'avantage de mieux décrire les phénomènes (processus radiatifs, flux vertical d'aérosol, transport vertical par le biais de la diffusion turbulente, échange entre la couche limite et la troposphère libre, ...).

V-1) Présentation du RAMS

V-1-a) Historique du développement du RAMS

Le concept de ce modèle naît au début des années 80 au Colorado State University (CSU). A cette époque, deux modèles ont été développés au Département de Science Atmosphérique :

- un modèle de nuage (Tripoli et Cotton, 1982), sous la direction du Dr William R. Cotton, pour la modélisation des processus microphysiques dans les nuages et des systèmes dynamiques micro-échelle,
- un modèle méso-échelle (Mahrer et Pielke, 1977) développé sous la direction du Dr Roger A. Pielke pour la modélisation des phénomènes méso-échelle et de l'influence des caractéristiques des surfaces sur l'atmosphère.

Le RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) résulte de la fusion de ces deux modèles en un seul. La première version du RAMS fut opérationnelle en 1988 (version 0a), et la première version largement distribuée fut la version 2c, dès 1991. Nous utilisons pour cette étude la version 3b, datant de 1995.

Le choix de ce modèle pour notre travail se justifie par la fiabilité qu'il a montré au cours des années pour simuler des phénomènes méso-échelle variés (Mukabana and Pielke, 1996 ; Lyons et al., 1995 ; Heckman et al., 1993 ; Cram et al., 1992 ; Wesley, 1991 ; Segal et al., 1988a...). C'est aussi un choix pratique, puisque ce modèle est déjà utilisé couramment en France par le Laboratoire de Météorologie Physique, notamment pour étudier des phénomènes tels que la redistribution des espèces chimiques en zone tropicale, produits de combustion de la biomasse ou aérosols désertiques (Cautenet et al., 1999-a ; Cautenet et al., 1999-b ; Cautenet et al., 1999-c). Nous aurions pu tout aussi bien utiliser le modèle Méso-NH développé au Laboratoire d'Aérodynamique à Toulouse. Néanmoins, son fonctionnement opérationnel fiable remonte à une époque récente, contemporaine du commencement de ce travail.

V-1-b) Aperçu général du RAMS

Le RAMS est un code numérique utilisé pour étudier des phénomènes météorologiques par simulation. C'est aussi un outil permettant de faire de la prévision météorologique à méso-échelle de manière opérationnelle. Il est composé :

- d'un modèle atmosphérique,
- d'un module d'analyse des données, pour assimiler les jeux de données météorologiques initiales nécessaires au modèle atmosphérique,
- d'un module de traitement et de visualisation des sorties du modèle, utilisant le NcarGraphic, logiciel graphique du National Center of Atmospheric Research (NCAR) Boulder, CO - USA.

Le modèle atmosphérique a été développé à partir des équations dynamiques primitives qui gouvernent les mouvements atmosphériques. En option, il peut prendre en compte la diffusion turbulente (à différents niveaux de fermeture), les effets radiatifs dans le visible et dans l'infrarouge, les processus humides (formation des nuages, de l'eau précipitable et des nuages de glace), les échanges de chaleur sensible et latente avec l'atmosphère, différents types de sol, une couverture végétale, les surfaces océaniques, les effets dynamiques de terrain et la convection nuageuse.

Fondamentalement, le RAMS est utilisé pour modéliser une zone limitée (jusqu'à quelques centaines de km²), mais il peut être configuré pour couvrir une surface aussi grande qu'un hémisphère. Il n'y a de limite inférieure ni dans la taille du domaine simulé ni dans la taille des mailles. Il est possible de simuler des phénomènes micro-échelle tels que les tornades, les vortex ou encore des phénomènes de turbulence autour des immeubles.

Il est possible d'imbriquer jusqu'à cinq sous-grilles de mailles plus petites dans ce modèle pour résoudre finement un phénomène localisé au sein d'une simulation à plus grande échelle. On obtient ainsi une résolution plus fine en des régions limitées de la zone simulée.

Le RAMS tourne sous UNIX ou sous LINUX et est écrit principalement en Fortran, avec quelques sous-routines écrites en C pour faciliter les procédures I/O (entrée-sortie) et l'allocation dynamique de la mémoire. Le modèle utilise la version GKS 3.0 du NcarGraphic pour le traitement graphique des sorties du modèle.

V-1-c) Initialisation du modèle

Une des caractéristiques du RAMS est d'avoir un module d'analyse isentropique des données, appelé ISAN pour ISentropic ANalysis. Ce module prépare un champ 3D lisible par le modèle à partir de données atmosphériques (résultats de modèle, mesures in situ, ...). Il génère les champs initiaux de données, ainsi que des champs de données vers lesquels il sera possible de faire tendre les solutions du modèle pendant une simulation par relaxation newtonienne (ou "nudging") (Pielke et al., 1992).

Les coordonnées isentropiques sont utilisées car elles présentent plusieurs avantages par rapport aux autres systèmes de coordonnées quand elles sont appliquées à l'analyse de données à grande échelle. L'écoulement à l'échelle synoptique peut être considéré comme étant adiabatique et donc l'analyse des données sur des surfaces isentropiques approximera de façon optimale les variations des champs atmosphériques. Les surfaces isentropiques sont plus rapprochées vers les zones de fronts, ce qui a pour effet d'augmenter la résolution de ces zones de discontinuité. Néanmoins, un inconvénient de ce type de coordonnées est que la résolution verticale décroît lorsque l'instabilité augmente.

Le module ISAN permet donc de préparer les données pour une simulation. Ces données peuvent être d'origines variées, ce que permettent quelques légères modifications dans le code. Elles peuvent être issues de résultats de modèles à grande échelle, de modèles de prévision, de mesures sol, de radiosondages.

V-1-d) Les différentes options du RAMS

De nombreuses options sont disponibles et sont décrites dans l'Annexe B.

V-2) Présentation des modifications apportées au RAMS

V-2-a) Gestion de la physique du cycle des aérosols désertiques

Le **soulèvement des aérosols désertiques** est géré par un modèle de production de poussière (Marticorena et al., 1995 ; décrit au Chapitre III-7) calculant la densité de flux vertical en masse, en chaque point de grille de pas 1° en latitude et en longitude (voir zone de simulation sur la Figure V-1). Le vent à 10 mètres utilisé en entrée de ce modèle est celui calculé par le

modèle RAMS. Cette densité de flux vertical représente la masse de poussière émises par unité de temps à travers une surface horizontale unité. L'estimation empirique du flux vertical à partir du flux horizontal conduit à une perte d'information sur la granulométrie initiale, donc l'intégration des flux de poussière simulés dans le RAMS nécessite qu'une distribution granulométrique, typique des régions source, soit associée aux flux d'émission en masse simulés.

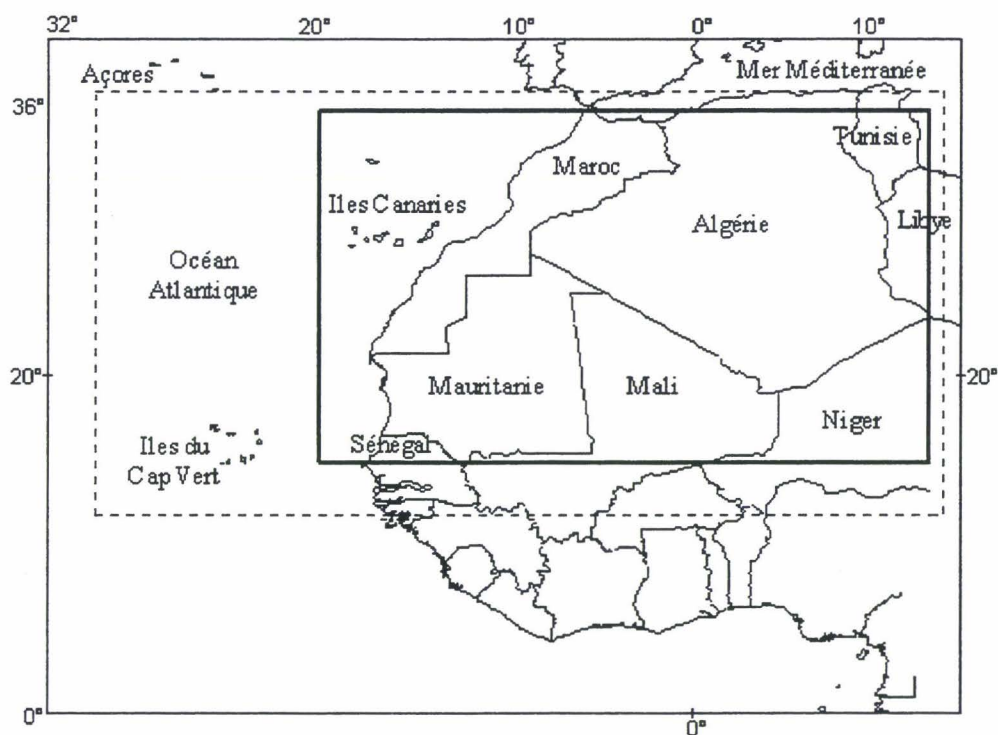


Figure V-1 : représentation du domaine simulé (rectangle en pointillés) et limite du modèle de production de poussière (Marticorena et al., 1998) (rectangle en traits pleins).

L'aérosol désertique est présent dans le modèle sous la forme de 20 traceurs passifs représentant 20 classes de taille de particules. Ces 20 traceurs seront diffusés et advectés par le modèle pendant la durée de la simulation. Ils sont indépendants entre eux, ce qui signifie que l'on négligera les effets de coalescence des poussières dans l'atmosphère. Pour remplir les classes, nous utilisons les flux en masse calculés par le modèle de soulèvement (Marticorena et al., 1995) que nous distribuons au moyen d'une granulométrie initiale (Alfaro et al., 1998) préalablement discrétisée selon 20 classes de rayons en progression géométrique entre 0.1 et 13 μm .

Le **dépôt** est simulé en attribuant des vitesses de chute selon la taille des particules d'après les calculs de Seinfeld (1986). Nous ne considérons ni le lessivage des particules par précipitation, ni les processus de coalescence des particules avec les gouttelettes nuageuses, ni les processus d'interaction avec les particules d'aérosols étrangers (pour plus de détail, voir Cautenet et al., 1999-a ; Cautenet et al., 1999-c).

V-2-b) Codes radiatifs et paramètres optiques utilisés

Les deux codes radiatifs existant dans le RAMS original ne permettent pas de calculer l'impact radiatif des aérosols. Nous avons donc couplé le RAMS avec un code radiatif adapté. Il s'agit du code utilisé dans le modèle de prévision du CEPMMT (Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme, en anglais ECMWF pour European Centre for Medium-range Weather Forecast). Ce code sera dénommé EC3 par la suite.

i) Présentation du code EC3

Le choix de ce code, couvrant les spectres solaire et tellurique (ce dernier émis par la Terre et son atmosphère), s'est imposé pour la modélisation du fait de sa précision et de sa rapidité d'exécution. Ce modèle est la version EC3 (Morcrette, 1989) du code radiatif utilisé dans le modèle de prévision du CEPMMT. Il est issu des versions antérieures de codes radiatifs développés au LOA dans les années 80 (Fouquart et Bonnel, 1980 ; Morcrette et Fouquart, 1986 ; Morcrette et al., 1986 ; Frouin et al., 1986). Lors du programme d'intercomparaison de l'IRCCM (Inter-comparison of Radiative Codes for Climate Models), les résultats fournis par ce modèle ont été comparés à ceux de plusieurs modèles à haute résolution spectrale (Morcrette, 1991) :

- le modèle LBL (Line By Line pour "raie par raie") du GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) dans les grandes longueurs d'onde,
- le modèle LBL de Chou (1982) et le modèle NBM (Narrow-Band Model pour "modèle à bandes étroites") LOA1 décrit plus loin (Fouquart et al., 1991) dans le domaine des courtes longueurs d'onde.

Les résultats obtenus sont en très bon accord, particulièrement par ciel clair (Morcrette, 1991).

Ce modèle de transfert radiatif est issu de modèles de plus grande résolution spectrale développés au LOA (25 intervalles dans les grandes longueurs d'onde et 208 dans les courtes

longueurs d'onde), qui ont été dégradés en introduisant des hypothèses simplificatrices de façon à les rendre plus rapides (Morcrette et Fouquart, 1985 ; 1986). Dans les grandes longueurs d'onde, les calculs de flux en ciel clair sont évalués à l'aide d'une méthode dite "broad band flux emissivity method" à 6 intervalles spectraux couvrant un spectre allant de 0 à 2620 cm^{-1} ($> 3,8 \mu\text{m}$). La dépendance de l'absorption avec la température et la pression est basée sur une paramétrisation décrite par Morcrette et al. (1986). Les coefficients d'absorption gazeuse (H_2O , CO_2 et O_3) sont calculés à partir de la compilation de coefficients de l'AFGL (Air Force Geophysics Laboratory). Les nuages sont introduits comme des corps gris, avec une émissivité dépendante du chemin optique pour l'eau liquide nuageuse (d'après Stephens, 1978).

Pour le domaine solaire, les flux sont calculés à partir de l'approximation à deux flux de l'équation du transfert radiatif. Cette approximation est employée également avec la méthode "photon path distribution method" (Fouquart et Bonnel, 1980) pour pouvoir séparer les contributions au transfert radiatif des processus de diffusion et d'absorption.

Dans le domaine tellurique, le nombre d'intervalles spectraux est de 6. Dans le domaine solaire, il est au choix de 2, 3, 4 ou 15. Dans le souci d'économiser le temps de calcul, nous avons choisi la version à 4 intervalles dont les résultats nous sont apparus peu différents de ceux de la version à 15 intervalles.

ii) Les codes radiatifs LOA1 et LOA2

Afin de déterminer les coefficients optiques de l'aérosol désertique pertinents au code radiatif EC3 (coefficient d'extinction, albédo de diffusion simple, facteur d'asymétrie), nous nous sommes servis de deux codes de plus grande résolution spectrale, développés au LOA. L'un (noté LOA1 par la suite) dans le domaine solaire comporte 208 intervalles spectraux, l'autre (LOA2) comporte 25 intervalles spectraux dans le domaine tellurique. Nous n'utilisons pas les codes LOA1 et LOA2 eux-mêmes pour les calculs de modélisation effectués par le RAMS, car ils exigeraient des temps machine trop important, incompatibles avec les travaux à réaliser.

Le code radiatif LOA1

Les calculs de transfert radiatif pour la détermination de l'impact radiatif de l'aérosol désertique dans le domaine solaire ont été faits en utilisant ce code à 208 intervalles spectraux entre 50000 et 2500 cm^{-1} (soit entre $0,2$ et $4 \mu\text{m}$). La résolution est de 100 cm^{-1} dans le proche infrarouge où intervient l'absorption de la vapeur d'eau, et de 400 cm^{-1} pour les longueurs d'onde

supérieures à 14400 cm^{-1} (inférieures à $0.7 \mu\text{m}$). Dans chaque intervalle spectral les fonctions de transmissions gazeuses sont des sommes d'exponentielles, selon la méthode de Wang et Ryan (1983). La diffusion multiple est traitée suivant la méthode de Zdunkowski et al. (1980). Ce code de transfert radiatif a été testé lors de l'IRCCM (Fouquart et al., 1991). Il donne des écarts maximaux de quelques watts par mètre carré par rapport aux codes "raie par raie" pour des atmosphères purement absorbantes, et par rapport à des codes à très haute résolution spectrale pour des atmosphères diffusantes (Fouquart et al., 1991).

Le code radiatif LOA2

Morcrette (1984) a développé un code radiatif très détaillé dans le domaine spectral tellurique (365 intervalles spectraux). Ce code prend en compte l'absorption par la vapeur d'eau, le gaz carbonique, l'ozone, l'oxyde nitreux et le méthane, à partir des paramètres spectroscopiques des raies compilées par Mc Clatchey et al. (1973) et Rothman (1981), dans les principales bandes d'absorption de ces gaz. Il prend aussi en compte l'absorption par le continuum de la vapeur d'eau sur l'ensemble du spectre tellurique. Ce code a été réduit à 25 intervalles spectraux pour constituer LOA2.

iii) Méthode de détermination des paramètres optiques de l'aérosol minéral pour EC3

Les codes LOA1 et LOA2 fournissent une description spectrale beaucoup plus fine que EC3 qui ne possède que 10 intervalles spectraux au total (4 dans le domaine solaire et 6 dans le domaine tellurique). Ils nous permettent de réaliser l'assimilation des distributions granulométriques de l'aérosol désertique que nous allons rencontrer lors des modélisations, c'est-à-dire la détermination des paramètres optiques de ces diverses distributions granulométriques pour les intervalles spectraux de EC3.

Au préalable, nous avons intercomparé les codes LOA1, LOA2 et le code EC3 pour plusieurs atmosphères claires sans aérosol. L'écart maximal en termes de flux radiatifs montants et descendants pour les domaines solaire d'une part, tellurique d'autre part, n'a jamais dépassé 3%.

Les paramètres optiques des aérosols désertiques ont alors été calculés à l'aide d'un code de Mie sur les 208 intervalles spectraux de LOA1 et sur les 25 intervalles spectraux de LOA2 (voir détail des résultats au Chapitre IV). Il nous faut en déduire les paramètres optiques correspondant à chacun des 10 intervalles du code EC3. Si cela est immédiat sur certains

intervalles où la variabilité spectrale des paramètres est faible (par exemple pour l'albédo sur les trois intervalles allant de 0,69 à 4 μ m), il en va différemment lorsque la variabilité spectrale des paramètres est grande, comme c'est le cas pour l'albédo dans l'intervalle 0,2 à 0,69 μ m (voir Figure IV-7 du Chapitre IV).

L'introduction de la paramétrisation des aérosols désertiques dans EC3 a été menée de la manière suivante. Nous avons admis qu'en atmosphère claire, les écarts entre les résultats des codes LOA1 et LOA2 d'une part et du code EC3 d'autre part, n'étaient pas augmentés par l'introduction de l'aérosol (c'est-à-dire ne jamais dépasser 3%).

Ainsi en présence d'aérosol désertique, la paramétrisation des valeurs de ω (albédo), g (facteur d'asymétrie) et σ (coefficient d'extinction ramené à une particule) est réalisée de façon à minimiser l'écart entre les flux descendants au sol calculés par EC3 d'une part et par LOA1 ou LOA2 d'autre part. Cette comparaison est réalisée de manière itérative successivement avec chacun des trois paramètres précédents. On fixe d'abord des valeurs réalistes ("1^{ère} donne") de deux des trois paramètres précédents (i.e. g et σ) pour l'intervalle considéré de EC3, puis on cherche la valeur de ω caractérisant le mieux cet intervalle, c'est-à-dire telle que le critère sur l'écart minimal des flux soit rempli. On reprend la même opération de façon à déterminer la valeur d'un second paramètre (i.e. g) en utilisant la valeur obtenue pour ω et une valeur réaliste pour σ , puis on détermine σ à partir des valeurs obtenues pour ω et g . On poursuit ce traitement par itération jusqu'à la convergence qui fournit des valeurs équivalentes ω_e , g_e et σ_e pour l'intervalle considéré de EC3.

V-2-c) Gestion de l'impact radiatif de l'aérosol

Pour pouvoir être pris en compte dans le code radiatif du RAMS, les paramètres optiques des aérosols doivent être connus pour les 10 intervalles spectraux du code. Pour des raisons de temps de calcul, il est impossible de déterminer ces caractéristiques sur chaque point de grille de la zone étudiée, car la granulométrie y évolue au cours du temps. Ce problème de calcul a donc été traité de la manière suivante. Les paramètres optiques de la granulométrie initiale (AI), représentative de l'aérosol désertique dans les zones de soulèvement (Alfaro et al., 1998) ont été calculés. Mais le spectre granulométrique de l'aérosol se modifie au cours du temps, par le dépôt par gravité fonction de la taille des particules et par l'injection éventuelle d'aérosol fraîchement généré à l'aérosol en cours de transport. Nous avons déterminé en conséquence une deuxième

granulométrie (AII) représentative des aérosols loin des sources. Ce travail a été fait en analysant les spectres granulométriques au-dessus de l'océan Atlantique issus d'une première simulation. La Figure V-2 montre l'évolution de la granulométrie au cours du temps. On note que le dépôt, s'il est très faible pour des particules dont le rayon est inférieur au micromètre, est beaucoup plus important au fur et à mesure que le rayon des particules augmente. Les paramètres optiques de la granulométrie AII ont alors été déterminés. Les paramètres optiques des modèles d'aérosol AI et AII ont ensuite été insérés dans le code radiatif.

Le calcul de l'impact radiatif de l'aérosol minéral est alors fait à partir des paramètres optiques de ces deux modèles. Le problème est alors de savoir lequel des deux est le plus approprié pour représenter l'effet radiatif de l'aérosol en un point de grille donné et à un instant donné. Nous appliquons deux critères basés sur les flux descendants à la surface, l'un pour les flux solaires, l'autre pour les flux telluriques. Nous choisissons de représenter l'impact radiatif de l'aérosol simulé en utilisant les distributions AI ou AII, en fonction de l'écart des flux produits par chacune de ces granulométries avec le flux issu de la granulométrie simulée. C'est le rôle du test de "reconnaissance de forme" décrit ci-après.

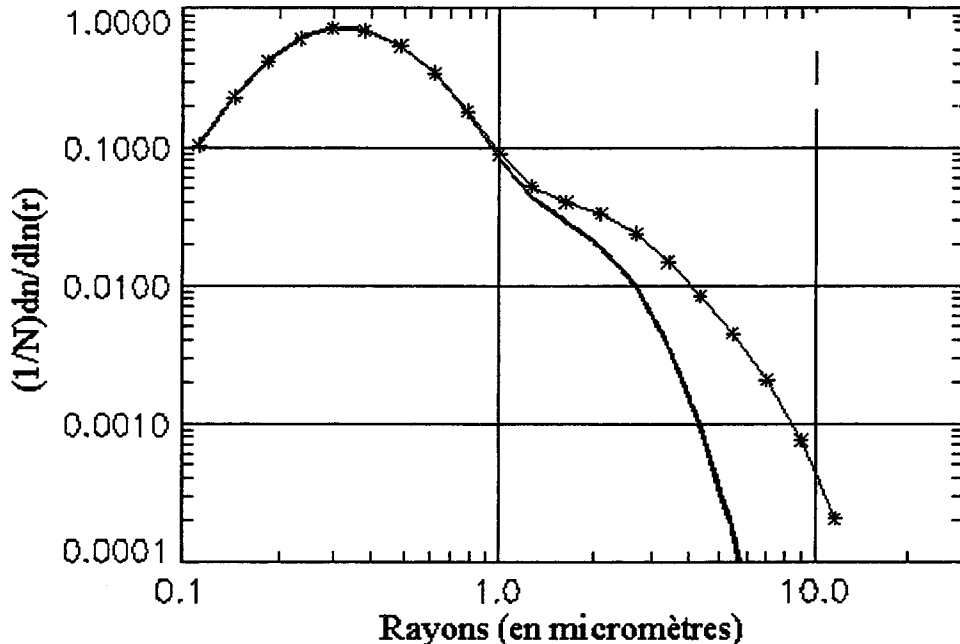


Figure V-2 : Evolution de la granulométrie modélisée à 500 mètres au-dessus du sol. Les astérisques représentent le spectre granulométrique initial caractérisant l'aérosol durant la phase d'émission (AI), la ligne épaisse représente le spectre granulométrique moyen au-dessus de l'île de Sal (16°N, 23°W) le 11 janvier 1995, caractérisant l'aérosol transporté loin des sources.

Fonction poids radiatif :

Nos granulométries sont décomposées en 20 classes de taille selon une progression géométrique, pour des rayons allant de 0,01 μm à 13 μm . Radiativement parlant, chaque classe aura son propre poids quantifié et intégré dans le test de "reconnaissance de forme". Pour cela, nous avons calculé l'impact de chaque classe de taille sur le flux descendant au sol. Nous avons ensuite calculé les paramètres optiques de l'aérosol monodispersé de chacune de ces 20 classes pour les introduire dans les codes radiatifs LOA1 pour le domaine solaire et LOA2 pour le domaine tellurique. Ces calculs ont été menés en ignorant la diffusion moléculaire de l'atmosphère et l'absorption gazeuse, et en prenant un albédo de sol nul. La couche d'aérosol est à une température de 25°C et est distribuée entre 0 et 2 km d'altitude de façon homogène. La concentration de l'aérosol est déterminée de façon à avoir une surface totale équivalente de particules pour chacune des 20 classes, ce qui définit n_i le nombre total de particules par unité de volume dans la classe i .

La fonction poids pour la classe i se définit par la différence de flux due à la présence de l'aérosol, normalisée à une particule dans la classe i :

$$f_i^\downarrow = \frac{F_0^{\downarrow sol} - F_i^{\downarrow sol}}{n_i} \quad \text{Eq. V-1}$$

$F_0^{\downarrow sol}$: flux descendant au sol sans aérosol,

$F_i^{\downarrow sol}$: flux descendant au sol avec l'aérosol de la classe i ,

n_i : nombre total de particules dans la classe i (par unité de volume).

Le critère de choix est le suivant :

$$\text{Si } \sum_i (n_i^s - n_i^{AI})^2 * f_i^{\downarrow 2} < \sum_i (n_i^s - n_i^{AII})^2 * f_i^{\downarrow 2} \quad \text{Eq. V-2}$$

Alors on choisit la distribution AI

$$\text{Si } \sum_i (n_i^s - n_i^{AI})^2 * f_i^{\downarrow 2} > \sum_i (n_i^s - n_i^{AII})^2 * f_i^{\downarrow 2} \quad \text{Eq. V-3}$$

Alors on choisit la distribution AII

n_i^s : nombre simulé de particules dans la classe i ,

n_i^{AI} et n_i^{AII} : nombres de particules dans la classe i , pour les granulométries AI et AII respectivement,

f_i^\downarrow : fonction poids de la classe i , à signification radiative (voir Eq. V-1).

Le test précédent est exécuté séparément dans le domaine solaire et dans le domaine tellurique. Pour valider ce test, plusieurs distributions granulométriques ont été choisies arbitrairement (temporellement et spatialement) lors d'une simulation. Nous avons calculé leurs paramètres optiques sur les (208+25) intervalles spectraux à l'aide d'un code de Mie, puis déterminé leurs flux descendants au sol à l'aide des codes LOA1 et LOA2. Nous avons ensuite comparé ces résultats avec ceux obtenus pour les granulométries AI et AII de façon à déterminer laquelle en était la plus proche. Nous avons vérifié sur chaque cas que le test de "reconnaissance de forme" permettait de choisir la granulométrie adéquate (AI ou AII).

V-2-d) Nouvelle sortie graphique

Le RAMS (voir Chapitre V-1-b) est originellement conçu pour être utilisé avec le logiciel graphique du NCAR (National Centre of Atmospheric Research), le NcarGraphic. Or comme nous ne disposions pas de ce logiciel, il nous était impossible d'utiliser la partie graphique du modèle. Nous avons choisi de réorganiser cette partie du modèle afin de pouvoir utiliser GrAdS, un logiciel de traitement graphique écrit par Brian Dotty, adapté à la physique de l'atmosphère et disponible gratuitement sur Internet (www.grads.org).

V-3) Préparation d'une simulation

V-3-a) Initialisation du modèle

Les travaux d'initialisation du RAMS nécessitent la création de fichiers de topographie et du pourcentage terre-mer (CEPMMT ou NOAA), des différentes classes de végétation (végétation de type désertique sur tout le domaine), des différents types de sol (sol de type sableux sur tout le domaine), de la température de la mer et de la rugosité de surface, pour chaque point de grille. Cette description des surfaces est indépendante de celle utilisée par le modèle de soulèvement (voir Marticorena, 1995). Pour initialiser le modèle en début de

simulation et pour créer les fichiers de données qui serviront à recalibrer les résultats du modèle suivant un intervalle de temps au choix (selon le type de simulation choisie, voir paragraphe V-3-c), nous utilisons des données météorologiques du CEPMMT (voir description plus bas). Ces données sont constituées par les composantes horizontales de la vitesse du vent, la température, le géopotential et l'humidité, sur 15 niveaux verticaux entre la surface et 10 mb et selon les nœuds d'une grille principale horizontale de pas 1° en latitude et en longitude, et éventuellement selon les nœuds des sous-grilles qui peuvent être utilisées conjointement.

Données du CEPMMT

Ces données ont été obtenues par l'intermédiaire d'un modèle de circulation générale utilisé pour la prévision numérique opérationnelle à moyen terme. Il intègre les différentes équations classiques (de continuité, du mouvement, de conservation de la masse, ...), et calcule un certain nombre de variables (composantes du vent, température, ...) sur 15 niveaux de pression. Le CEPMMT a de plus constitué une base de données en surface, entre 0 et 10 mètres (température de rosée, précipitation, pression et température de surface, vent à 10 mètres ...), mesurées par l'intermédiaire du réseau global des stations météorologiques, et a aussi acquis des mesures en altitude par l'intermédiaire de sondages verticaux. Le modèle effectue d'abord une simulation de 6 heures et fournit alors une "première donnée". C'est une prévision à très court terme, a priori les résultats ne sont donc pas affectés d'une erreur importante. Afin de recalibrer les prévisions de première donnée, les données issues des observations au sol sont intégrées au modèle. Un calcul d'assimilation est alors effectué, où les données d'observations sont affectées d'un poids statistique assez important, puisque supposées justes. De ce travail découle un jeu de données d'analyse relativement précises dites non initialisées. Ces données servent à initialiser le modèle lors de prévisions à plus long terme. Il apparaît que ces données sont un peu bruitées (bruit n'ayant aucune signification physique). Afin d'éliminer cet effet, on lisse le signal des données non initialisées par décomposition en harmoniques sphériques, pour obtenir des données initialisées. Après ce travail, le CEPMMT obtient alors un jeu de données météorologiques. Ce sont les fichiers de ces données qui sont assimilés dans la partie ISAN du RAMS pour permettre ensuite leur utilisation par le modèle.

Cas de la poussière

L'initialisation en poussière du RAMS se fait à zéro, ce qui signifie qu'en début de simulation (le 9 janvier à 00 TU pour l'événement étudié, voir Paragraphe V-3-d), nous n'avons pas de poussière dans le modèle. Donc si de la poussière est émise antérieurement par le domaine, nous n'en tenons pas compte dans nos simulations. De même, de la poussière émise en-dehors du modèle et advectée sur celui-ci n'est pas prise en compte dans la simulation. Cela engendre indéniablement des différences entre les résultats de la simulation et les mesures, en particulier satellitaires, surtout les premiers jours. De plus, aucun recalage en poussière n'est réalisé au cours de la simulation.

V-3-b) Configuration du modèle

Nous utilisons la version non hydrostatique du RAMS où sont prédites les composantes u , v et w du vent, la température potentielle équivalente en eau liquide et en glace, la densité de l'air sec, le rapport de mélange total et les rapports de mélange des diverses phases de l'eau (eau, glace et vapeur d'eau). A partir de ces variables, la pression, la température potentielle, la température, le rapport de mélange de vapeur et le rapport de mélange d'eau liquide nuageuse sont calculés. Dans la dernière partie du RAMS (le VAN, pour Visualisation and ANalysis), d'autres variables pourront être déduites et visualisées. On utilise une grille C standard d'Arakawa (Arakawa et Lamb, 1981 ; voir aussi l'Annexe B) de $100 \times 100 \text{ km}^2$ en coordonnées stéréo-polaires. Les niveaux verticaux sont au nombre de 30 entre 0 et environ 25 kilomètres avec des coordonnées sigma-z qui suivent la topographie (Tripoli et Cotton, 1982). Le premier niveau vertical est à 50 mètres. Un schéma temporel en différences finies de type hybride (voir options Annexe B), et un schéma en temps alterné (Klemp et Wilhelmson, 1978) intègrent les termes acoustiques et les ondes de gravité sur un pas de temps de 30 secondes, et les autres termes sur un pas de temps de 60 secondes. Un schéma de second ordre a été choisi pour l'advection, la diffusion verticale étant paramétrée en utilisant le schéma de Mellor et Yamada (1982). Les coefficients d'échanges horizontaux sont calculés compte tenu de la seule déformation horizontale. Le rapport du coefficient d'échange de chaleur turbulente à celui du moment turbulent est fixé à 3 aussi bien dans le plan horizontal que selon la verticale. Nous avons recalé le modèle (pour l'initialisation et pour les conditions aux limites) à l'aide des données d'analyse du modèle de prévision du CEPMMT. En ce qui concerne les conditions aux frontières, le schéma de Klemp et Wilhelmson (1978) a été choisi pour les limites latérales du

domaine. Au sommet du domaine nous avons opté pour un couvercle rigide, sachant que le dernier niveau est à environ 25 km. Le code radiatif EC3 utilisé dans le RAMS est aussi le code du CEPMMT (Morcrette, 1989 ; 1991). Sachant qu'il augmente de façon non négligeable les temps de calcul, la mise à jour des variables radiatives n'est faite que toutes les 15 minutes, ce qui nous a semblé être un bon compromis (Roger Pielke et Guy Cautenet, communication personnelle). La microphysique est activée, mais nous avons choisi de ne prendre en compte qu'une catégorie, la vapeur d'eau, sachant que nous ne ferons que des simulations sèches, c'est-à-dire que nous ne prendrons en compte ni les effets thermodynamiques ou radiatifs des nuages, ni l'effet microphysique des nuages et de leurs précipitations sur le nuage de poussière. Le modèle de sol est celui développé par Tremback et Kessler (1985) dans lequel nous avons défini 8 niveaux entre la surface et 25 cm de profondeur. Le sol a été uniformément choisi comme étant du sable, avec une végétation de type désertique. L'humidité du sol a été initialisée de façon homogène à une valeur de 1% de la valeur de saturation du sol.

V-3-c) Les différents types de simulation

Nous avons dit plus haut (Paragraphe V-1-c) que les analyses à grande échelle du CEPMMT sont utilisées pour initialiser le modèle RAMS. Nous avons vu aussi qu'il était possible de contrôler, dans une certaine mesure, les champs produits par le RAMS en les recalant sur ces mêmes données d'analyse. Examinons brièvement ce dernier point. Ce recalage ou "relaxation newtonienne" (Pielke et al., 1992), encore nommé "nudging", est basé sur le principe suivant. Les équations décrivant l'évolution d'une variable pronostique X du modèle sont modifiées par l'adjonction d'un terme de forçage de la forme $(X-F)/\tau$, où F est le terme de forçage (issu du champ à grande échelle) et τ une constante de temps. En l'absence de toute autre force (c'est-à-dire si la physique du modèle était inhibée), la variable X relaxerait vers F avec un temps caractéristique τ . Il est évident que plus τ est faible (nudging serré), plus le rôle des données de recalage du CEPMMT est important. Cependant, même dans ce cas, le modèle RAMS produit une information non contenue dans les données à grande échelle (interpolation spatio-temporelle fine, rôle du relief, des effets locaux, des nuages, du rayonnement, ...). Inversement, plus τ est élevé, plus le RAMS est "libre". Enfin, le processus de nudging dans le RAMS est particulièrement souple, puisqu'il permet de moduler le nudging aux frontières latérales, au sommet et au centre du domaine d'intégration: on peut ainsi découpler le forçage

aux frontières latérales (type Davies) du forçage au sommet et du forçage au sein du domaine lui-même.

Nous avons effectué deux types de simulation en fonction de ce recalage (ou nudging). Dans tous les cas, nous imposons un forçage aux limites latérales et au sommet. Ce qui différencie les deux types de simulation, c'est le forçage sur l'ensemble du domaine. Dans le premier type (nudging serré), appelé dans tout ce qui suit "simulation recalée" et noté *run_CE*, nous imposons une constante de temps τ au centre égale à 15 minutes, ce qui produit des champs fortement influencés par les données d'analyse du CEPMMT. Dans le second type, (nudging lâche), appelé dans tout ce qui suit "simulation non recalée" et noté *run_RAMs*, le nudging est limité aux 5 points de grille jouxtant les frontières latérales et au sommet du domaine, avec un temps τ égal à 6 heures. Dans ce cas, il est clair qu'à l'intérieur du domaine, c'est la physique du modèle RAMS lui-même qui produit la quasi-totalité de l'information sur les champs calculés.

Pour être complet, notons qu'il est possible d'utiliser comme forçage des données d'observation (assimilation de données de radiosondages, de stations de surface, d'avion, de satellite, ...) à la place ou en complément des données d'analyse: cette option n'a cependant pas été utilisée ici.

D'autre part, afin de quantifier l'effet radiatif dû aux aérosols désertiques, nous avons fait deux simulations différentes pour chaque situation étudiée. Dans l'une, dénommée *run_dust* (pour poussiéreux), l'impact radiatif des poussières est pris en compte. Dans l'autre, dénommée *run_clear* (pour non poussiéreux), les sources sont bien activées et la poussière émise, mais son impact radiatif n'est pas pris en compte.

V-3-d) Données expérimentales de contrôle

Une seule situation est présentée en détail dans ce mémoire. Elle se déroule entre le 9 et le 14 janvier 1995. Pour cette situation, nous avons collecté les données expérimentales disponibles. Les images Météosat de 11:30 TU (voir Chapitre III) nous fournissent les épaisseurs optiques au-dessus de l'océan à partir du canal visible et proche infrarouge (Figure V-3) et les indices de poussière IDDI au-dessus de l'Afrique à partir du canal infrarouge thermique (Figure V-4). Nous avons accès pour l'île de Sal (16°45'N, 22°57'W) à des mesures de concentration par pompage sur filtre de l'aérosol minéral, et aux épaisseurs optiques déduites de mesures photométriques du réseau AERONET (pour AERosol RObotic NETwork). Nous avons pu acquérir également les mesures et observations de plusieurs stations météorologiques africaines

(vent, température, visibilité, ...) par l'intermédiaire du CEPMMT. Tous ces éléments nous serviront de points de comparaison avec les résultats du modèle.

Au-dessus de l'océan Atlantique, on observe sur la Figure V-3 des épaisseurs optiques Météosat, malgré la présence d'un masque nuageux certainement exagéré par le traitement. On note que l'expulsion de poussière se fait aux alentours de la Mauritanie (entre 15°N et 20°N et vers 17°W), du 10 au 12 janvier, avec des épaisseurs optiques maximales aux alentours de l'unité d'après l'échelle de couleurs. Les données photométriques de l'île de Sal (Figure V-5) montrent que, pendant la période étudiée, il y a deux passages successifs de nuages de poussière, les 11 puis 12 janvier, qu'il est possible d'identifier sur les images d'épaisseur optique de la Figure V-3.

Les images IDDI (Figure V-4) nous renseignent sur les lieux de soulèvement (qui doivent correspondre à des maxima de cet indice). L'IDDI varie entre 0 et des valeurs atteignant 40ct (quantité de poussière importante correspondant à des épaisseurs optiques d'aérosol entre 2 et 4 selon Legrand et al., 1994). On note que la poussière atteint la côte du Sénégal et de la Mauritanie le 10 janvier, et qu'elle est ensuite expulsée au moins jusqu'au 11. Le 12, il est difficile de savoir si tout a été expulsé ou si le processus se poursuit sous les nuages. En revanche le 13 les choses sont claires : l'expulsion est achevée. Ces renseignements concernant l'expulsion sont en assez bon accord avec les images d'épaisseur optique.

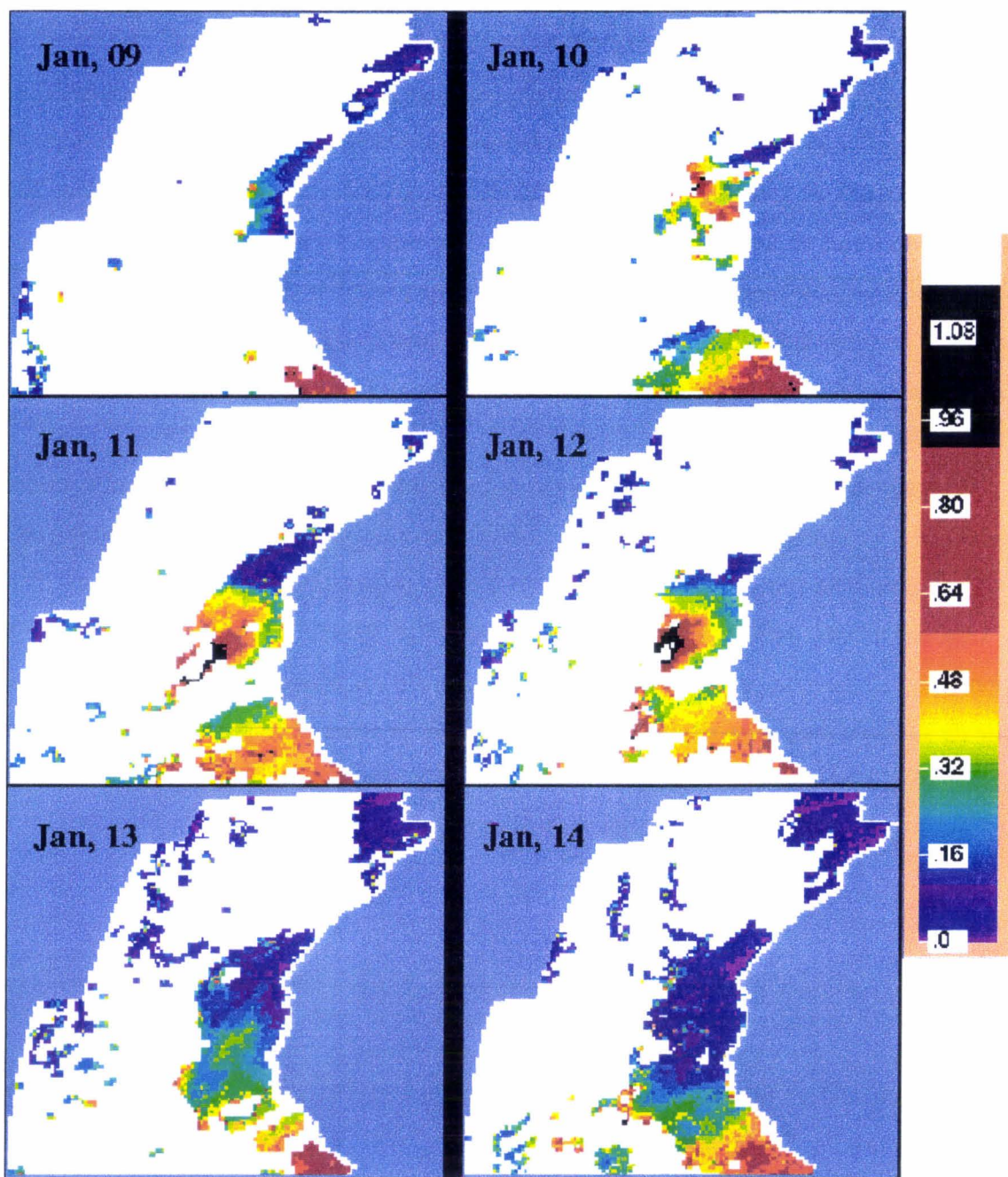


Figure V-3 : Epaisseur optique à 11:30 TU entre le 9 et le 14 janvier 1995, au-dessus de l'océan, à partir des images Météosat dans le canal VIS.

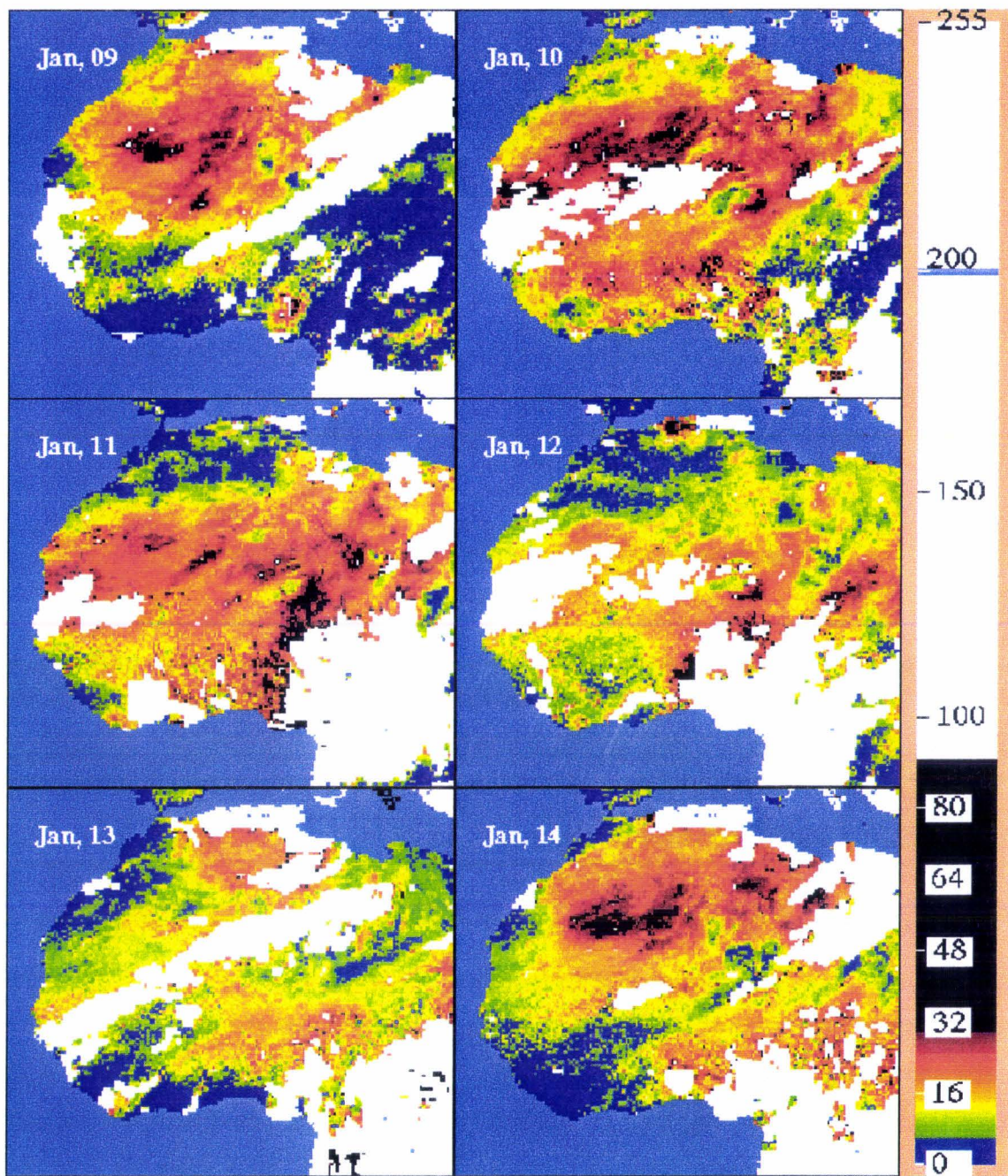


Figure V-4 : Images IDDI à 11:30 TU, du 9 au 14 janvier 1995, au-dessus de l'Afrique, à partir des images Météosat dans le canal IR.

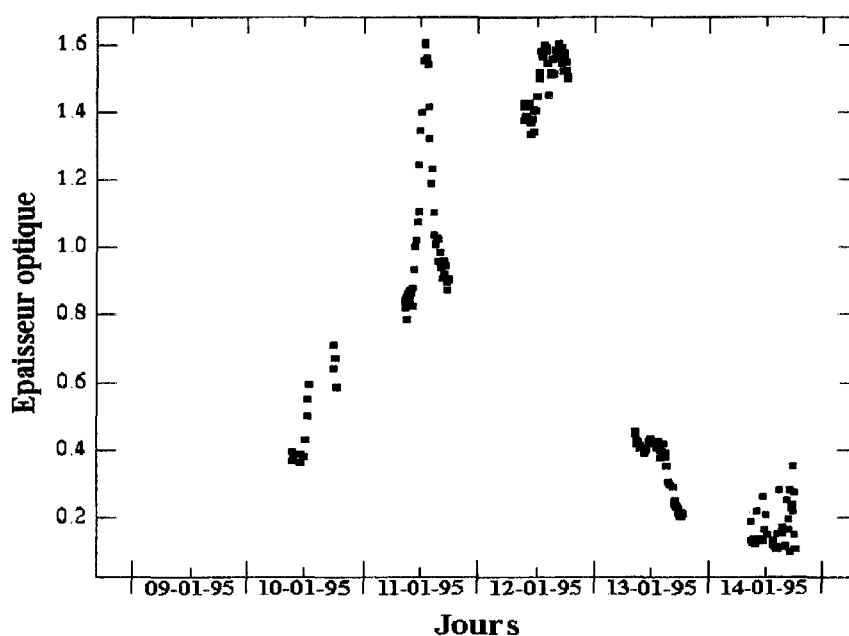


Figure V-5 : Epaisseur optique (à 550nm) à l'île de Sal entre le 9 et le 14 janvier 1995, d'après les mesures photométriques du réseau AERONET.

V-4) Simulation de l'émission et du transport

Ce paragraphe est dédié à la comparaison entre les simulations et les données expérimentales décrivant l'émission et le transport de poussière. On considérera successivement les résultats pour différents types de simulations : les simulations *run_RAMs_clear* (simulation non recalée sans prise en compte de l'impact radiatif de l'aérosol désertique), *run_RAMs_dust* (simulation non recalée avec prise en compte de l'impact radiatif de l'aérosol désertique), *run_CE_clear* (simulation recalée avec les données du CEPMMT sans prise en compte de l'impact radiatif de l'aérosol désertique) et *run_CE_dust* (simulation recalée avec les données du CEPMMT avec prise en compte de l'impact radiatif de l'aérosol désertique).

V-4-a) Emission

<i>Simulations</i>	09-01-95	10-01-95	11-01-95	12-01-95	13-01-95	14-01-95	TOTAL
<i>run_RAMSclear</i>	3.35 (76 %)	3.26 (98 %)	2.69 (99 %)	0.73 (94 %)	0.43 (95 %)	1.54 (75 %)	12.0 (10.6, soit 88%)
<i>run_CEcLEAR</i>	4.69 (65 %)	3.77 (71 %)	1.50 (62 %)	0.54 (44 %)	1.36 (84 %)	2.80 (61 %)	14.7 (9.7, soit 66%)
<i>run_RAMSDUST</i>	3.25 (75 %)	2.97 (97 %)	2.49 (98 %)	0.66 (95 %)	0.40 (95 %)	1.49 (74 %)	11.3 (9.9, soit 88%)
<i>run_CEDUST</i>	4.37 (63 %)	3.50 (69 %)	1.47 (60 %)	0.53 (43 %)	1.24 (82 %)	2.53 (60 %)	13.6 (8.8, soit 65%)

Tableau V-1 : Valeurs journalières (en MT) des flux massiques verticaux émis pour les quatre types de simulations sur la totalité du domaine simulé (rectangle en pointillé de la Figure V-1).

Les valeurs entre parenthèses représentent les flux massiques entre 8 h et 18 h (TU) en pourcentage du flux total journalier.

Le Tableau V-1 donne une vue d'ensemble des valeurs de flux massiques verticaux d'émission journalière pour les simulations *run_RAMSclear*, *run_CEcLEAR*, *run_RAMSDUST*, et *run_CEDUST*. Nous observons des écarts notables entre ces valeurs, et notamment des soulèvements plus importants lors des simulations de type *run_CE* que lors des simulations de type *run_RAMSclear*, ainsi que lors des simulations *run_CEcLEAR* par rapport aux simulations *run_RAMSDUST*. Ce dernier résultat sera discuté au paragraphe V-5. Nous constatons sur la Figure V-6 (comme à partir du Tableau V-1, valeurs entre parenthèses) que lors des simulations *run_RAMSclear*, les soulèvements ont lieu très majoritairement durant la journée (avec un maximum de soulèvement aux alentours de 14 TU). Avec les simulations *run_CE*, les soulèvements nocturnes sont plus importants et les soulèvements diurnes moins importants qu'avec les simulations *run_RAMSclear* (Figure V-6 trait pointillé). Ainsi, la production entre 08 et 18 TU (sur les 6 jours) est supérieure avec les simulations *run_RAMSclear*, alors que la production totale (jour+nuite) est supérieure avec les simulations *run_CE*. Cela provient des vents de surface simulés, plus élevés de jour et plus faibles de nuit selon le RAMS qu'à partir des analyses du CEPMMT.

Les Figures V-7 et V-8 représentent les valeurs des flux massiques verticaux d'aérosol émis à 00 TU et 12 TU entre le 9 janvier à 12 TU et le 14 janvier à 12 TU pour, une simulation *run_RAMSDUST* et une simulation *run_CEDUST* respectivement. Comme l'indique la Figure V-6, la différence la plus notable entre ces deux simulations se situe de nuit, où aucun soulèvement significatif n'est visible pour la simulation *run_RAMSDUST*, contrairement à ce qu'on peut

observer avec la simulation *run_CE_dust*. En revanche de jour (à 12 TU), les structures des flux d'émission sont assez semblables pour les deux simulations, avec toutefois des différences dans les quantités soulevées (comme le montre aussi la Figure V-6).

Décrivons plus précisément la Figure V-7. Les flux massiques sur l'ensemble de la région sont très importants les 9, 10 et 11 janvier (environ 3 MT/jour), puis décroissent les 12 et 13 (< 0.7MT/jour) pour augmenter légèrement le 14 jusqu'à atteindre 1.5MT. Nous pouvons comparer la Figure V-5 avec la Figure V-3 représentant l'IDDI à 12 TU pendant ces six jours. L'IDDI représente aussi bien la poussière transportée que celle en cours d'émission depuis les sources. Les maxima d'IDDI atteignent 40 ct, ce qui indique l'existence d'émissions (voir Chapitre III). Nous constatons une bonne cohérence d'ensemble entre les chronologies des flux simulés et des niveaux élevés d'IDDI (rouge foncé et noir) qui indiquent généralement l'existence de soulèvement. Les faibles niveaux d'IDDI des 12 et 13 janvier confirment les faibles valeurs globales des flux d'émission ces mêmes jours, que ce soit avec les simulations *run_CE* ou les simulations *run_RAMs* (Tableau V-1, Figures V-6, V-7 et V-8). Néanmoins, il subsiste un désaccord important entre les distributions spatiales des flux simulés et de l'IDDI, essentiellement au niveau du Sud algérien (observable avec les simulations *run_CE* et *run_RAMs*). En effet, les niveaux élevés de l'IDDI les 9 et 10 janvier indiquent un soulèvement sur cette région, alors que les flux simulés y sont nuls.

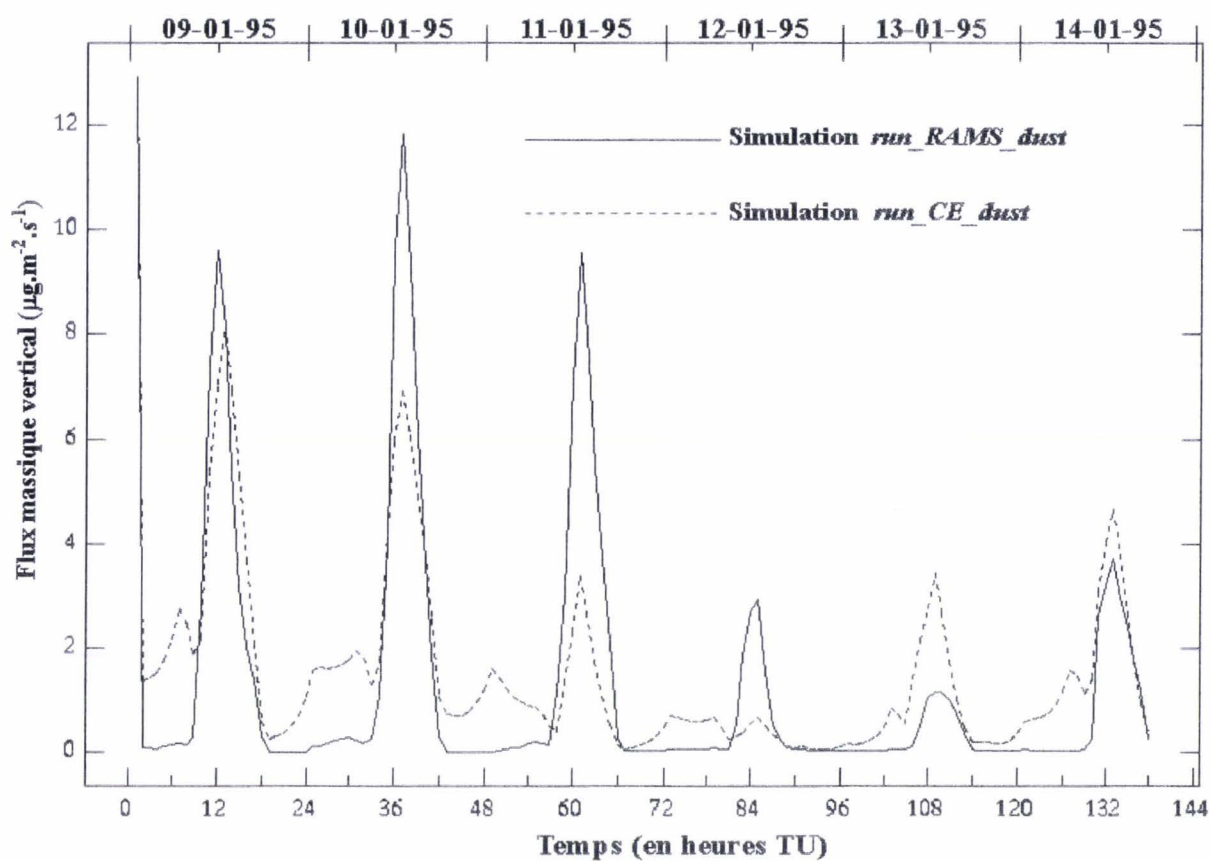


Figure V-6 : Flux massique vertical simulé au cours du temps, moyenné spatialement sur la totalité de la zone d'étude, pour les simulations *run_RAMs_dust* et *run_CE_dust*.

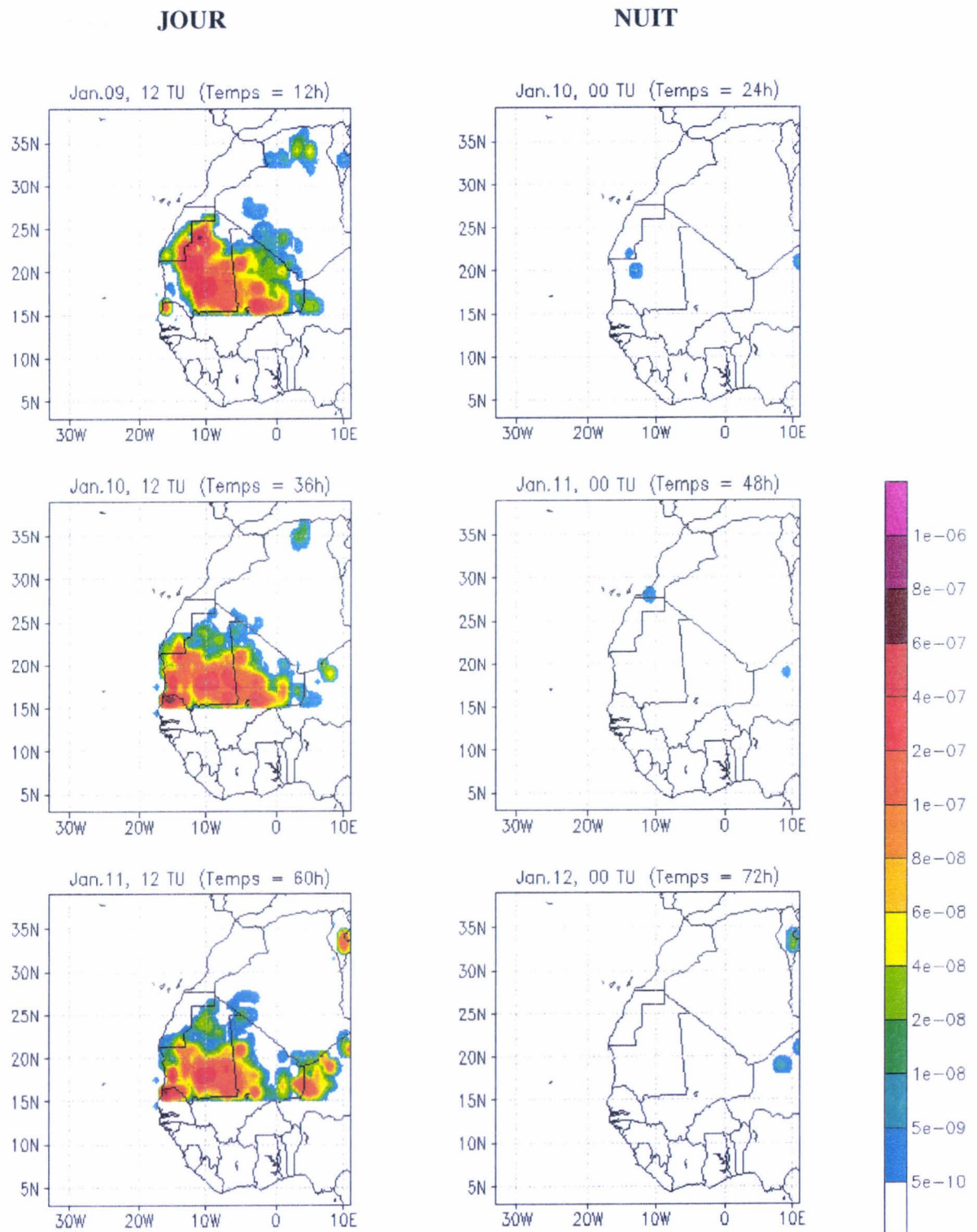


Figure V-7 : Flux massique durant les 6 jours, pour une simulation *run_RAMS_dust*. L'échelle de couleurs est graduée en $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$. L'absence de soulèvement observable au sud de 15°N résulte des limitations spatiales s'appliquant au code de soulèvement, schématisées sur la Figure V-1.

JOUR

NUIT

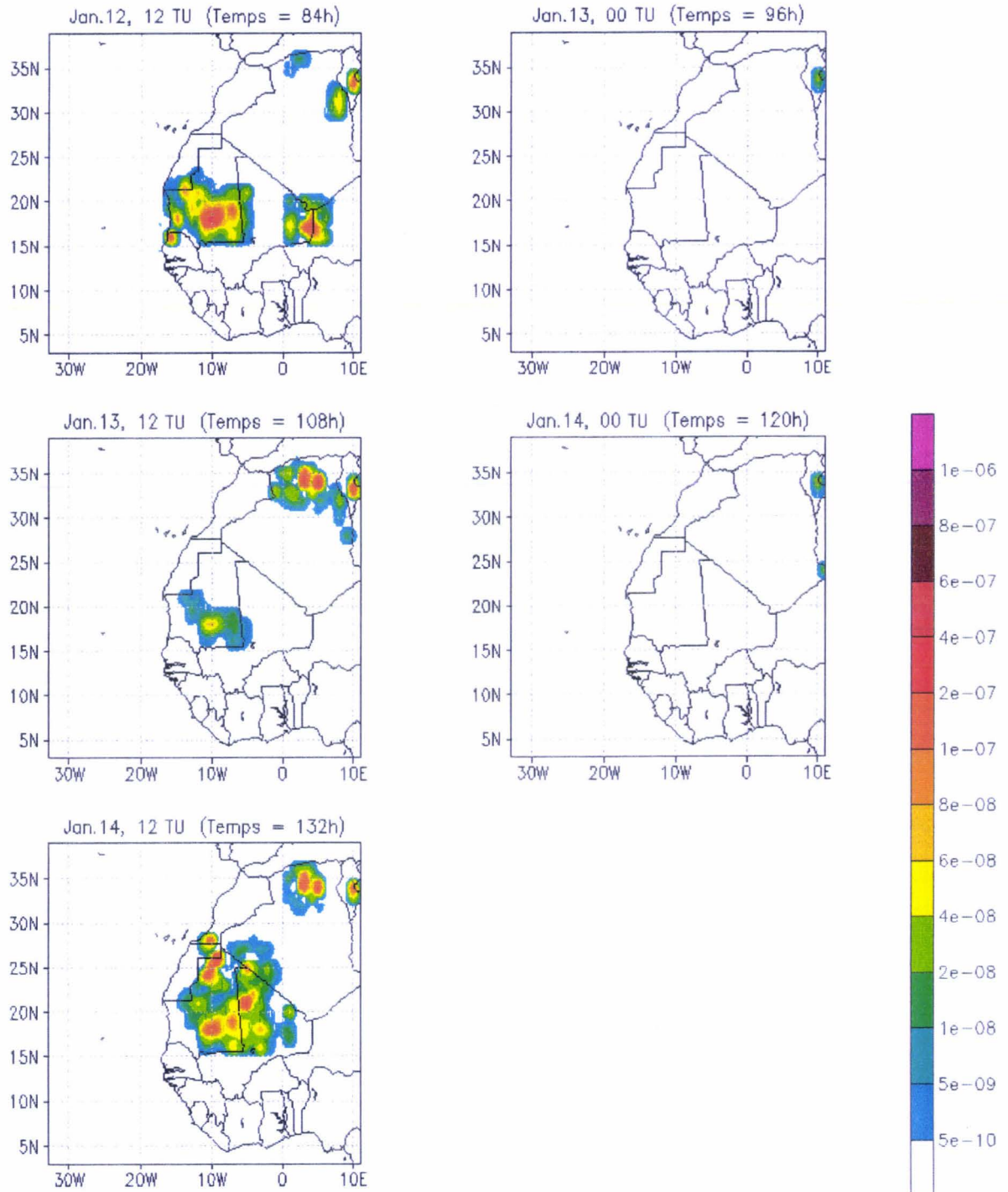


Figure V-7 : (suite)

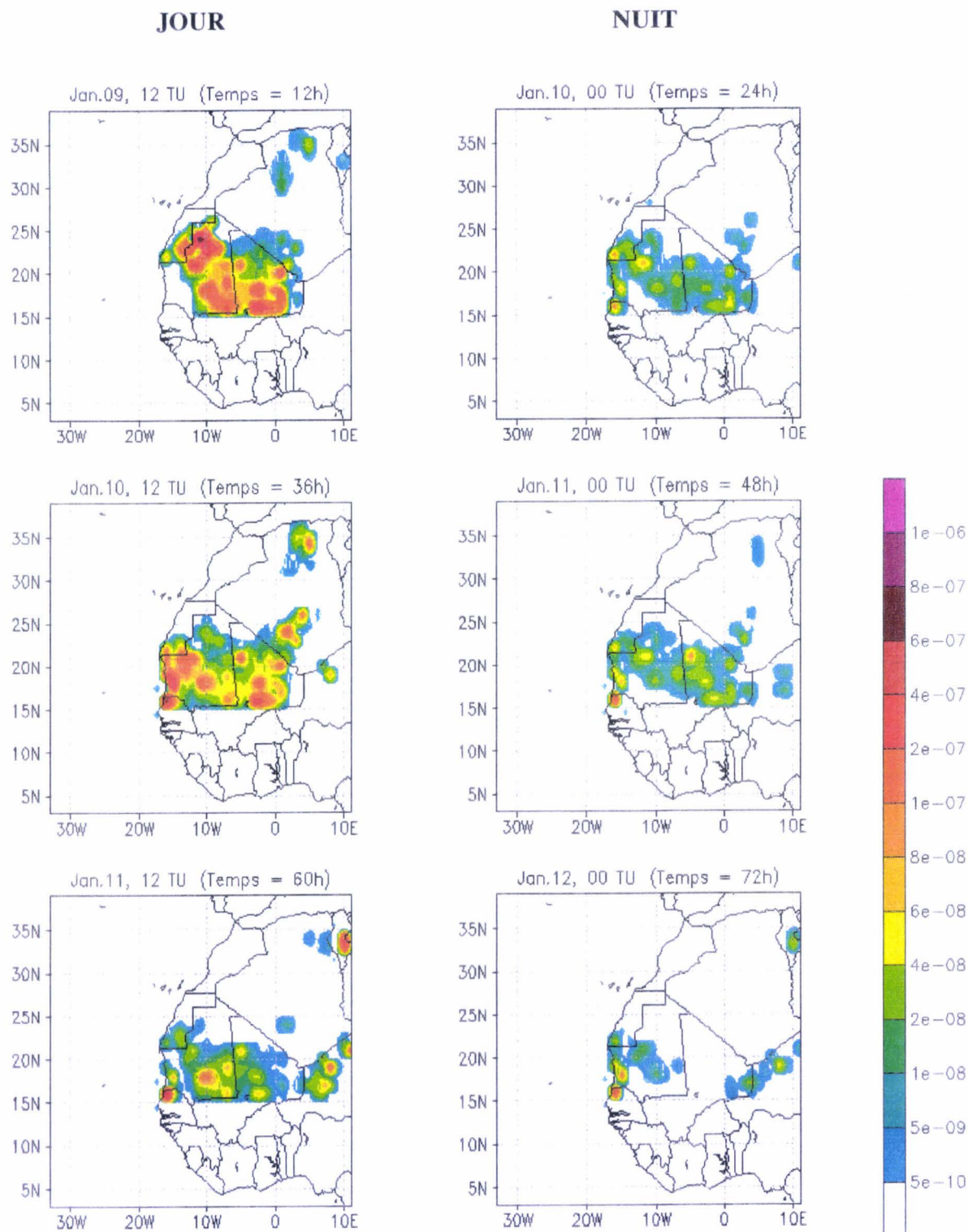


Figure V-8 : Flux massique durant les 6 jours, pour une simulation *run_CE_dust*. L'échelle de couleurs est graduée en $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$. L'absence de soulèvement observable au sud de 15°N résulte des limitations spatiales s'appliquant au code de soulèvement, schématisées sur la Figure V-1.

JOUR

NUIT

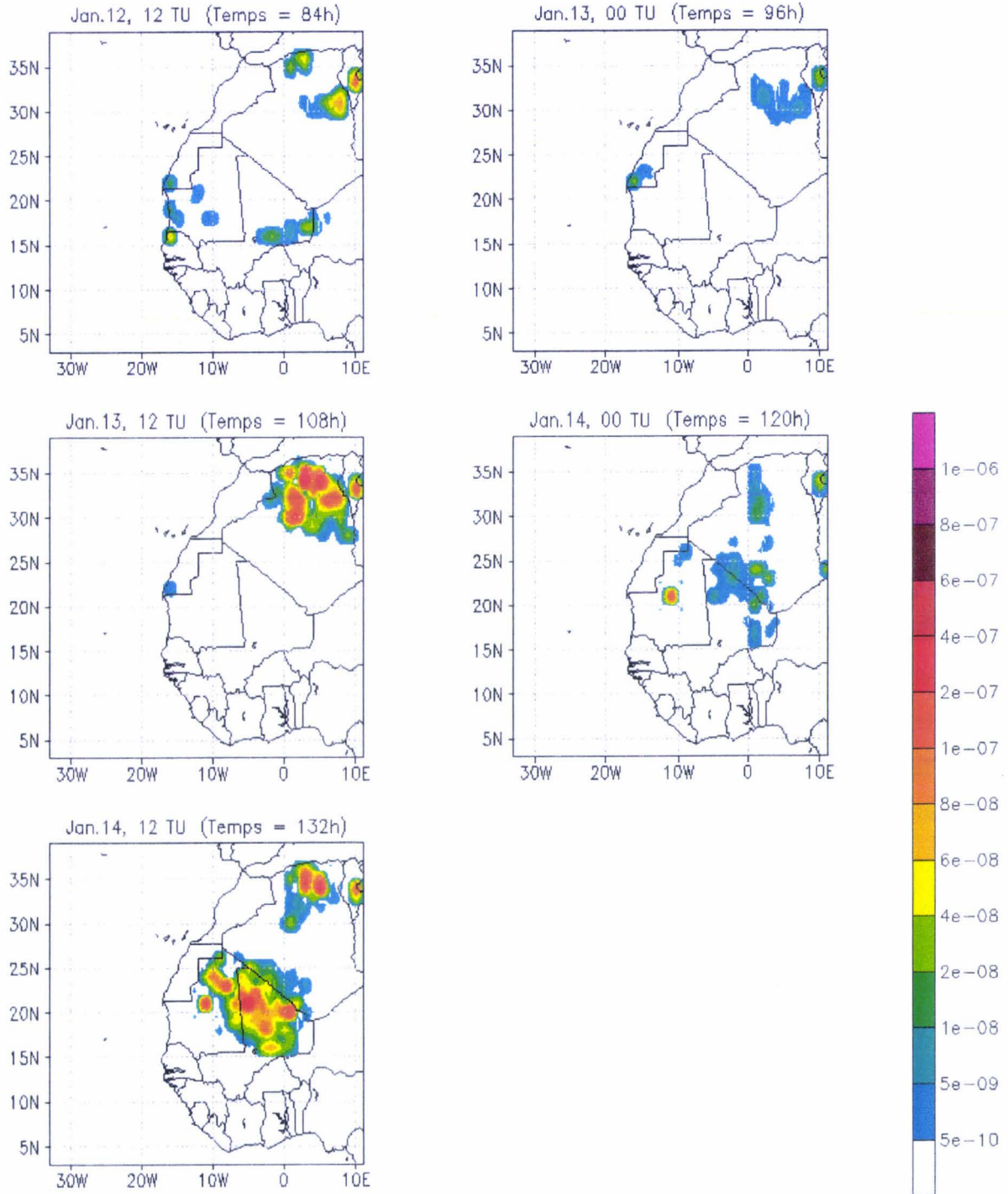


Figure V-8 : (suite)

V-4-b) Transport

Les Figures V-9 et V-10 représentent les concentrations en masse respectivement pour les simulations *run_RAMS_dust* et *run_CE_dust*. En accord avec les imageries satellitaires (Figures V-3 et V-4), l'expulsion de poussière se fait bien au niveau du Sénégal, de la Mauritanie et de l'extrémité sud du Maroc (territoire du Sahara Occidental) pour les simulations *run_RAMS* et *run_CE* (en fait, la présence de nuages sur les images satellites gêne la comparaison au-dessus des côtes du Sénégal). Cependant pour la simulation *run_CE*, l'expulsion débute dès le 9 à 12 TU au-dessus du Maroc et de la Mauritanie, ce que ne confirment pas les Figures V-3 et V-4. Au-dessus de l'océan Atlantique, le panache du *run_CE* est beaucoup moins étendu, et se déplace beaucoup plus vers le sud que celui du *run_RAMS* qui passe exactement au-dessus des îles du Cap Vert, en accord avec l'imagerie satellitaire (Figures V-3). Ces différences sont dues aux conditions de soulèvement jour-nuit différentes, ainsi qu'à des régimes de vent différents entre les deux simulations. L'extension spatiale du nuage de poussière et son évolution au cours du temps apparaissent mieux représentées par la simulation non recalée (*run_RAMS*).

Pour les deux simulations (*run_RAMS* et *run_CE*), aucun recalage en poussière n'existe dans le modèle, ni en début, ni pendant la simulation. On observe apparemment les conséquences de ceci le 9 janvier où notre simulation montre un déficit en poussière par rapport à l'IDDI, et le 11 janvier où nous ne simulons pas la poussière qui existe sur l'est du domaine (poussière provenant d'une zone de soulèvement qui est semble-t-il localisée en Libye).

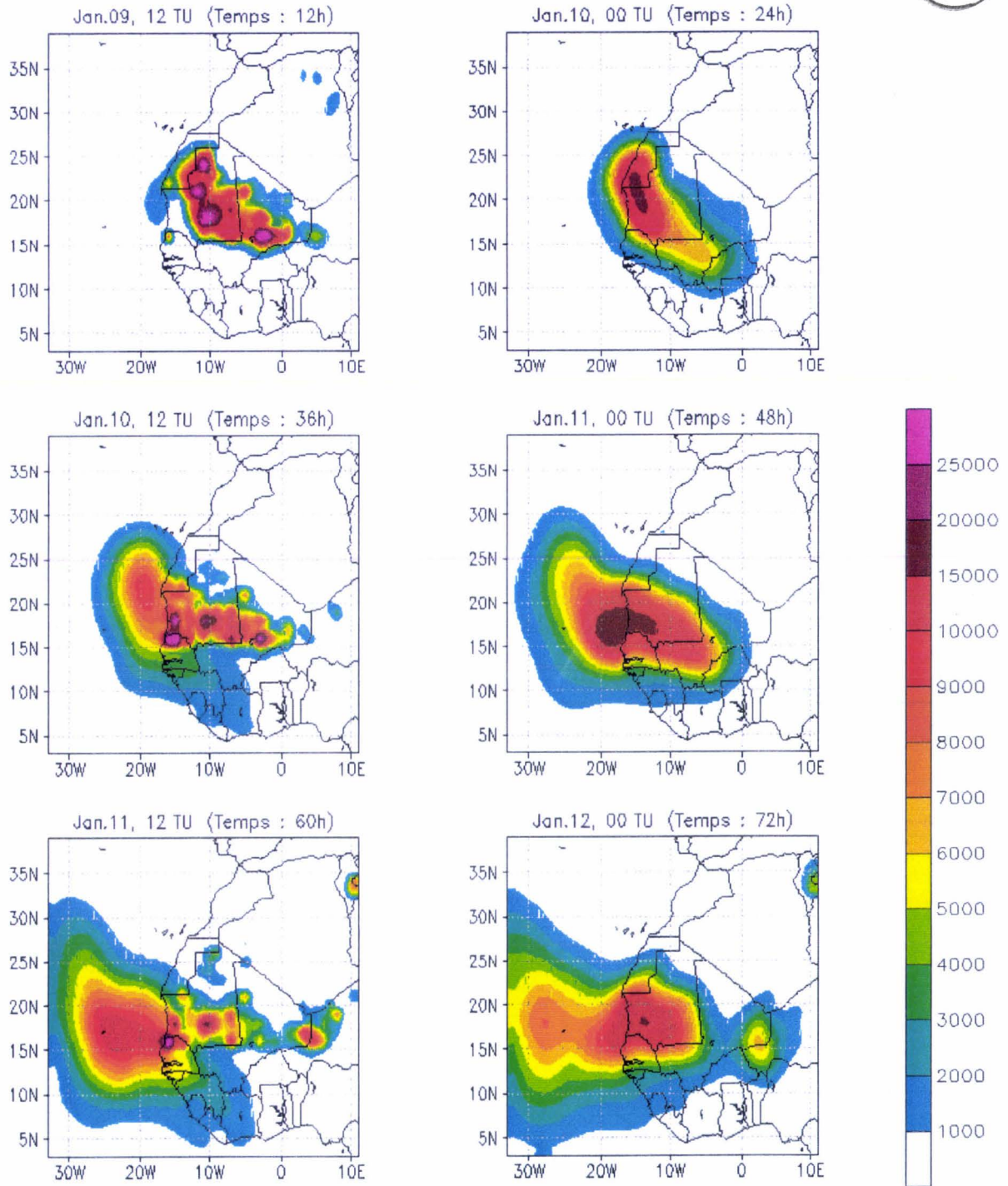


Figure V-9 : Concentration en masse simulée pour les 6 jours, et intégrée sur toute la colonne atmosphérique, pour une simulation *run_RAMs_dust*. L'échelle de couleurs est graduée en $\mu\text{g m}^{-2}$.

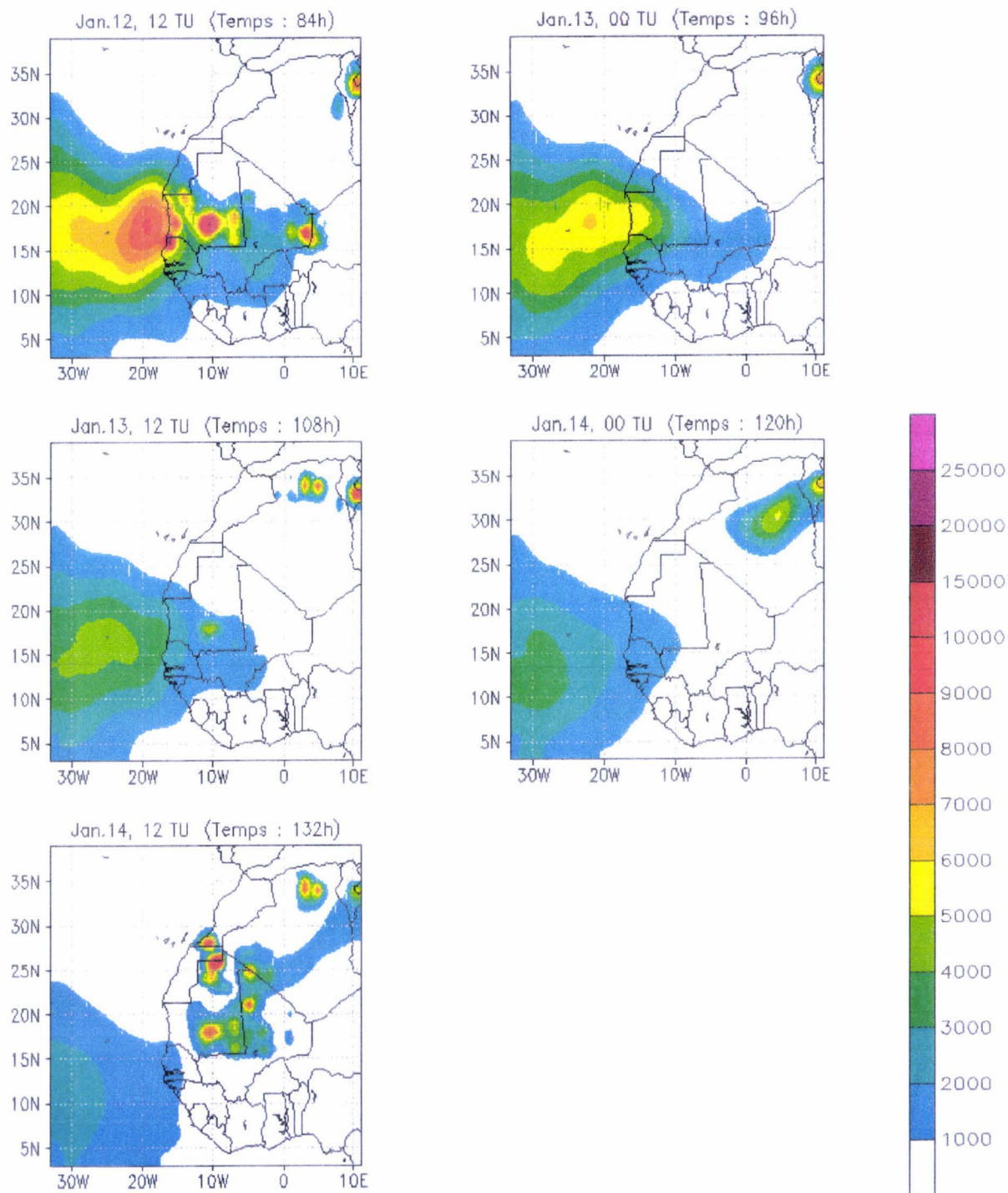


Figure V-9 : (suite)

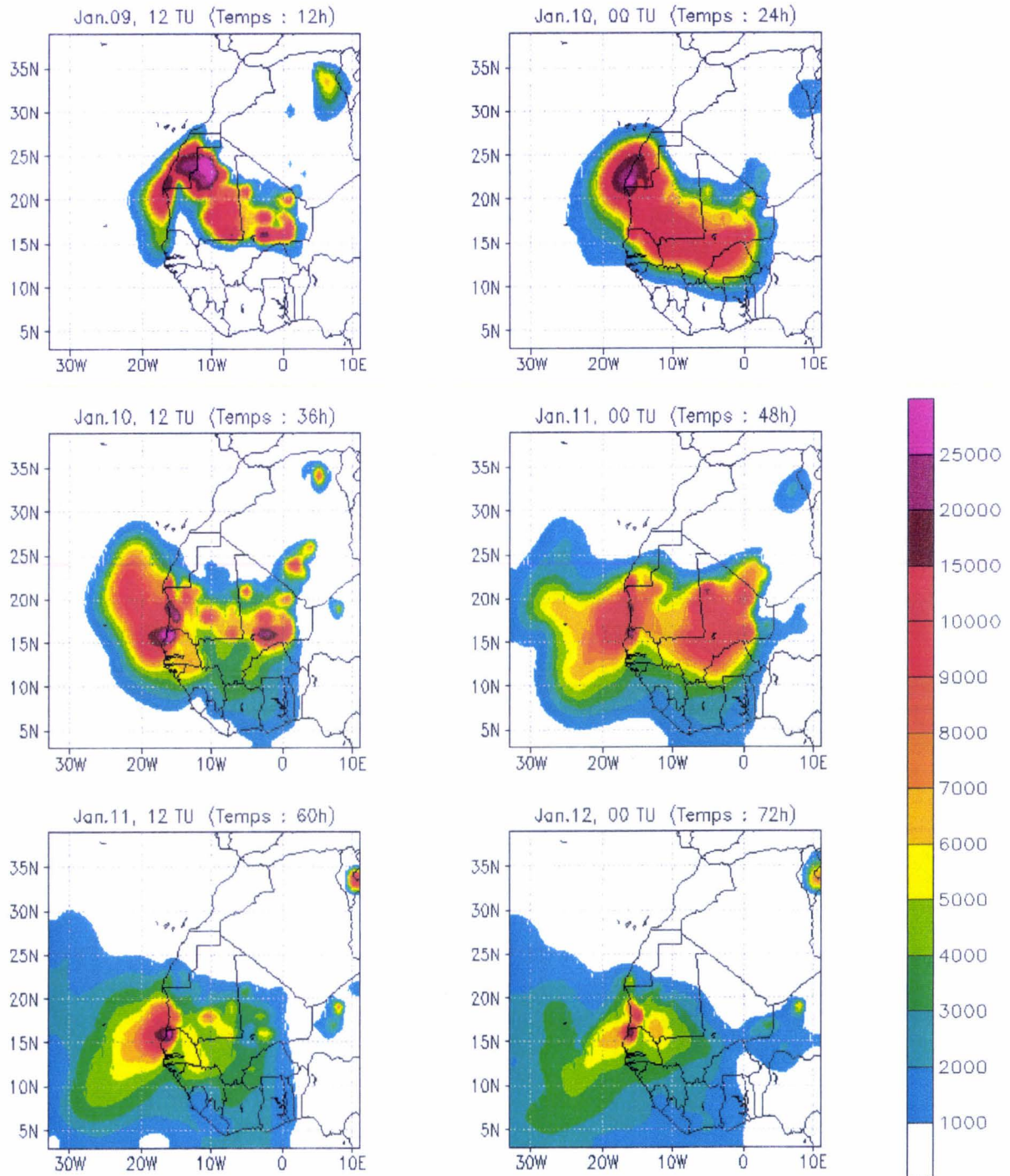


Figure V-10 : Concentration en masse simulée pour les 6 jours, et intégrée sur toute la colonne atmosphérique pour une simulation *run_CE_dust*. L'échelle de couleurs est graduée en $\mu\text{g m}^{-2}$.

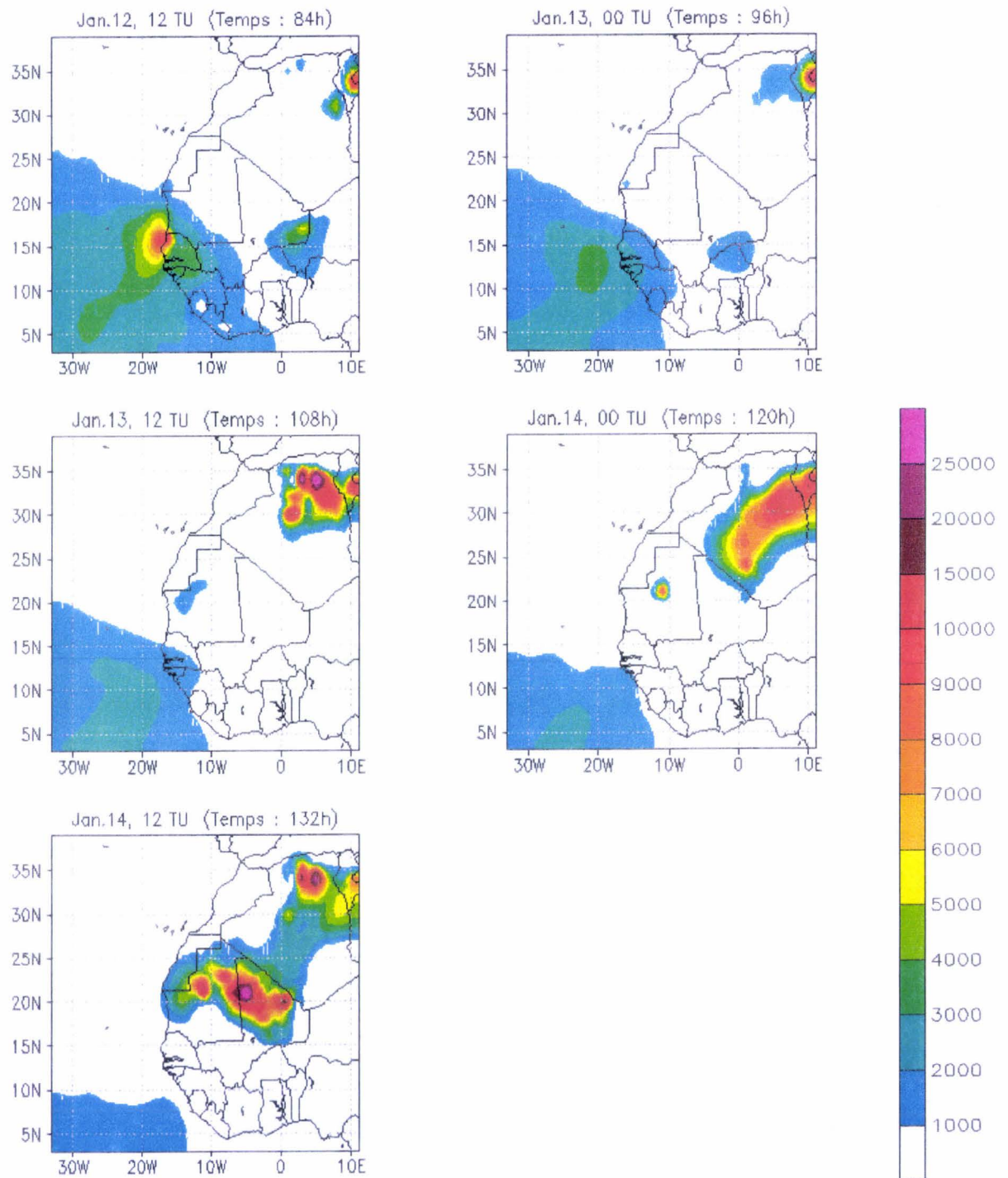


Figure V-10 : (suite)

A la description géographique du nuage de poussière des Figures V-9 et V-10, la Figure V-11 ajoute l'information sur l'altitude du transport. Seule la simulation *run_RAMSDust* est présentée, le résultat étant identique avec la simulation *run_CEDust* en ce qui concerne l'altitude de transport (seules quelques détails entre les champs de concentration dans le nuage permettent de distinguer les deux simulations). Nous avons affaire ici à un transport de basse couche. Les maxima de concentration sont observés aux alentours de 950 mb sur l'océan Atlantique (soit à une cinquantaine de mètres d'altitude), et le sommet du nuage reste toujours en-dessous de 800 mb (2 km environ). Ceci est en accord avec la description des variations annuelles du transport de l'aérosol (Chapitre II) selon les observations de Chiapello et al. (1995). Rappelons que le transport de l'aérosol est de basse couche en hiver, tandis qu'il se déroule en altitude durant les mois d'été. Lors d'une simulation faite pour des événements de mai 1997 et d'août 1996 (par G. Cautenet pour cette dernière), on distingue nettement cette différence des altitudes de transport.

Si on compare maintenant les concentrations en masse des simulations du type *run_dust* près de la surface de l'île de Sal (Figure V-12), on observe que l'arrivée du nuage de poussière au-dessus de cette île est avancée d'environ 18 heures pour une simulation *run_CE* par rapport à une simulation *run_RAMSDust*. On note également que la concentration massique en surface est réduite d'un tiers pour cette même simulation. La comparaison avec les mesures de concentration en masse à l'île de Sal par pompage d'échantillons d'air au niveau de la surface (Figure V-12) nous indique une meilleure représentation du temps de transport comme des quantités transportées par la simulation *run_RAMSDust*.

Les mesures (Figure V-12, Tableau V-2) nous montrent deux maxima successifs, les 11 et 12 janvier. On observe également des maxima avec la simulation *run_CE*, mais ils se produisent décalés dans le temps par rapport aux mesures. La simulation *run_RAMSDust* permet de simuler des maxima sensiblement en phase, avec en moyenne des valeurs supérieures aux valeurs mesurées, mais dans un rapport raisonnablement proche de l'unité pour les valeurs de concentration assez élevées (Tableau V-2). Le second maximum simulé est très peu marqué, nous reviendrons sur ce point au Paragraphe V-4-d.

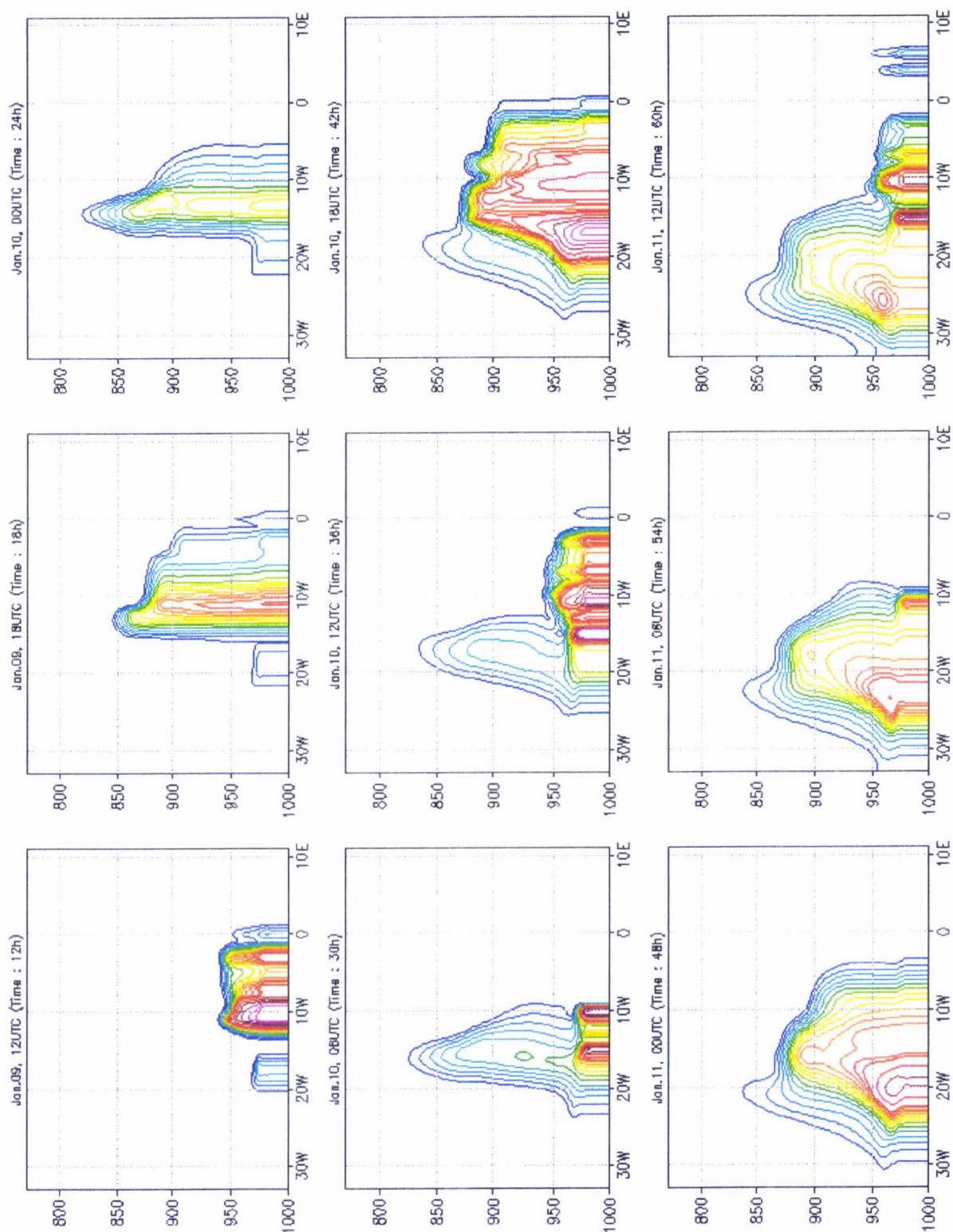
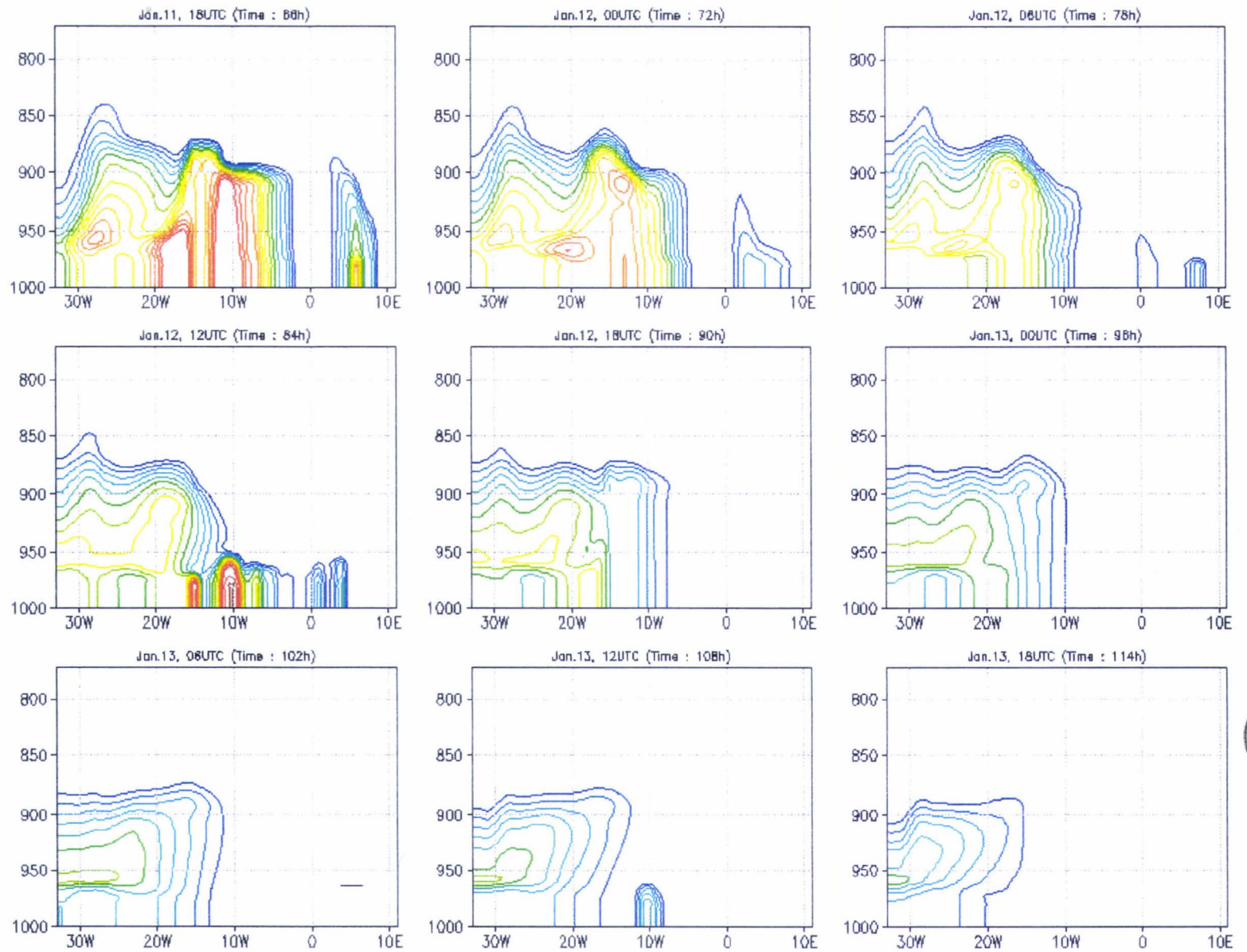


Figure V-11 : Concentration en nombre de particules par unité de volume toutes les 6 heures, le long d'une coupe latitudinale à 18°N. La côte se situe à 16°W, l'île de Sal à 23°W. L'échelle de couleurs est la suivante : bleu, 30-60 m⁻³ ; vert, 70-90 m⁻³ ; jaune, 100-110 m⁻³ ; orange, 120-130 m⁻³ ; rouge > 140 m⁻³.

Figure V-11 : (suite)



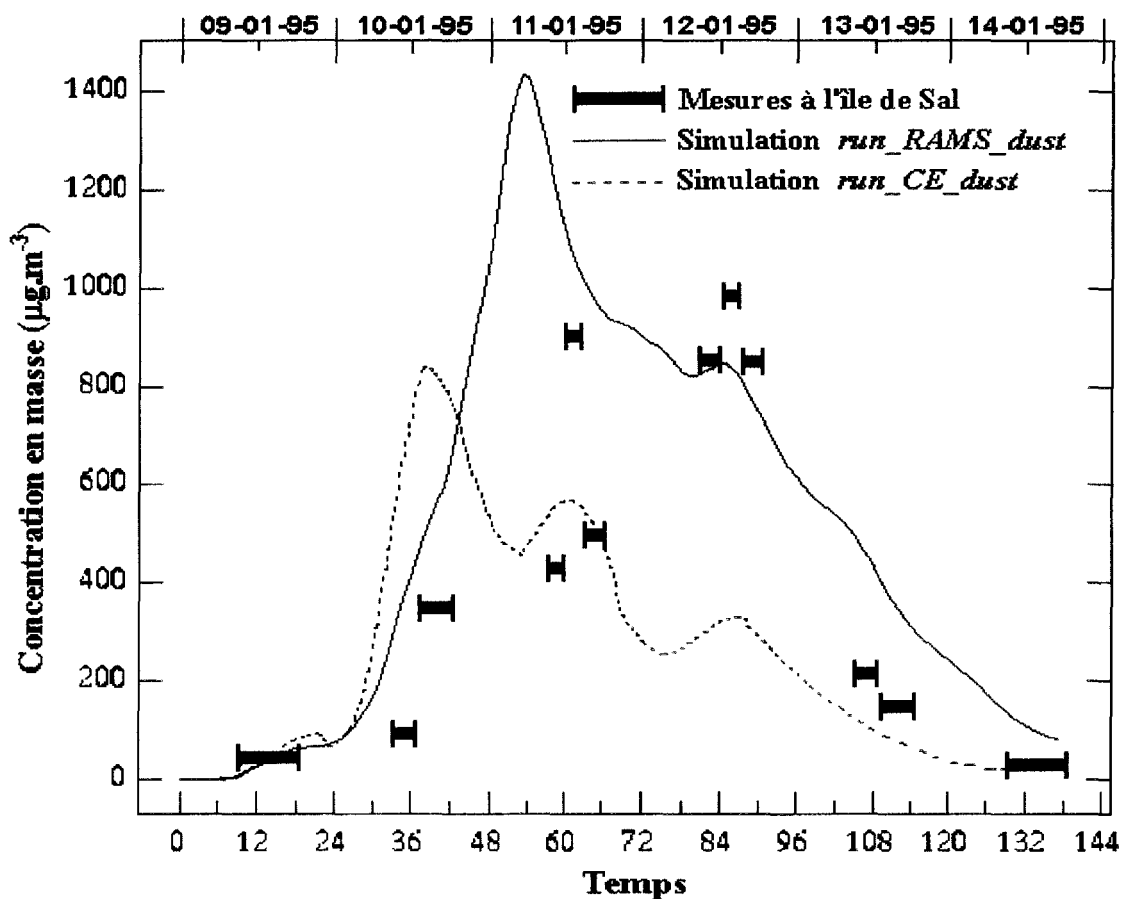


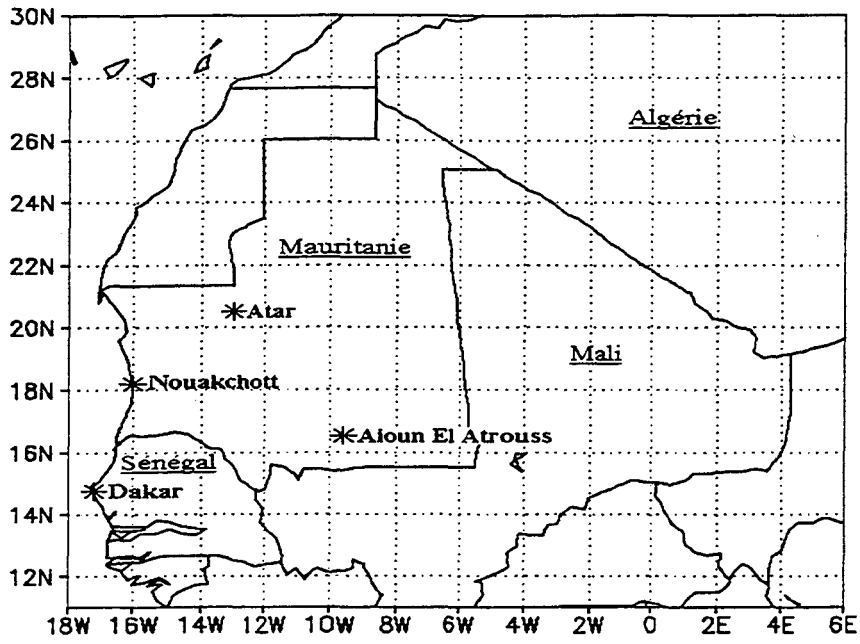
Figure V-12 : Comparaison des résultats simulés et des mesures de la concentration en masse près de la surface de l'île de Sal (16°45'N - 22°57'W). L'origine de l'axe des temps correspond à 00 TU, le 9 janvier 1995.

	Date	Début des mesures (hh:mm)	Fin des mesures (hh:mm)	Mesures ($\mu\text{g m}^{-3}$)	Simulation ($\mu\text{g m}^{-3}$)	Rapport Simulation/Mesure
1	09/01/95	09:07	18:30	45.2	40.7	0.9
2	10/01/95	09:17	13:11	93.1	354.8	3.8
3	10/01/95	13:20	18:45	349.2	521.0	1.5
4	11/01/95	09:48	11:40	429.1	1209.5	2.8
5	11/01/95	11:52	14:57	903.6	1091.9	1.2
6	11/01/95	15:03	18:30	495.6	985.6	2.0
7	12/01/95	08:45	11:55	855.3	832.6	1.0
8	12/01/95	12:02	15:00	985.7	839.9	0.9
9	12/01/95	15:11	18:30	849.7	788.2	0.9
10	13/01/95	08:45	12:45	213.4	488.7	2.3
11	13/01/95	12:50	18:30	148.9	382.0	2.6
12	14/01/95	09:00	18:30	29.3	102.5	3.5

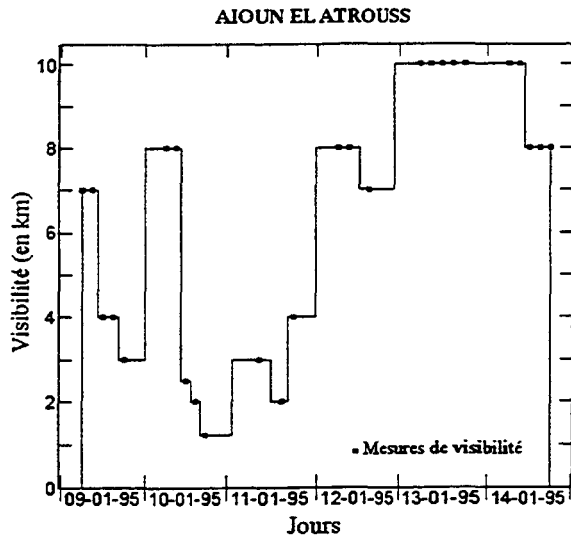
Tableau V-2 : Comparaison des valeurs mesurées et simulées (simulation run_RAMs_dust) de concentration en masse près du sol à l'île de Sal.

Au-dessus du continent africain où nous manquons de données sol, les mesures de visibilité constituent un point de comparaison supplémentaire avec les résultats simulés, (et aussi avec les autres observations). La visibilité au sol mesurée par les stations du réseau synoptique météorologique constitue un indicateur de la présence de poussière (dans la mesure où le transport n'est pas confiné à une couche en altitude, mais nous avons vu que nous sommes en présence d'un transport de basse couche). La Figure V-13 permet grâce aux mesures de visibilité dans quatre stations météorologiques de Mauritanie et du Sénégal de retrouver les deux maxima observés à l'île de Sal les 11 et 12 janvier. Nous les observons à Aïoun El Atrouss, station la plus à l'est, les 9 et 10 janvier et les 10 et 11 (voire 12) janvier pour les stations de Atar, Nouakchott et Dakar, situées plus à l'ouest. Nous notons également des visibilités plus réduites à Nouakchott qu'à Dakar, ce qui est en accord avec les résultats simulés concernant l'extension spatiale du nuage de poussière (Figures V-9 et V-10). La zone d'expulsion du nuage sur l'océan Atlantique est centrée sur la Mauritanie où on retrouve les plus fortes valeurs de concentration en masse, alors que le Sénégal et Dakar sont situés au bord du nuage. Les visibilités sont plus réduites à Nouakchott qu'à Atar et à Aïoun El Atrouss, trois stations situées sur le parcours du nuage de poussière. Mais les Figures V-7 et V-8 montrent que la Mauritanie est le théâtre d'importants soulèvements du 9 au 11 janvier. Le régime des vents étant d'est, plus la station est située à l'ouest et plus elle risque d'être affectée par une quantité importante de poussière.

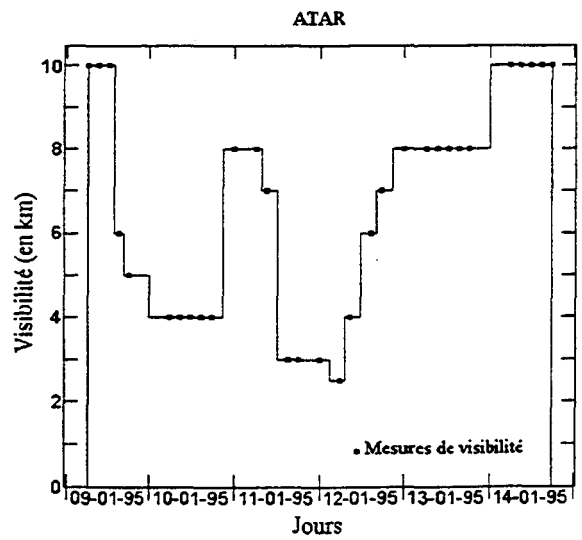
Les travaux de Bertrand (1977) montrent qu'il existe une relation de proportionnalité entre la concentration en masse de poussière au sol et l'inverse de la visibilité, en admettant une faible évolution de la granulométrie. Nous avons tracé Figure V-14 l'inverse de la visibilité en fonction de la concentration en masse pour les deux stations, de Nouakchott et de Dakar. Les deux graphes montrent bien - statistiquement - l'existence d'une relation entre mesures de visibilité et concentrations simulées de type *run_RAMSDust*, ce qui constitue un point de contrôle supplémentaire satisfaisant de ces simulations.



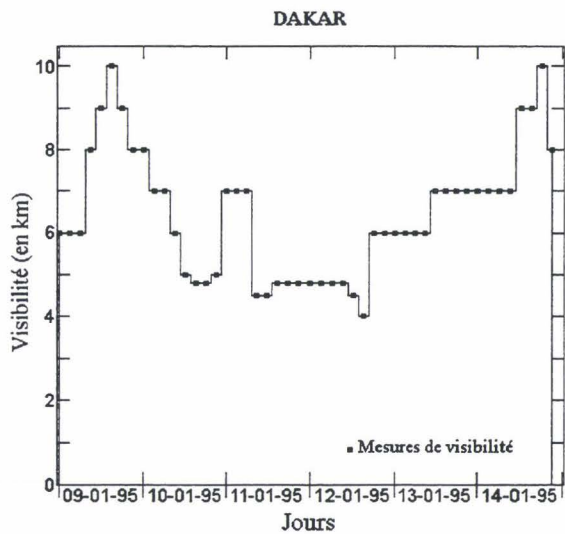
a)



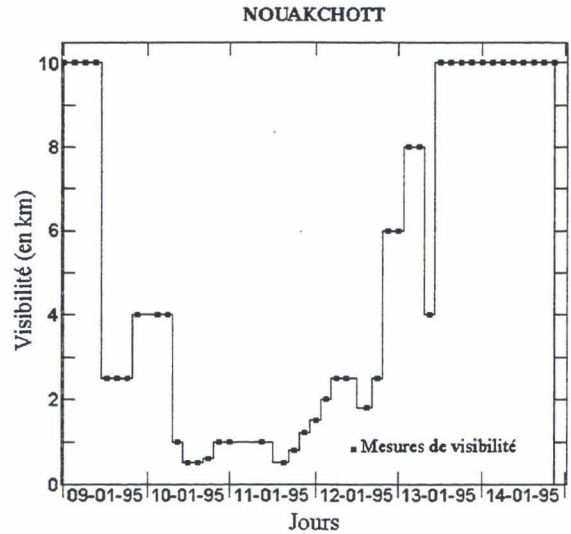
b)



c)



d)



e)

Figure V-13 : Mesures de visibilité (en kilomètres) pour diverses stations météorologiques : a) localisation géographique ; b) Aioun El Atrouss (16.70°N - 9.60°W) ; c) Atar (20.52°N - 13.07°W) ; d) Dakar (14.73°N - 17.50°W) ; e) Nouakchott (18.10°N - 15.95°W).

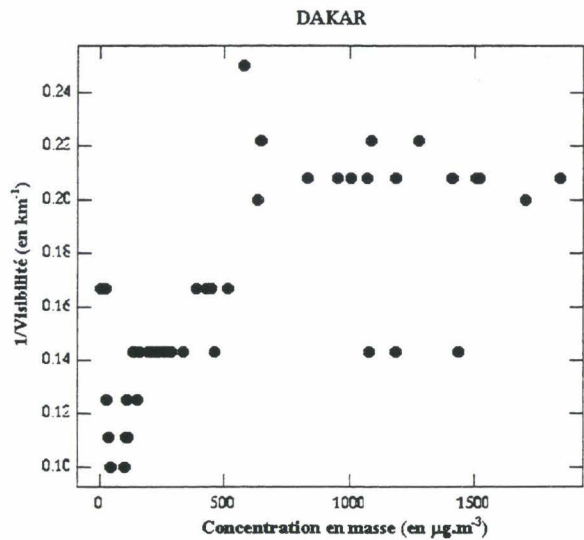
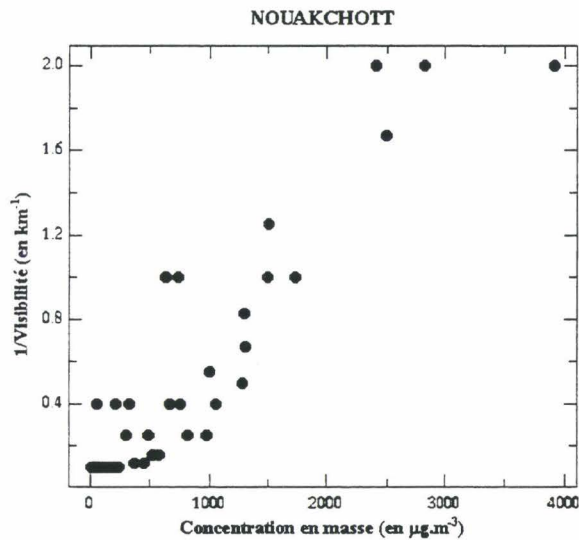


Figure V-14 : Comparaison entre l'inverse de la visibilité mesurée et la concentration en masse au sol simulée de type *run_RAMSDUST*, pour Nouakchott et Dakar.

V-4-c) L'épaisseur optique

Nous avons représenté sur la Figure V-15 les épaisseurs optiques simulées *run_RAMS_dust* et *run_CE_dust*, ainsi que les épaisseurs optiques mesurées à l'aide du photomètre AERONET de l'île de Sal. Les astérisques sur la figure représentent les valeurs de l'épaisseur optique Météosat à 11:30 TU moyennées sur 8 pixels autour de l'île de Sal. Elles permettent de valider les mesures photométriques, une bonne cohérence existant entre elles.

Nous vérifions encore, comme avec les concentrations massiques au sol (Figure V-12), que les simulations *run_CE* ne sont pas en phase avec les mesures photométriques. En revanche, les simulations *run_RAMS* sont en phase, les deux maxima simulés étant atteints simultanément à ceux mesurés. En revanche il est évident au vu de la Figure V-15 que les épaisseurs optiques simulées (avec *run_CE_dust* comme avec *run_RAMS_dust*) sont trop faibles par rapport à celles issues des mesures photométriques. La sous-estimation est systématique, par un facteur multiplicatif compris entre 1.5 et 3, entre les résultats de la simulation *run_RAMS_dust* et ceux issus des mesures photométriques. Ce désaccord ne peut s'expliquer par la non prise en compte de l'aérosol de fond dans les simulations : son épaisseur optique peut être estimée à 0.15 d'après les mesures photométriques du 14 janvier, tandis que l'écart entre simulations et mesures atteint 0.5 à 1 le 11 janvier. Nous avons vu à l'aide de la Figure V-12 et du Tableau V-2 qu'il y avait un accord satisfaisant entre les concentrations en masse près de la surface de l'île de Sal, simulées suivant *run_RAMS_dust*, et mesurées (en tout cas, il n'y a pas sous-estimation des concentrations simulées par rapport aux mesures, c'est en fait plutôt l'inverse comme le montre le Tableau V-2). Donc, la sous-estimation de l'épaisseur optique simulée dans *run_RAMS_dust*, par rapport aux mesures photométriques de l'île de Sal (et par rapport aux épaisseurs optiques Météosat) ne s'explique pas par une sous-estimation de la masse transportée qui pourrait résulter elle-même d'une mauvaise représentation de la circulation générale et du transport, ou d'une sous-estimation des masses soulevées. Compte tenu de l'accord sur les concentrations en masse, il faut rechercher l'origine de ce désaccord sur les épaisseurs optiques, du côté de l'estimation des paramètres optiques de l'aérosol minéral. Les calculs d'épaisseur optique font intervenir l'indice complexe, la distribution en taille, ainsi que la forme des particules. Si l'incertitude sur le premier de ces paramètres est certainement faible (Claquin et al., 1998), il est possible qu'une représentation approximative de la granulométrie initiale dans le modèle affecte notablement le résultat du calcul de l'épaisseur optique. Cependant, nous allons voir que c'est l'hypothèse sur la sphéricité

des particules qui est potentiellement à l'origine des erreurs les plus grandes, et capable d'expliquer l'écart élevé entre épaisseurs optiques mesurée et calculée. Des observations au microscope électronique (e.g Gomes, 1990) montrent que ces particules désertiques ne sont généralement pas sphériques, mais plutôt de forme allongée, et même parfois presque plates. Mishchenko et al. (1995, 1997) ont montré à l'aide d'une méthode rigoureuse, que les effets sur le coefficient d'extinction dus à la forme exacte d'une particule sont négligeables tant que la section de cette particule (dans le plan normal au rayonnement incident) reste constante. Imaginons maintenant que nous disposions d'une particule sphérique de rayon r que nous transformons en un ellipsoïde d'axes a , b et c ($a > b > c$), de même volume. Posons $b = a/n$ et $c = a/m$ (avec $1 > n > m$). La surface projetée (dans un plan quelconque) est égale avant déformation à $S = \pi r^2$. En admettant que la particule ellipsoïdale soit orientée de sorte que la chute ait lieu avec un coefficient de traînée maximal (selon c vertical), et en supposant le Soleil au zénith, la surface horizontale projetée est alors $\pi ab = \pi a^2/n$, différente de la surface initiale. Le volume étant conservé, on a :

$$\frac{4}{3}\pi r^3 = \frac{4}{3}\pi abc = \frac{4\pi}{3mn} a^3$$

On en déduit

$$a = (mn)^{\frac{1}{3}} r$$

et

$$b = \frac{a}{n} = \left(\frac{m}{n^2}\right)^{\frac{1}{3}} r$$

d'où la surface projetée sur le plan horizontal de cette particule ellipsoïdale

$$S' = \pi \left(\frac{m^2}{n}\right)^{\frac{1}{3}} r^2 = \left(\frac{m^2}{n}\right)^{\frac{1}{3}} S$$

La surface a donc été multipliée par un facteur $f = (m^2/n)^{1/3}$. Pour une particule de forme aplatie, caractérisée par $n=2$ et $m=6$, on obtient un facteur $f=2.6$. D'après Mishchenko (1997), si la section est conservée, l'épaisseur optique d'extinction l'est aussi. Mais avec une section projetée horizontalement multipliée par f (le soleil étant au zénith), l'épaisseur optique d'extinction doit être multipliée par ce même facteur. Notons qu'en outre, ce facteur de forme f affecte la vitesse de chute. Nos vitesses de chute issues de Seinfeld (1986) ont été calculées en faisant l'hypothèse de sphéricité sur les particules. Or Westphal et al. (1987) remarquent que les particules

sphériques ont des vitesses de chute plus importantes que des particules non sphériques. Ainsi d'après cet auteur, une diminution de la vitesse de chute d'un tiers augmente l'épaisseur optique de 37%. Nous avons finalement appliqué un facteur multiplicatif de 2.5 à l'épaisseur optique simulée *run_dust*, ce qui apparaît compatible avec les considérations précédentes sur la forme des particules, et satisfaisant pour un recalage de l'épaisseur optique simulée sur les mesures. L'épaisseur optique ainsi corrigée est reportée à la Figure V-15.

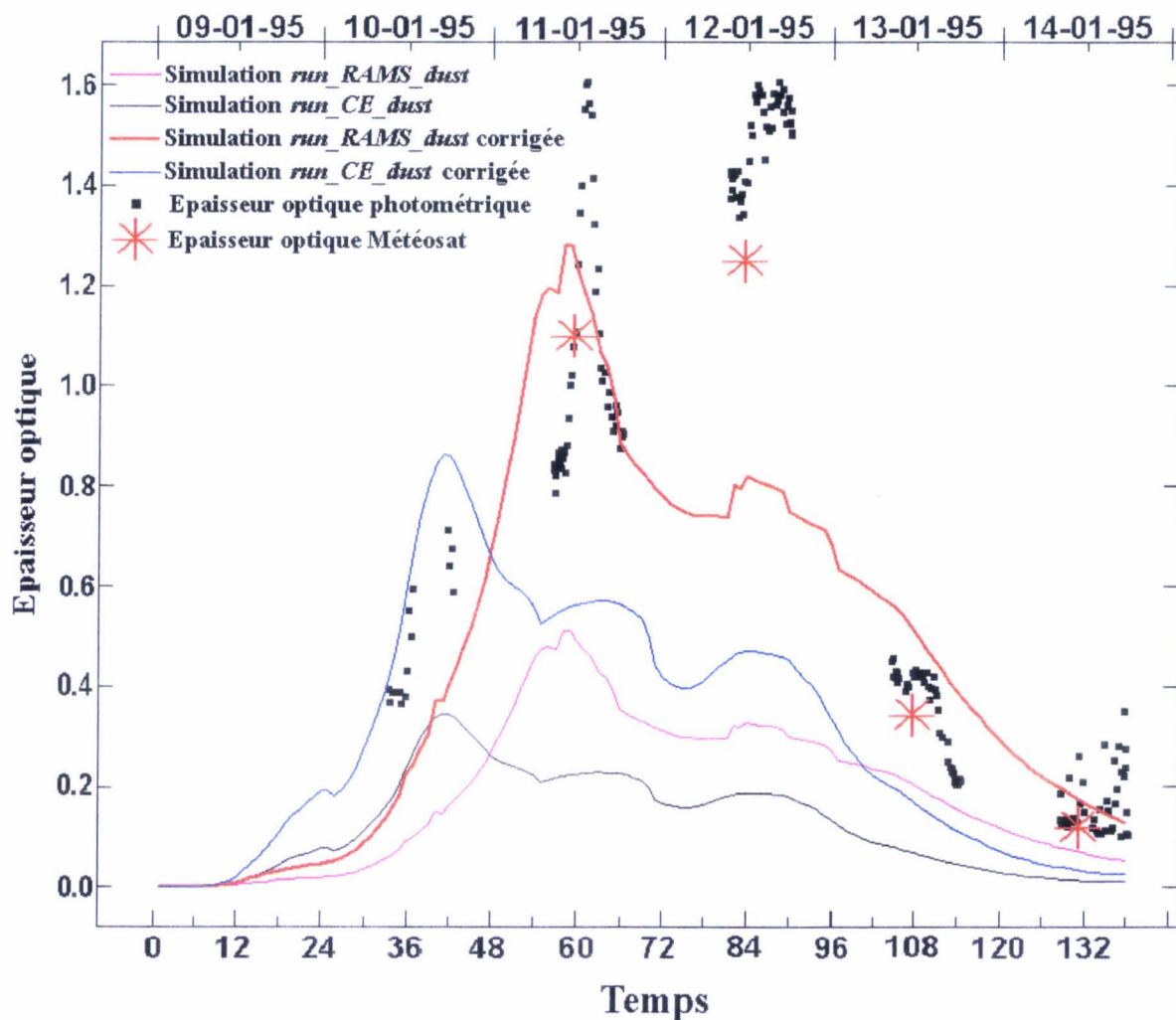


Figure V-15 : Comparaison entre épaisseurs optiques mesurées (par photomètre, et par satellite) et épaisseurs optiques simulées *run_RAMs_dust* et *run_CE_dust* avant et après correction de non sphéricité. L'origine de l'axe des temps correspond à 00 TU, le 9 janvier 1995.

Nous avons constaté tout au long du Paragraphe V-4 que les résultats des simulations *run_RAMS* procuraient systématiquement une meilleure description du transport du nuage de poussière, et plus particulièrement au niveau de l'île de Sal. Le même constat a également été fait pour la simulation d'un événement du début de mai 1997, non présentée ici. Nous nous sommes aperçus lors de cette simulation que les vents du Centre Européen étaient anticorrélés avec ceux calculés par le RAMS (lors d'une simulation *run_RAMS*). Ils présentaient systématiquement un maximum de nuit, en désaccord avec les mesures météorologiques des stations météorologiques de la région. Les vents semblent donc être mieux représentés par le RAMS, peut être du fait d'une meilleure description des phénomènes physiques (rappelons que le modèle du CEPMMT est à grande échelle). Nous choisirons dans la suite de cette étude de ne considérer que les simulations *run_RAMS*.

V-4-d) Discussion des désaccords rapportés au V-4-a et au V-4-b

Soulèvement sur le Sud algérien

D'après les images IDDI, il semble que le Sud algérien soit un lieu de soulèvements importants les 9 et 10 janvier, avec des niveaux d'IDDI atteignant 40 ct, ce qui est considérable. Or, nos simulations ne montrent rien de tel. On peut penser soit à une anomalie de l'image IDDI, soit à des vents de surface simulés trop faibles. Les vents de surface mesurés en 7 stations météorologiques du Sud algérien (fournis par le CEPMMT), nous indiquent un déficit systématique des valeurs simulées de près de 2 m s^{-1} en moyenne par rapport aux mesures pendant les journées du 9 et 10 janvier, à 12TU et 15TU (Tableau V-3). Les réductions de visibilité, atteignant jusqu'à 4 km dans ces mêmes stations, montrent la présence de poussière, absente de nos simulations. Ainsi le modèle sous-estime les vents de surface de cette zone, ce qui ne permet pas la mise en suspension de poussière. On observe que cette sous-estimation subsiste, que l'on utilise le mode recalé (*run_CE*) ou le mode non recalé (*run_RAMS*).

Stations	Valeurs mesurées	Valeurs simulées	Différence mesure - simulation
El Goléa 30.57N - 2.78E	7.7	5.9	1.8
Timimoun 29.25N - 0.28E	9	6.7	2.3
In Amenas 28°05'N - 9°63'E	7.2	5.3	1.9
Adrar 27°28'N - 0°28'W	8.7	7.3	1.4
In Salah 27°20'N - 2°47'E	7	5.1	1.9
Illizi 26°50'N - 8°42'E	6.7	5.2	1.5
Tamanrasset 22°78'N - 5°52'E	7.5	5.6	1.9

Tableau V-3 : Comparaison entre les valeurs mesurées et simulées de vent en surface (en m s^{-1}), pour les 9 et 10 janvier à 12 TU et 15 TU, en 7 stations du Sud algérien.

Un élément important du calcul du vent en surface est la rugosité. A grande échelle, elle est décrite par le relief. A petite échelle, on introduit une hauteur de rugosité. Les données du CEPMMT sont calculées avec des reliefs à la résolution de 1° carré, et des hauteurs de rugosité ajustées de façon à contrebalancer l'effet de lissage des reliefs (par une légère surestimation de ces hauteurs de rugosité).

On peut observer une certaine complexité du relief de la région du Sud algérien (voir Figure 2 de la publication du Chapitre III-4) avec en particulier le massif du Hoggar, la limite nord constituée par la chaîne de l'Atlas, le massif de l'Adrar, ces différents reliefs étant séparés par des couloirs et des dépressions qui peuvent donner lieu à des effets orographiques importants. Nous avons donc réalisé des simulations complémentaires consistant à (i) remplacer les fichiers des reliefs du CEPMMT par ceux provenant de la NOAA (résolution de $5' \times 5'$ ce qui même ramené sur une maille de 1° de côté accroît la qualité de représentation des reliefs par rapport à ceux du CEPMMT) et (ii) utiliser l'option du RAMS permettant d'introduire une sous-grille (voir Annexe B) à résolution plus fine (maille de 0.25° de côté) de limites 21°N - 31.25°N et 5°W - 5.25°E , afin de mieux résoudre cette complexité des reliefs. Nous avons complété ce travail par une étude de sensibilité à la hauteur de rugosité.

En conservant une grille de 1° carré et en utilisant les reliefs de la NOAA, on a comparé les vents en surface simulés avec des hauteurs de rugosité de 1 et 10 cm. La vitesse des vents

obtenue avec la rugosité de 1 cm peut être supérieure à celle obtenue avec une rugosité de 10 cm de 3 m s^{-1} en certains points.

L'introduction d'une maille de 1/4 de degré de côté modifie notablement les résultats. Avec cette représentation des reliefs mieux résolus, il n'est pas rare d'obtenir des vitesses de vent supérieures de 4 m s^{-1} à celles précédemment calculées avec la grille de 1 degré de côté. Le tableau V-4 donne une vue d'ensemble de ces différentes simulations pour les 9 et 10 janvier à 12 TU et 15 TU. Nous avons noté le nombre de points de grille où la vitesse du vent était supérieure aux vitesses seuil déterminées par Marticorena (1995) (voir aussi Figure 1 de la publication du Chapitre III-4). Nous remarquons qu'une meilleure représentation du relief a une incidence importante sur les vitesses de vent, et donc sur le nombre de points de grille où la vitesse dépasse le seuil. Nous atteignons 43% contre 27% pour le *run_RAMSDust*. Les valeurs de rugosité jouent aussi un rôle important dans la détermination des vitesses de vent en surface : 34% des points de grille dépassent la vitesse seuil de soulèvement pour une rugosité de 1 cm, contre seulement 7% pour une rugosité égale à 10 cm. Ces différentes simulations montrent l'importance du paramètre hauteur de rugosité, ainsi que de la représentation du relief, sur la détermination des vitesses de vent en surface, et donc sur la détermination des valeurs de flux vertical de poussière et de la masse de poussière injectée dans l'atmosphère.

	Simulation $Z_0=1\text{cm}$ Relief NOAA ($1^\circ \times 1^\circ$)	Simulation $Z_0=10\text{cm}$ Relief NOAA ($1^\circ \times 1^\circ$)	Simulation $Z_0=1\text{cm}$ Relief NOAA ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$)	Simulation <i>run_RAMSDust</i> Relief CEPMMT ($1^\circ \times 1^\circ$)
09/01/95 à 12 TU	57	12	61	46
09/01/95 à 15 TU	37	7	43	33
10/01/95 à 12 TU	11	3	31	17
10/01/95 à 15 TU	30	6	38	12
TOTAL	135 (34%)	28 (7%)	173 (43%)	108 (27%)

Tableau V-4 : Nombre de points de grille dépassant le seuil de soulèvement déterminé par Marticorena (1995), sur une zone comprise entre 21°N - 31.25°N et 5°W - 5.25°E (soit 100 points de grille), et pour quatre simulations particulières les 9 et 10 janvier à 12 TU et 15 TU.

Sur la Figure V-16, nous avons recalculé les flux massiques simulés avec les reliefs de la NOAA et la grille imbriquée de résolution $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ pour les 9 et 10 janvier à 12 TU. Cette fois, nous obtenons du soulèvement dans la région du sud Algérien, contrairement à la simulation initiale (Figure V-7), en meilleur accord avec l'IDDI (Figure V-4). Pour mieux quantifier les différences de flux massiques entre la simulation initiale et la simulation modifiée

avec les reliefs de la NOAA, nous avons tracé ces flux en fonction du temps, les 9 et 10 janvier, pour deux zones différentes (Figure V-17). La zone (a) (Figure V-16) représente la région du sud Algérien couverte par la grille imbriquée. La zone (b) (Figure V-16) recouvre une partie des territoires du Mali et de la Mauritanie. On voit encore, sur la zone (a), que le soulèvement est plus important qu'avec la simulation initiale dans laquelle les vents de surface étaient sous-estimés. Sur la Mauritanie et le Mali au contraire, les modifications sont beaucoup moins prononcées.

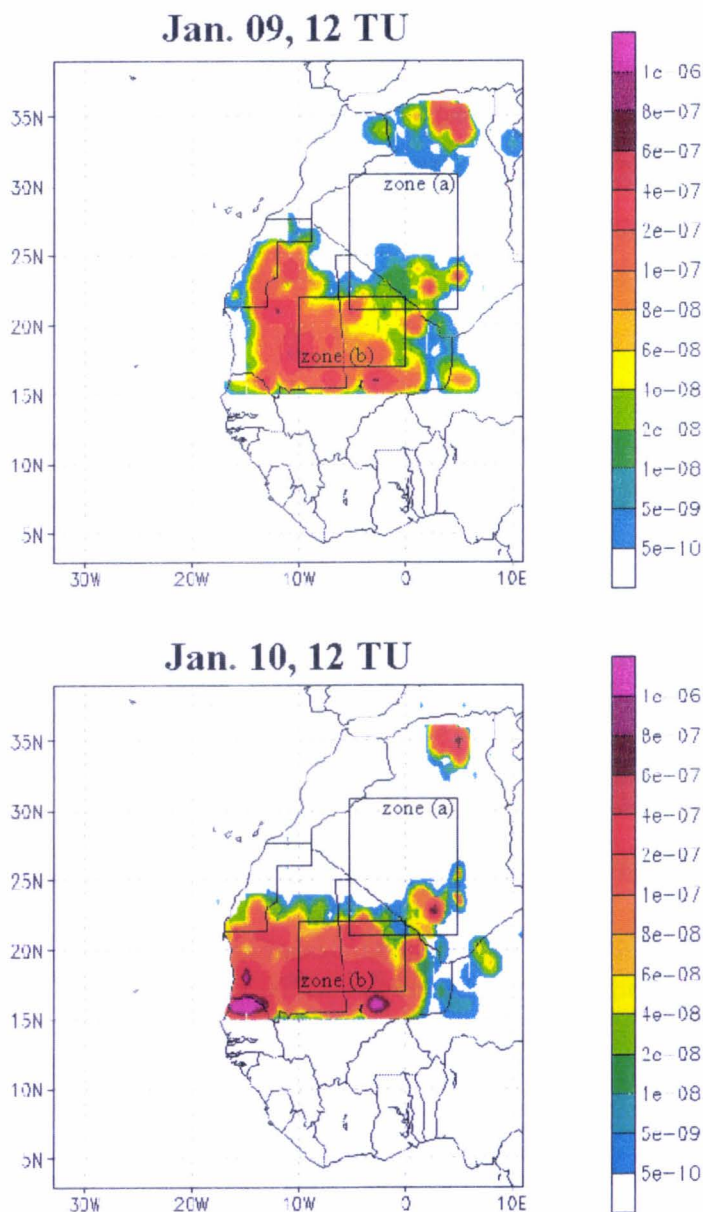


Figure V-16 : Flux massique avec les reliefs de la NOAA et la présence d'une grille imbriquée (zone (a)) de résolution ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$). L'échelle de couleur est graduée en $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

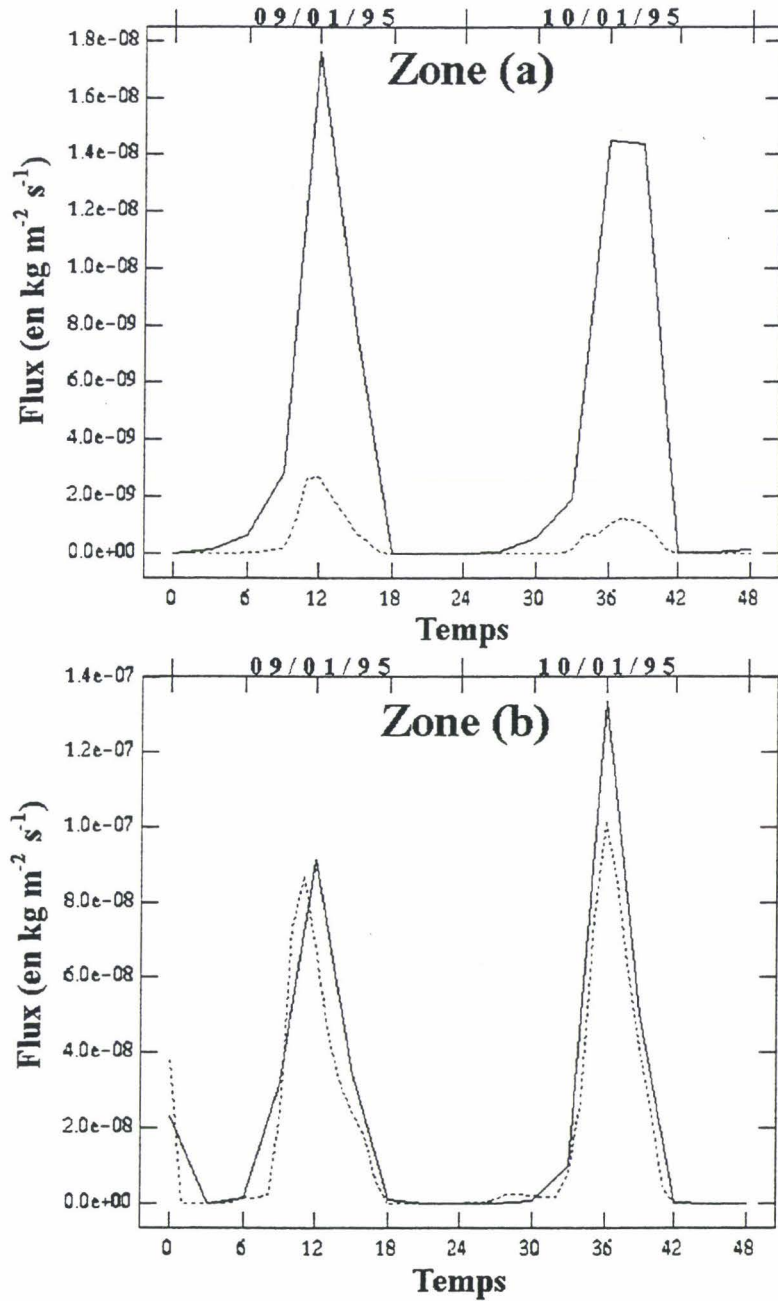


Figure V-17 : Flux massiques verticaux simulés au cours du temps, les 9 et 10 janvier 1995, et moyennés spatialement sur les zones (a) et (b) de la Figure V-16. La simulation initiale apparaît en pointillé. Celle intégrant les reliefs NOAA et la grille imbriquée de résolution $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ sur la zone (a) est en trait plein.

Le 2^{ème} maximum à l'île de Sal

Les données expérimentales (mesures photométriques et prélèvements de poussière sur filtres à l'île de Sal) montrent deux maxima de poussière d'intensité sensiblement égale les 11 et 12 janvier alors que les simulations font bien apparaître le maximum du 11, mais sous-estiment très largement celui du 12. Les mesures de visibilité à Dakar, Nouakchott, Atar ou Aioun El Atrouss montrent également qu'un deuxième passage intense d'aérosol existe et s'expulse ce jour (Figure V-13). Il semble même être légèrement plus intense que le premier puisque la visibilité chute dans trois des quatre stations par rapport à la première expulsion : à 4 km (au lieu de 5), à 2.5 km (au lieu de 4) et à 1 km (au lieu de 3) respectivement pour Dakar, Atar et Aioun El Atrouss. L'analyse des images satellitaires au-dessus de l'océan recoupe également les observations ci-dessus, puisque la moyenne (sur 8 pixels autour de Sal) des épaisseurs optiques est de 1.1 pour le 11 et 1.2 pour le 12. Compte tenu de la mise en évidence faite précédemment d'une sous-estimation des vitesses de vent pour une simulation *run_RAMS_dust*, il apparaît plausible que la poussière observée à Sal le 12 soit, au moins en partie, en provenance des sources du Sud algérien (alors que la poussière observée le 11 proviendrait de la Mauritanie plus proche). Nous avons voulu confirmer cette hypothèse en réalisant des rétro-trajectoires partant du voisinage de l'île de Sal le 12 janvier. La Figure V-18 présente un faisceau de rétro-trajectoires partant du voisinage de l'île de Sal. Ces trajectoires permettent de localiser à 3 jours (le 9 janvier à 12 TU) une zone du Sud algérien de limite 23°N-28°N et 3°W-5°E qui correspond à cette région où le soulèvement simulé de poussière avec les reliefs et la rugosité CEPMMT est inexistant, mais où nous avons établi que les simulations de vent en surface étaient nettement sous-estimées, et où le niveau IDDI du 9 est élevé. L'hypothèse selon laquelle la poussière passant le 12 sur Sal proviendrait du Sud algérien est donc raisonnable. C'est l'incapacité des vents de surface simulés sur cette région le 9 janvier à soulever la poussière, qui aurait pour conséquence la faiblesse du pic de poussière simulé sur l'île de Sal, le 12 janvier.

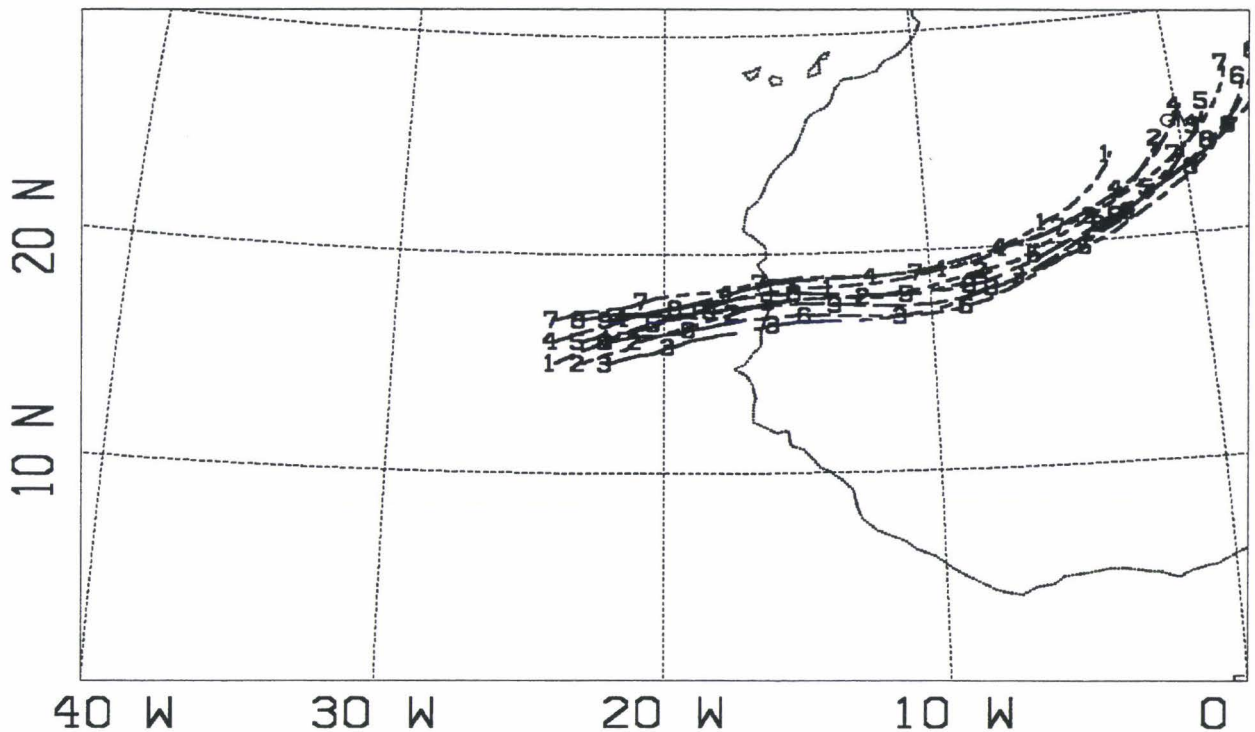


Figure V-18 : Rétro-trajectoires sur 72 heures à partir de l'île de Sal en surface, le 12 janvier à 12TU.

V-4-e) Conclusion

La description des résultats de la simulation d'un événement de poussière nous a permis de dégager plusieurs points récapitulés ci-dessous :

- L'expérience s'accorde mieux avec les simulations *run_RAMS* qu'avec celle *run_CE*. La description du vent et du transport semble améliorée. Nous retrouvons les caractéristiques principales de la trajectoire des nuages de poussière, en particulier leur position et la date de leur expulsion vers les îles du Cap Vert. La raison de cela n'est pas totalement éclaircie, mais nous l'avons également observé lors de l'étude d'un autre événement de poussière en mai 1997. Dans la suite de l'étude, nous utilisons uniquement le mode *run_RAMS*.
- Le transport est réalisé en basse couche, ce qui pour cette région et en cette saison est en accord avec les résultats de la littérature.
- La masse transportée est en accord quantitatif satisfaisant avec les mesures faites à l'île de Sal.
- En revanche, on observe un désaccord systématique entre l'expérience et les simulations pour ce qui concerne les épaisseurs optiques. Nous l'expliquons essentiellement par la non sphéricité

des particules qui introduit à masse constante (i) une augmentation de la section efficace d'extinction et (ii) une déperdition en grosses particules plus faible que ce que nous indiquent les théories applicables à une particule sphérique. L'application d'un facteur multiplicatif de 2.5 aux épaisseurs optiques simulées nous fournit des résultats en meilleure adéquation avec les mesures. Nous introduisons pour la suite cette formule dans les simulations afin de corriger les coefficients d'extinction de l'aérosol.

- Les principaux écarts entre simulations et observations semblent provenir du problème de l'émission ou de l'absence d'émission de poussière en fonction de la vitesse du vent en surface (absence d'émission simulée sur le Sud algérien en désaccord flagrant avec l'expérience, entraînant des écarts importants sur les champs de poussière transportée). Le soulèvement est un processus à seuil qui implique une bonne détermination des vents en surface pour être décrit correctement. Ainsi sur une surface de vitesse seuil 7 m s^{-1} , un vent de 6 m s^{-1} ne sera pas producteur alors qu'un vent de 8 m s^{-1} le sera. Un écart sur la vitesse de vent simulée en surface de $\pm 1 \text{ m s}^{-1}$ ($\pm 14\%$) peut changer radicalement la description du phénomène, à l'émission puis au transport.

V-5) Impact radiatif et couplage dynamique

Le principe est d'analyser les effets occasionnés par la prise en compte radiative des aérosols, ce qui revient à comparer les deux simulations, *run_RAMS_clear* et *run_RAMS_dust*.

Effets radiatifs

De jour, la présence de poussière induit une diminution du flux solaire descendant à la surface (Figure V-19¹). A 12 TU, pour une épaisseur optique de 1.4, le flux solaire descendant à la surface est réduit d'environ 200 W m^{-2} , pour une valeur de flux sans aérosol de 850 W m^{-2} . Cette diminution est de 6% en moyenne, sur les 6 jours de la simulation et sur toute la zone (diminution pouvant atteindre 25% en certains points). Cela a pour conséquence une diminution des flux solaires montants dans la même proportion. On observe également une importante augmentation du flux solaire montant au sommet de l'atmosphère (jusqu'à 100%) sur l'océan au-dessus du nuage de poussière (Figure V-20). Cette augmentation est de 19% en moyenne sur les six jours et sur la partie océanique de la zone simulée. La couche de poussière a pour effet de

rétrodiffuser vers l'espace une partie du flux solaire descendant. Sur le continent, la présence de poussière induit au contraire une légère diminution de ce flux.

Sur le continent, la diminution du flux solaire descendant atteignant la surface induit une diminution de la température de surface sous le panache de poussière pouvant dépasser 2.5°C pour une épaisseur optique de 1.4 pendant la journée (Figure V-21). Des diminutions atteignant 10°C ont été mesurées lors de fortes tempêtes de poussière, dans les zones de soulèvement (d'Almeida, 1987), mais il faut noter que l'événement simulé n'est pas très intense (épaisseur optique maximale de 1.4). Cette diminution de la température de surface s'accompagne d'une diminution du flux infrarouge montant (0.4% en moyenne). Aucune différence de température n'est observable sur l'océan, dont la température est maintenue constante lors de nos simulations. De nuit, on note une augmentation de la température de surface par effet de serre pouvant atteindre 1°C. Le nuage de poussière retarde le refroidissement nocturne de la surface, ce qui s'accompagne d'une augmentation du flux infrarouge montant.

Au-dessus de l'océan, entre 950 et 880 hPa, avec une simulation *run_RAMSClear*, on observe une couche d'air plus chaude que la température de l'air en surface d'environ 5°C. C'est la "Saharan Air Layer" (SAL), advectée depuis le Sahara. Avec une simulation *run_RAMSDust*, la même structure est observable, caractérisée par une température supérieure d'environ 1°C (relativement au cas *run_RAMSClear*). Cet accroissement est dû à l'absorption du rayonnement par la poussière contenue dans la couche. En outre, cette couche un peu plus chaude et surtout plus émissive apporte une contribution accrue aux flux infrarouges descendants. En présence de poussière, ces flux sont, pour une simulation *run_RAMSDust*, supérieurs à ceux d'une simulation *run_RAMSClear* (Figure V-22). Au-dessus du continent, cet effet apparaît moindre.

L'évolution du flux infrarouge montant à la surface est analogue à l'évolution de la température de surface (Figure V-21). Le passage dans la couche de poussière (qui réémet également dans cette gamme de longueurs d'onde) diminue la différence notée à la surface où on avait $F_{\uparrow(IR) \text{ Surface}}(run_RAMSClear) > F_{\uparrow(IR) \text{ Surface}}(run_RAMSDust)$ de jour. Au sommet de l'atmosphère (Figure V-23), nous avons alors un flux infrarouge montant diminué de jour au-dessus du continent par la présence de poussière (diminution de 0.15% en moyenne, et jusqu'à 3% sur une colonne atmosphérique), et un effet contraire du même ordre de nuit. Cette signature

¹ Vous trouverez l'ensemble des Figures de ce Paragraphe V-5 à partir de la page 156.

est utilisée en télédétection satellitaire pour visualiser l'aérosol désertique au-dessus des continents. C'est la méthode infrarouge (Legrand, 1990), applicable de jour et qui permet la réalisation du produit IDDI, mais aussi de nuit (Legrand et al., 1988).

Effets sur la dynamique

Nous avons vu au Tableau V-1 que les flux d'émission massiques verticaux d'une simulation *run_RAMSDust* montrent une diminution de 0.7 mégatonne sur un total de 12 MT émis par une simulation *run_RAMSclear* (ce qui représente 6% de diminution). La conséquence de cet impact radiatif de l'aérosol sur son propre soulèvement se retrouve sur la masse et sur l'épaisseur optique de la poussière transportée. La Figure V-24 montre la différence entre les épaisseurs optiques à 0.55 μm d'une simulation *run_RAMSclear* et celle d'une simulation *run_RAMSDust*. Nous observons que $\tau_{run_RAMSclear}$ est toujours supérieure à $\tau_{run_RAMSDust}$, et que la différence atteint une valeur maximale de 0.3 (soit dans ce cas 20%).

Cette décroissance du flux massique vertical lors d'une simulation *run_RAMSDust* est surtout observable en dessous du nuage de poussière, et est due à une légère diminution des vitesses de vent de surface qui suffit à entraîner une réduction sensible de l'émission. En revanche, aucun impact significatif n'apparaît sur le transport. Cela est attesté par la grande similitude qu'on observe entre les panaches de la Figure V-9 et les structures de la Figures V-24.

Cette différence d'intensité de vent à la surface s'estompe très rapidement avec l'altitude, et à 950 mb, nous ne notons pratiquement aucune différence entre les deux types de simulation. Ainsi la position du nuage de poussière entre les simulations *run_RAMSDust* et *run_RAMSclear* ne sera pas affectée de manière significative. Il en est de même pour ce qui concerne son altitude de transport malgré de très légères différences sur les vitesses verticales induites par la présence d'aérosol.

Conclusion

L'impact sur la dynamique des aérosols désertiques se réduit à un effet sur la production, provenant de l'impact radiatif. Nous avons vu que le transport n'était pas affecté de façon significative par la prise en compte radiative de la poussière, puisque peu de différences existent entre les simulations *run_RAMS_clear* et *run_RAMS_dust* en ce qui concerne la position du panache de poussière. L'impact radiatif de l'aérosol désertique à la surface comporte d'abord une diminution des flux solaires descendants, et donc des flux montants. La diminution des flux solaires descendants induit une diminution de la température de surface, donc des flux infrarouges montants à la surface. La présence de poussière dans l'atmosphère induit alors une augmentation des flux infrarouges descendants. De nuit nous notons une faible augmentation de la température de surface, par effet de serre du nuage d'aérosol. Au sommet de l'atmosphère, nous observons deux caractéristiques induites par la présence du nuage de poussière : (i) une augmentation des flux solaires au-dessus des surfaces océaniques et (ii) une diminution des flux infrarouge au-dessus des surfaces continentales de jour, et une augmentation de nuit. Ce sont ces dernières caractéristiques qui permettent la détection satellitaire des poussières minérales.

Impact radiatif dans le visible

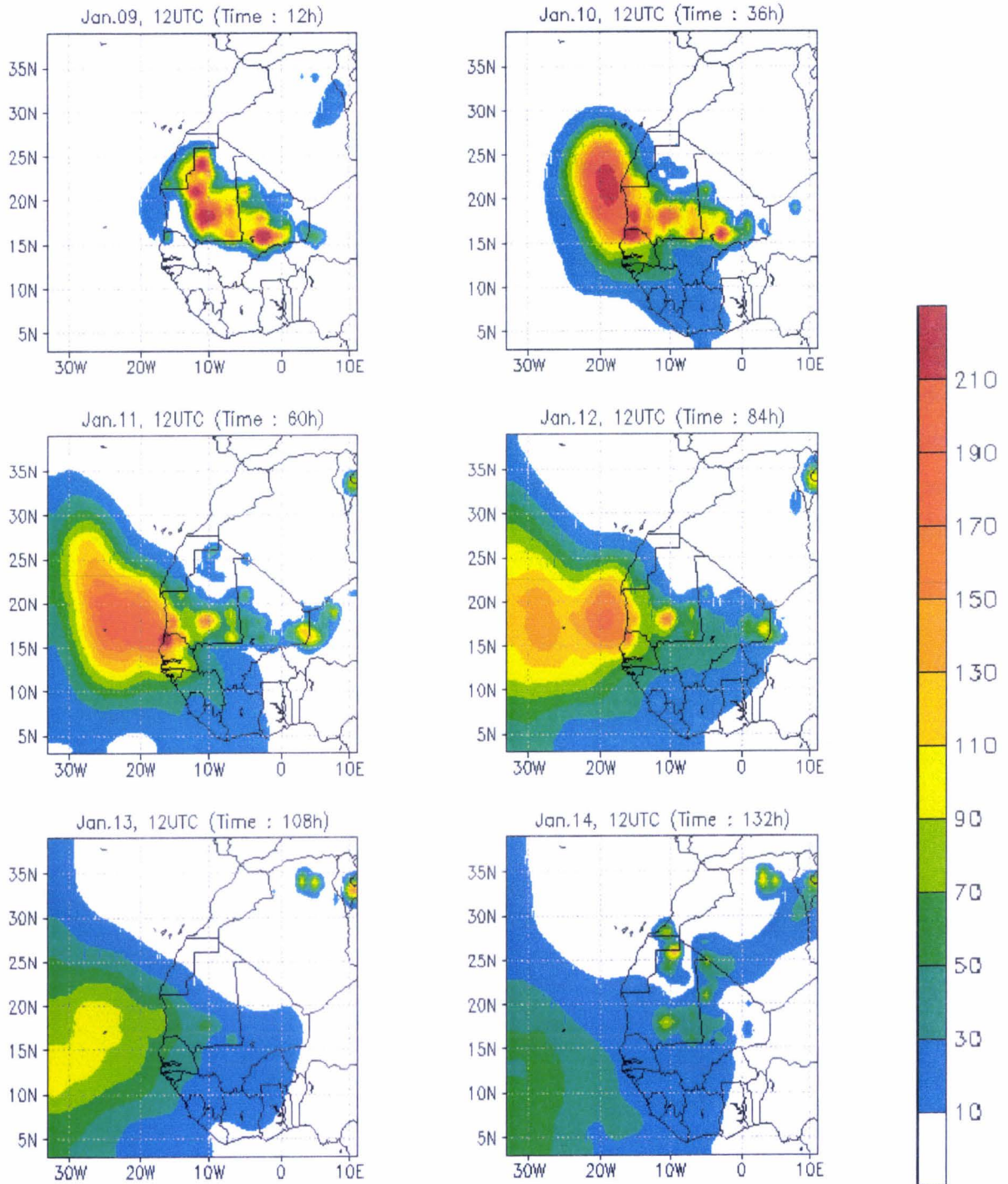


Figure V-19 : Différence entre les flux solaires descendants simulés à la surface ($W m^{-2}$) sans impact radiatif de la poussière (*run_RAMs_clear*) et avec impact radiatif de la poussière (*run_RAMs_dust*), du 9 au 14 janvier 1995.

Impact radiatif dans le visible

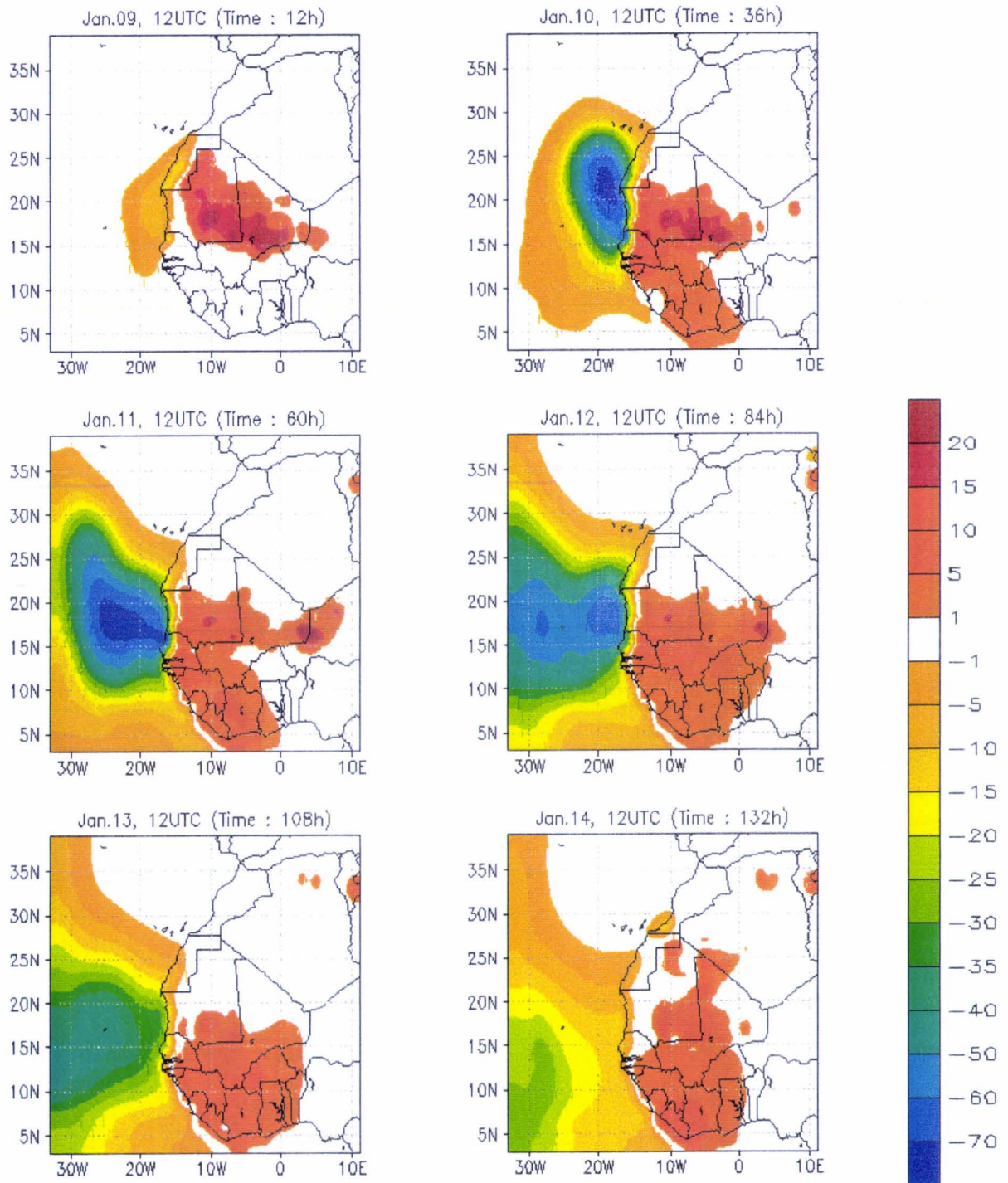


Figure V-20 : Différence entre les flux solaires montants simulés au sommet de l'atmosphère (W m^{-2}) sans impact radiatif de la poussière (*run_RAMS_clear*) et avec impact radiatif de la poussière (*run_RAMS_dust*), du 9 au 14 janvier 1995.

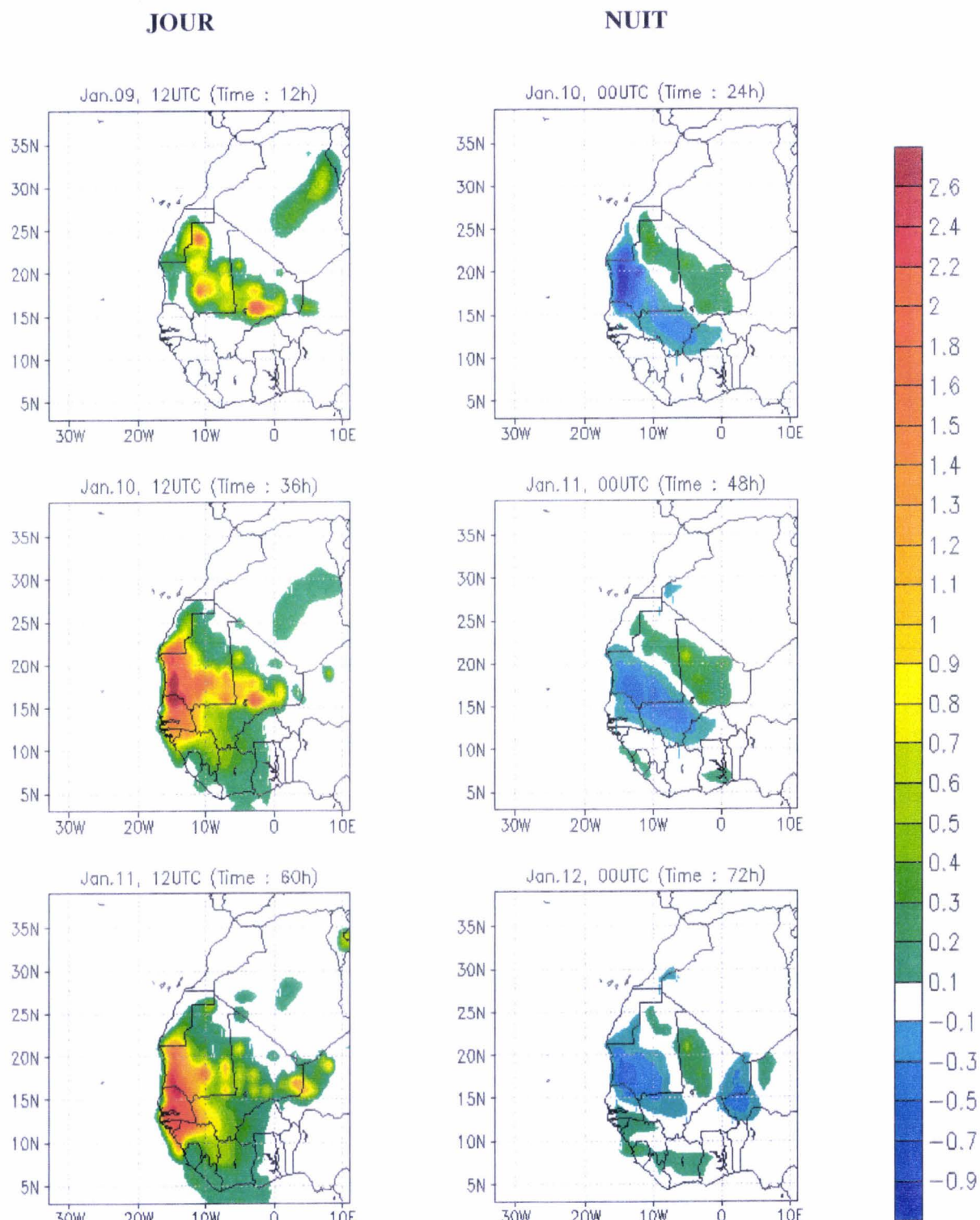


Figure V-21 : Différence entre la température de sol simulée (en degré) sans impact radiatif de la poussière (*run_RAMs_clear*) et avec impact radiatif de la poussière (*run_RAMs_dust*), du 9 au 14 janvier 1995.

JOUR

NUIT

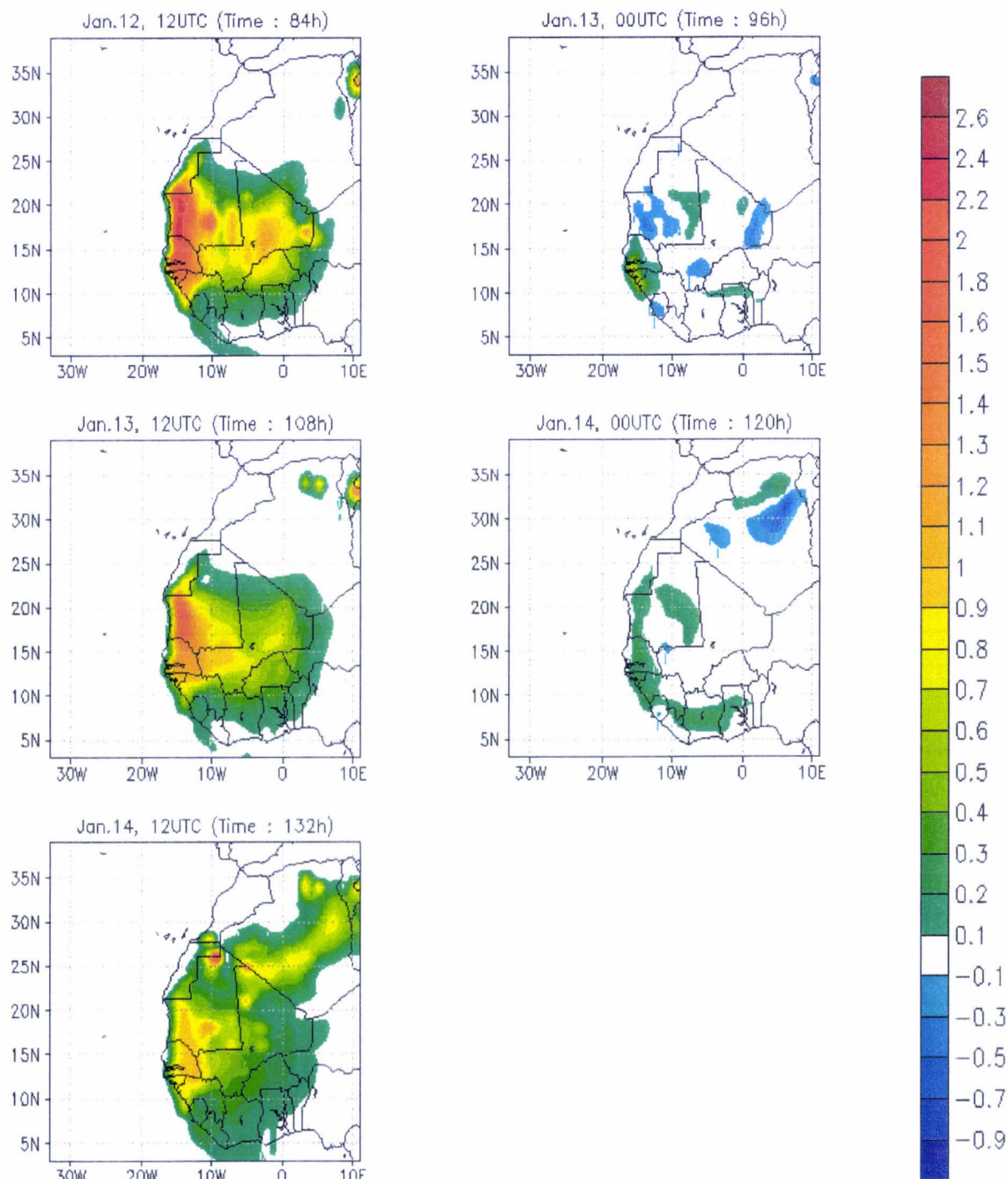


Figure V-21 : (suite)

Impact radiatif dans l'infrarouge

JOUR

NUIT

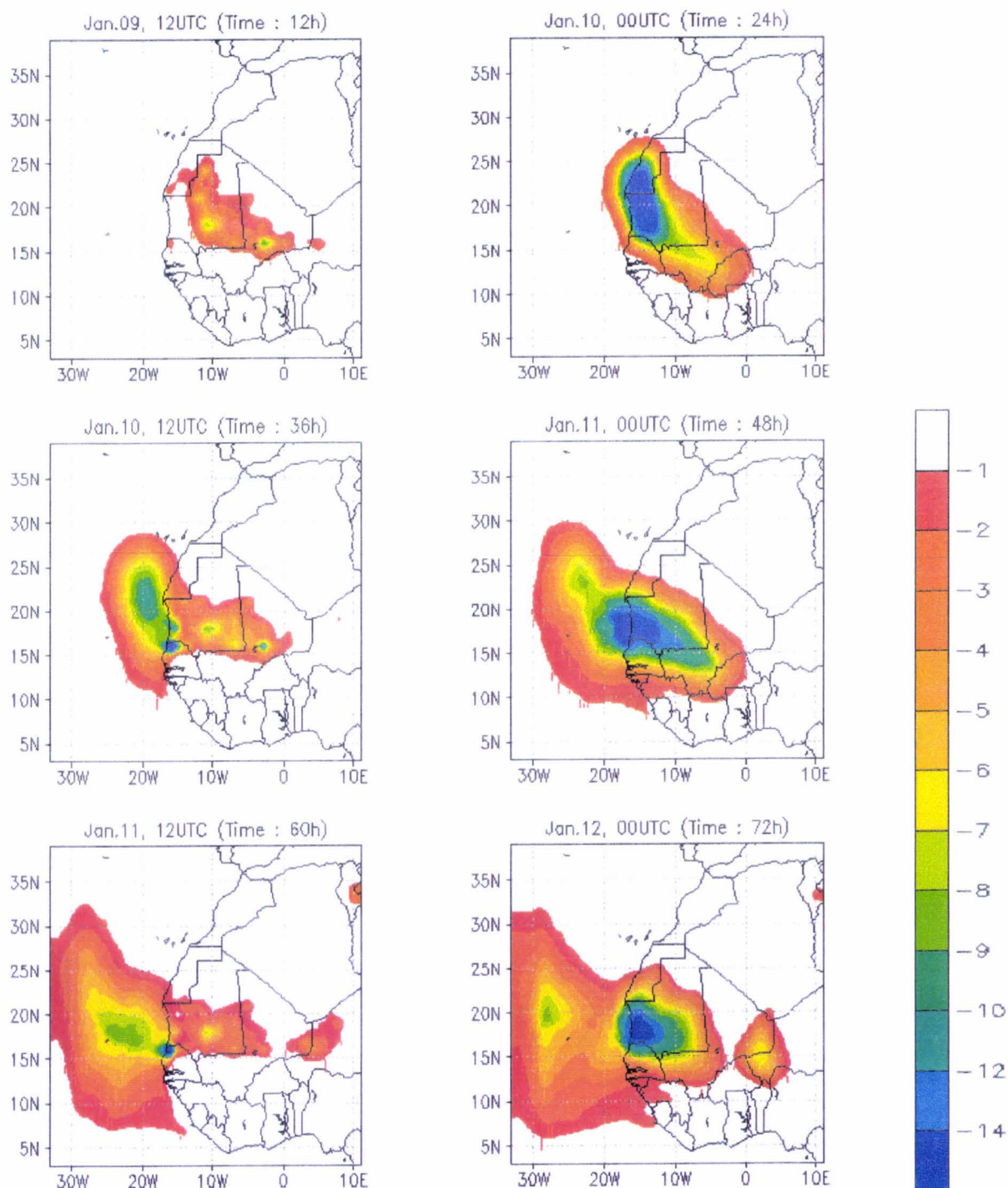


Figure V-22 : Différence entre les flux infrarouge descendants simulés à la surface (W m^{-2}) sans impact radiatif de la poussière (*run_RAMS_clear*) et avec impact radiatif de la poussière (*run_RAMS_dust*), du 9 au 14 janvier 1995.

JOUR

NUIT

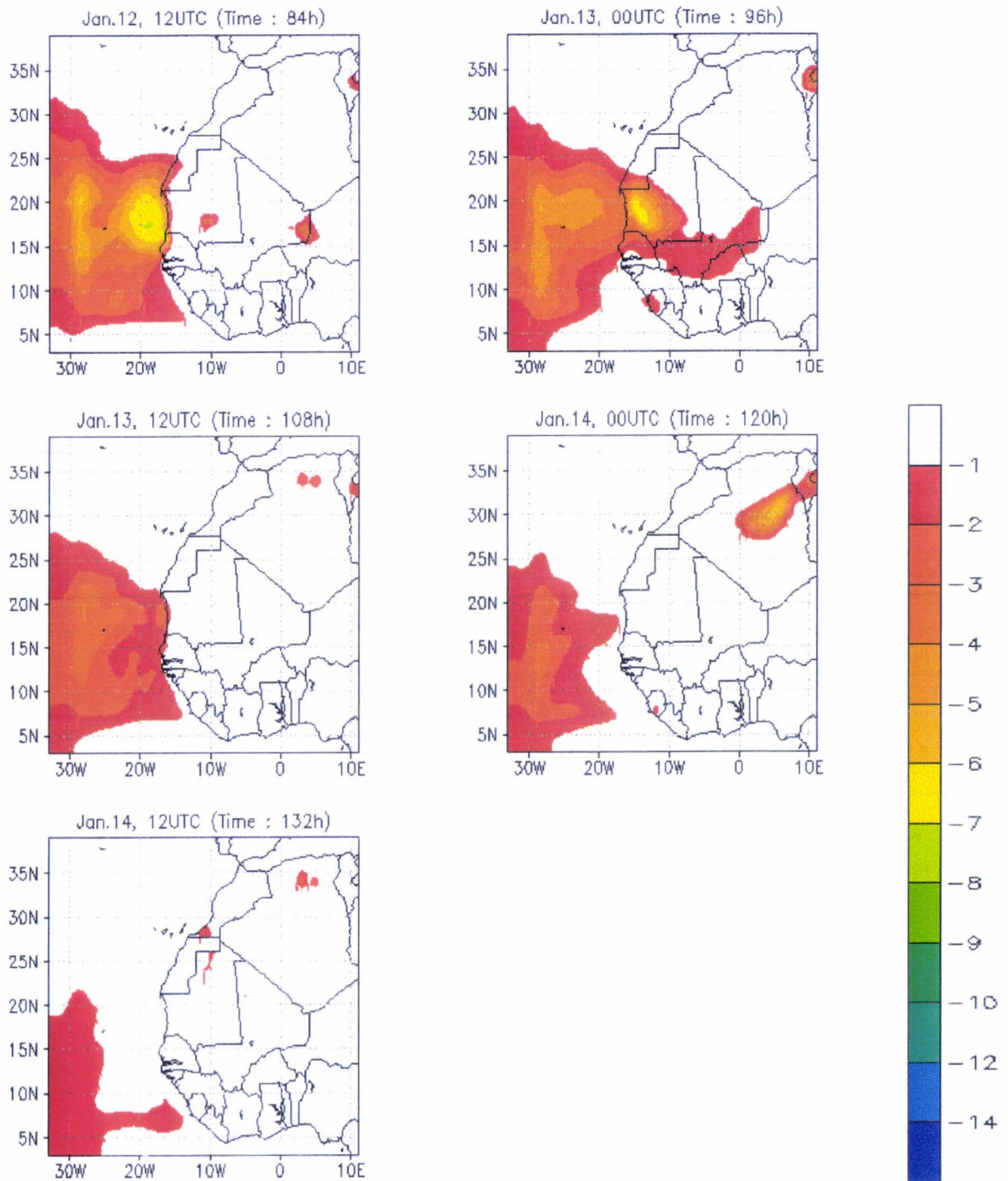


Figure V-22 : (suite)

Impact radiatif dans l'infrarouge

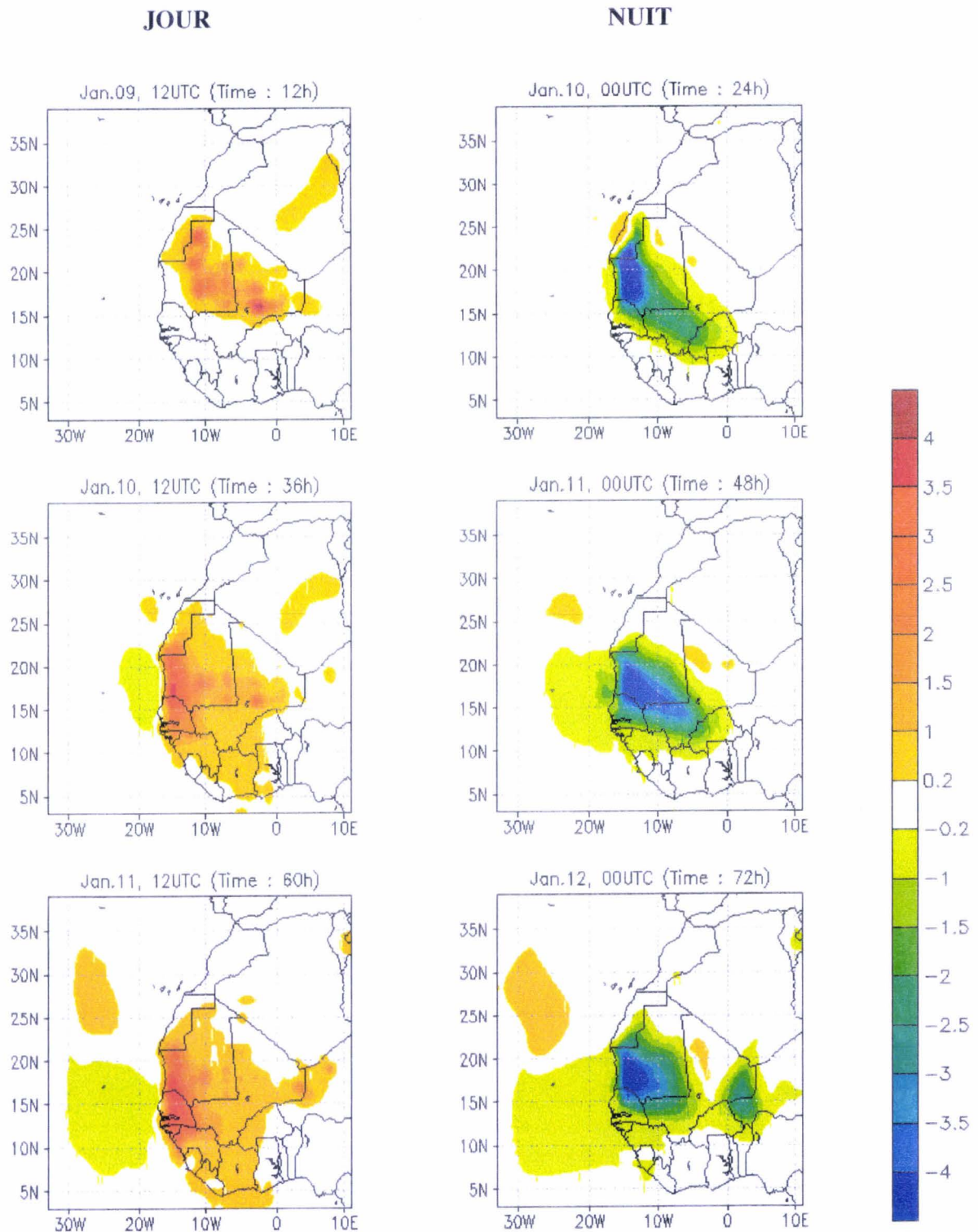


Figure V-23 : Différence entre les flux infrarouge montants simulés au sommet de l'atmosphère (W m^{-2}) sans impact radiatif de la poussière (*run_RAMS_clear*) et avec impact radiatif de la poussière (*run_RAMS_dust*), du 9 au 14 janvier 1995.

JOUR

NUIT

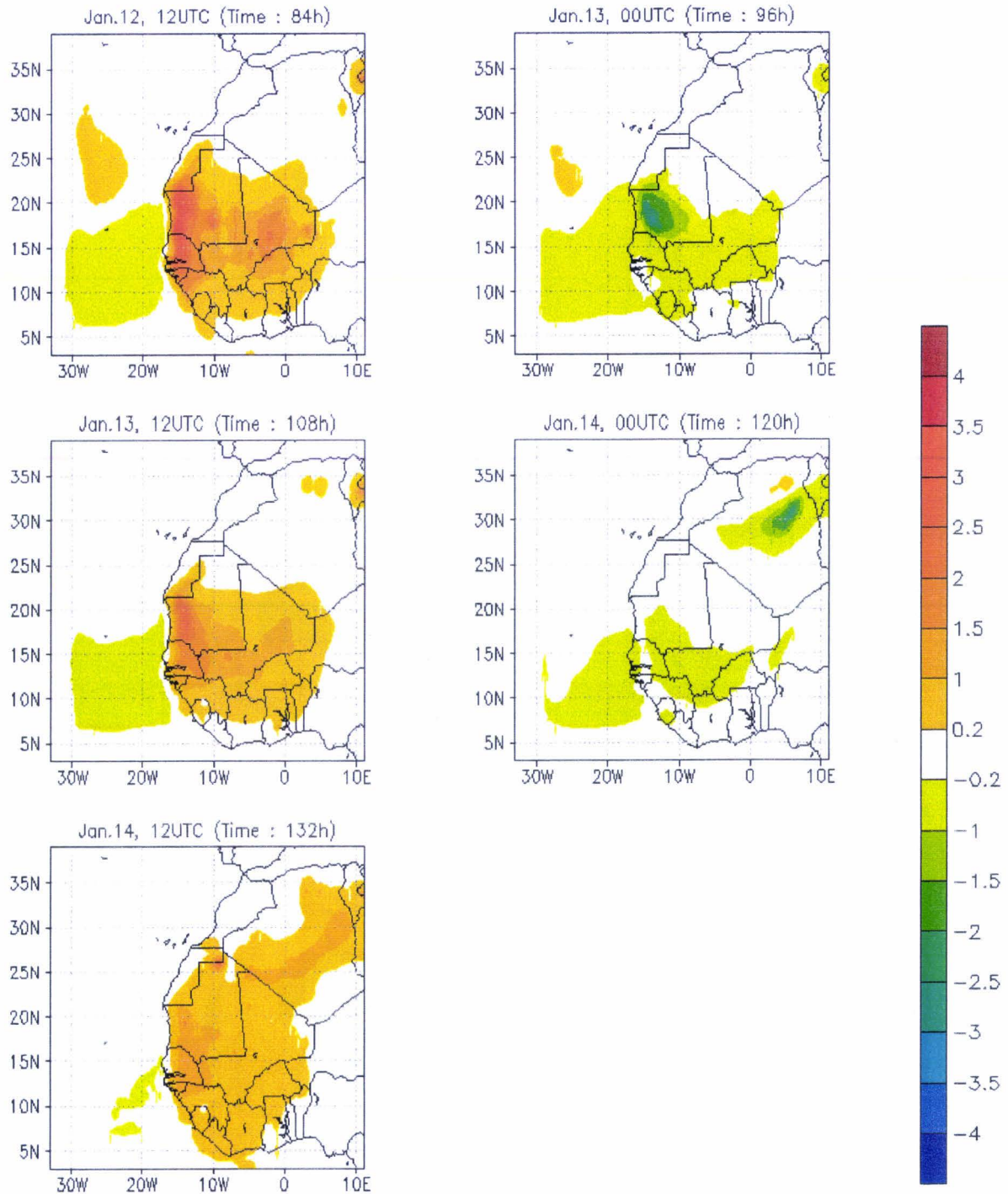


Figure V-23 : (suite)

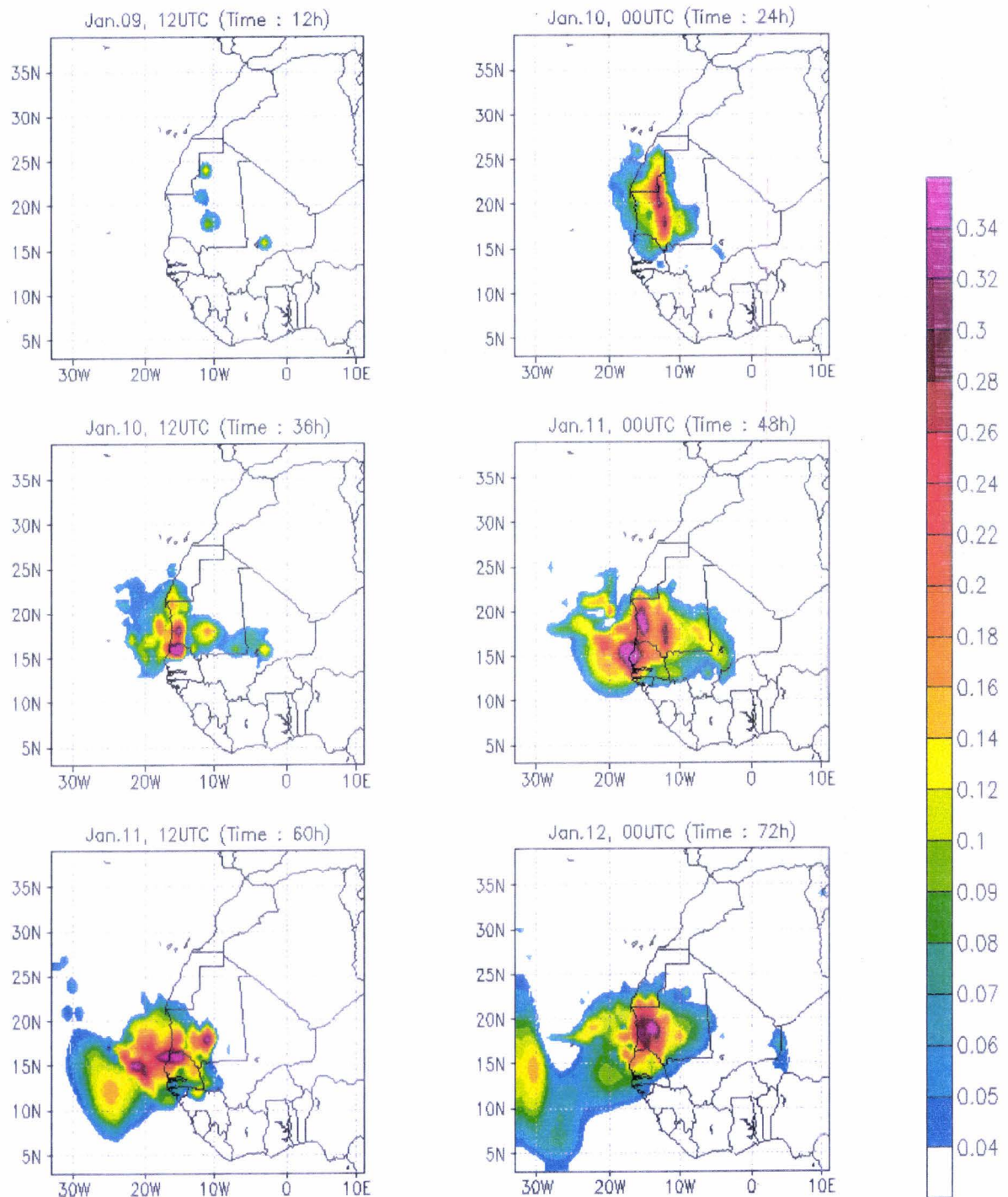


Figure V-24 : Différence entre les épaisseurs optiques simulées sans impact radiatif de la poussière (*run_RAMs_clear*) et avec impact radiatif de la poussière (*run_RAMs_dust*), du 9 au 14 janvier 1995.

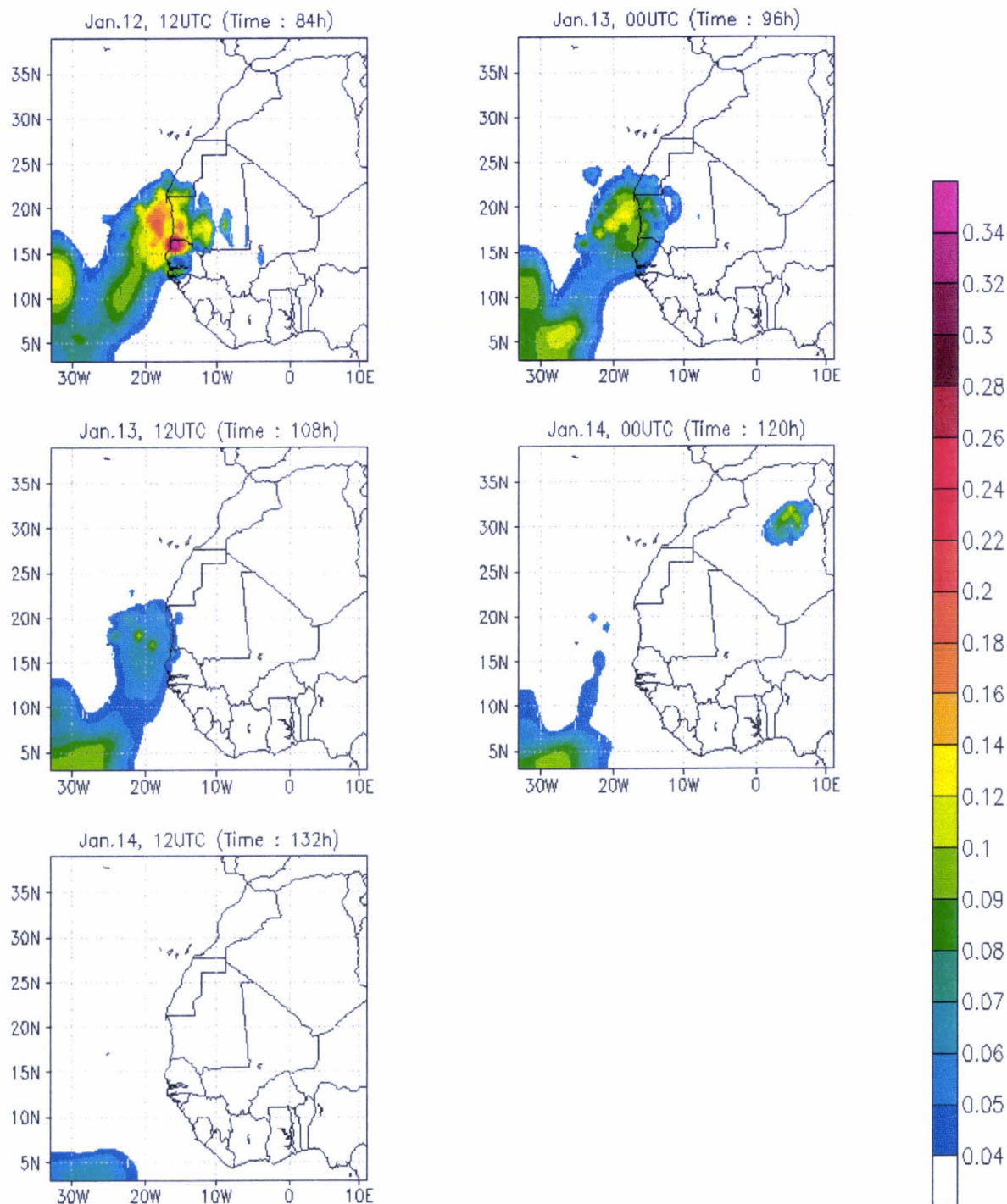


Figure V-24 : (suite)

Conclusion générale et perspectives

Ce travail avait pour objectif une description améliorée du cycle des aérosols désertiques, compte tenu des avancées récentes dans ce domaine, particulièrement en ce qui concerne la phase de soulèvement. Notre étude comporte trois volets. Dans le premier, nous avons décrit le principe de traitement des images Météosat IR pour obtenir un indice caractérisant la présence de poussière dans l'atmosphère (IDDI, Infrared Difference Dust Index). Ces résultats issus des techniques de détection satellitaire de l'aérosol désertique (Legrand, 1990 ; N'doumé, 1993) nous ont fourni le matériau nécessaire à l'établissement d'une climatologie sur six ans, pour observer les variations inter-annuelles de la présence de poussière sur le continent africain, ainsi que pour caractériser les principales zones source de soulèvement. Enfin nous avons présenté une application de cet indice à la détermination des vitesses seuil de soulèvement. Le second volet combine des données granulométriques issues de la littérature (d'Almeida et al., 1991 ; Alfaro et al., 1998) et l'indice complexe de l'aérosol minéral, pour en déduire par application de la théorie de Mie les propriétés optiques de l'aérosol, en vue de les intégrer dans un code radiatif. Ce travail sera ensuite exploité dans le troisième volet, le plus important, qui concerne la simulation d'un événement de poussière en janvier 1995.

Le but de ce troisième volet est de déterminer les effets radiatif et dynamique de l'aérosol désertique dans l'atmosphère. Pour cela nous avons utilisé un modèle méso-échelle (RAMS) couplé avec (i) un modèle de production de poussière qui nous donne les flux d'émission d'aérosol sur l'ouest du Sahara, (ii) un module gérant le dépôt sec des particules, et (iii) un code radiatif décrivant en détail l'impact radiatif de l'aérosol désertique. L'interaction entre les effets radiatifs de l'aérosol désertique et la dynamique atmosphérique est prise en compte (aussi bien au niveau de la convection qui participe au soulèvement, que de la dynamique de grande échelle qui assure le transport). Un événement de poussière de six jours, du 9 au 14 janvier 1995, a été choisi pour effectuer ce travail de modélisation. Soulevées sur la partie occidentale du Sahara, les particules sont ensuite expulsées au-dessus des côtes mauritanienne et sénégalaise, avant de passer au-dessus des îles du Cap Vert. L'analyse des résultats de la simulation comporte une comparaison avec des observations d'origines satellitaire, photométrique et météorologique. L'effet radiatif de l'aérosol désertique est ensuite analysé en comparant deux simulations, l'une prenant en compte l'impact radiatif des aérosols et l'autre non. De la même façon, l'interaction

entre l'aérosol désertique et la dynamique atmosphérique, a été testée par comparaison de ces deux types de simulation.

Les résultats de simulation sont généralement en bon accord avec les données d'observation. C'est le cas de la position du nuage d'aérosol au cours du temps, et de la quantité de poussière transportée. Le fait de n'avoir pris en compte dans les simulations ni les nuages (ni donc leur impact radiatif), ni les précipitations (ni donc le dépôt humide d'aérosol) n'a ici que très peu d'importance sur les résultats, car la situation choisie est peu nuageuse, et aucune précipitation n'est observée par les différentes stations météorologiques de la région. Nous avons montré l'importance d'une représentation précise du vent en surface, paramètre essentiel du flux d'émission, et par suite du flux de transport horizontal. La raison en est que le soulèvement est un phénomène à seuil, c'est à dire qu'il est nécessaire que la vitesse du vent dépasse un certain seuil, fonction de l'état de la surface, pour que le flux d'émission ne soit pas nul (en outre le flux varie au-delà du seuil comme le cube de la différence de vitesse du vent relativement au seuil). Nous avons constaté une amélioration importante des résultats en remplaçant les valeurs des champs de vent issues des analyses du CEPMMT par des valeurs simulées par le RAMS lui-même. En outre, une bonne représentation du relief et de la rugosité de surface dans le RAMS est importante également, puisque ces facteurs modulent la vitesse de vent en surface. Ainsi, dans le sud de l'Algérie, région géographiquement complexe et souvent accidentée, une représentation correcte des vents en surface a nécessité l'adjonction dans le modèle d'un relief très détaillé pour cette région (associé à une sous-grille plus fine de résolution $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ au lieu de la résolution de $1^\circ \times 1^\circ$ de la grille principale).

Bien que l'impact de l'aérosol désertique sur le bilan radiatif soit relativement important (augmentation de 19% en moyenne du flux visible au sommet de l'atmosphère au-dessus des océans), il n'en est pas résulté d'influence notable sur la dynamique atmosphérique générale. Cependant avant de conclure définitivement il serait judicieux d'étudier d'autres événements de poussière en d'autres saisons, par exemple au printemps et en été, où ils sont souvent plus intenses et pourraient donc donner lieu à des effets plus marqués. En revanche il est apparu un effet notable sur la convection, attesté par un déficit d'environ 6% en masse d'aérosol soulevé lorsque l'impact radiatif de ce dernier est pris en compte dans le modèle.

Alors que les concentrations en masse simulées à l'île de Sal sont en bon accord avec celle mesurées, il n'en était pas de même pour les épaisseurs optiques, sous-estimées systématiquement d'un facteur compris entre 1.5 et 3. L'hypothèse développée est que c'est très vraisemblablement l'impact de la forme des particules qui en est la cause principale. Les propriétés optiques de l'aérosol (donc les épaisseurs optiques) ont en effet été calculées en supposant la sphéricité des particules. Cela semble donc bien ne pas être le cas, et un facteur multiplicatif de 2.5 a été appliqué aux coefficients d'extinction simulés afin de recalibrer les épaisseurs optiques simulées avec celles mesurées.

Ce travail nous permet de préciser quelques points sur lesquels l'effort devra être poursuivi. D'abord il est apparu que les vents générés par le RAMS étaient plus précis que ceux issus du CEPMMT, mais il reste à s'assurer si ce fait est vraiment systématique, et plus généralement à en établir les raisons. Ensuite se pose encore la question de la résolution à adopter, concernant la description du relief et de la hauteur de rugosité, pour une bonne représentation des vents de surface et du soulèvement. Nous avons abordé ce point lors de la discussion de nos résultats, et nous avons vu que la précision requise pour cette représentation dépendait de la région considérée et en particulier de l'importance et de la complexité du relief. Ce travail est possible dans le RAMS par l'introduction de sous-grilles dont la résolution peut être différente de la grille principale.

Une autre amélioration possible pourrait être obtenue à l'aide d'une information mieux documentée sur la granulométrie initiale caractérisant le soulèvement (au lieu de distribuer les flux massiques sur une granulométrie initiale fixée à l'avance). Des travaux en cours (menés par Alfaro et Gomes), pourraient permettre d'introduire cette information pour traiter les flux émis obtenus en sortie du code de soulèvement intégré au RAMS.

Il conviendrait également, pour améliorer ce travail, de prendre en compte la non-sphéricité des particules, en dépit de la difficulté du choix d'un facteur de forme et du calcul des propriétés optiques réelles de telles particules. Outre un impact radiatif modifié, des différences devraient apparaître pour le dépôt, et probablement pour le soulèvement.

Le modèle gérant le soulèvement des poussières avait, au début de ce travail, une application géographiquement limitée à la partie ouest du Sahara. Il peut être envisagé d'étendre spatialement cette étude à d'autres zones désertiques, telle que la moitié orientale du Sahara, la péninsule arabique, les déserts de l'Asie du sud-ouest (travaux récents de Marticorena et Bergametti), ou encore la Somalie et les déserts d'Asie centrale.

Dans ce travail nous ne prenons pas en compte les processus humides, nuages et précipitations. L'introduction de tels processus dans le modèle serait une amélioration intéressante, avec l'impact radiatif direct des nuages venant se superposer à celui de l'aérosol, et avec la prise en compte du dépôt humide de l'aérosol.

Annexe A

Quelques rappels et définitions

Nous avons indiqué ici quelques rappels et définitions relevant du rayonnement atmosphérique, à l'usage du lecteur non spécialiste.

1) Grandeurs énergétiques

Energie radiative

Cette grandeur notée Q (en J) est la quantité d'énergie associée au rayonnement.

Flux énergétique ou flux radiatif

C'est l'énergie totale émise par une source, transportée par un faisceau, ou reçue par une surface sous forme de rayonnement par unité de temps :

$$\phi = \frac{dQ}{dt} \quad (\text{en W}) \quad \text{Equation 1}$$

Remarque : Soit $\phi_a, \phi_r, \phi_t, \phi_i$ respectivement les flux radiatifs absorbé, réfléchi, transmis et incident. On définit l'absorptance, la réflectance (ou albédo) et la transmittance comme étant respectivement les rapports $\phi_a/\phi_i, \phi_r/\phi_i$ et ϕ_t/ϕ_i .

Eclairement énergétique

Si un élément de surface dS reçoit le flux énergétique $d\phi$ transporté par le rayonnement, l'éclairement E de dS est le flux par unité de surface. C'est donc une densité de flux radiatif, soit :

$$E = \frac{d\phi}{dS} = \frac{d^2Q}{dS \cdot dt} \quad (\text{en W m}^{-2}) \quad \text{Equation 2}$$

Emittance énergétique

La définition est la même que pour un éclairement énergétique, en remplaçant le flux énergétique reçu par un flux émis, par unité de surface :

$$M = \frac{d\phi}{dS} \quad (\text{en W m}^{-2}) \quad \text{Equation 3}$$

Luminance énergétique

Soit dE la contribution à l'éclairement E résultant de l'illumination de l'élément de surface dS par un champ de rayonnement diffus provenant d'une infinité de directions. Si on considère un petit angle solide $d\Omega$ autour d'une direction d'incidence θ , la luminance L du rayonnement associé est définie par :

$$L = \frac{dE}{d\Omega \cdot \cos\theta} = \frac{d^2\phi}{d\Omega \cdot dS \cdot \cos\theta} \quad (\text{en } W \text{ m}^{-2} \text{ sr}^{-1}) \quad \text{Equation 4}$$

Irradiation

C'est l'énergie totale émise par une source et reçue par une surface, sous forme de rayonnement par unité de surface :

$$H = \frac{dQ}{dA} \quad (\text{en } J \text{ m}^{-2} \text{ par temps d'exposition}) \quad \text{Equation 5}$$

Cette grandeur est utilisée pour des sommes journalières de rayonnement par exemple.

Ces diverses quantités peuvent être considérées comme monochromatique ou complexes. On peut définir aussi des densités spectrales de ces diverses grandeurs. Par exemple le flux radiatif

$$\phi_\lambda = \frac{dQ_\lambda}{dt} \text{ s'exprime en } W \mu\text{m}^{-1}.$$

2) Paramètres optiques de l'atmosphère

Coefficient d'extinction

Soit un flux énergétique monochromatique ϕ_λ transporté dans un faisceau parallèle tombant sur un milieu d'épaisseur dx . Une partie $d\phi_\lambda$ de ce flux sera soit diffusée soit absorbée par les particules ou/et molécules constituant dans le milieu traversé. On aura :

$$d\phi_\lambda = -\sigma_{e\lambda} \cdot \phi_\lambda \cdot dx \quad \text{Equation 6}$$

où $\sigma_{e\lambda}$ (m^{-1}) est le coefficient d'extinction total caractérisant l'atténuation du faisceau direct.

Ce coefficient d'extinction se décompose en la somme d'un **coefficient d'absorption** $\sigma_{a\lambda}$ et d'un **coefficient de diffusion** $\sigma_{d\lambda}$:

$$\sigma_{e\lambda} = \sigma_{a\lambda} + \sigma_{d\lambda} \quad \text{Equation 7}$$

Albédo de diffusion simple

Il est défini comme étant le rapport du coefficient de diffusion et du coefficient d'extinction :

$$\omega_{\lambda} = \frac{\sigma_{d\lambda}}{\sigma_{e\lambda}} \quad \text{Equation 8}$$

Il représente la probabilité pour qu'un photon incident soit diffusé.

$\omega=0$ pour une particule (ou molécule) parfaitement absorbant.

$\omega=1$ pour une particule (ou molécule) parfaitement diffusant.

Fonction de phase

Elle décrit la probabilité pour les photons d'être diffusé dans une direction d'angle solide Ω' donné lorsque la direction d'incidence de ces photons est caractérisée par un angle solide Ω . Elle dépend de la longueur d'onde et de la taille des particules. La fonction de phase est symétrique autour de la direction incidente et est normalisée de sorte que :

$$\iint_{4\pi} P(\lambda, \Omega', \Omega) d\Omega = 1 \quad \text{Equation 9}$$

Facteur d'asymétrie

Il est défini comme le moment d'ordre 1 dans la décomposition de la fonction de phase en polynôme de Legendre. Il ne rendra donc compte que d'une partie de l'information contenue dans la fonction de phase $P(\lambda, \theta)$. Le facteur d'asymétrie g caractérise l'anisotropie de la diffusion d'un élément. Il tend vers 0 pour une diffusion isotrope et vers 1 pour une diffusion vers l'avant, c'est à dire dans la direction d'incidence (cas des grosses particules).

Épaisseur optique

L'épaisseur optique totale de l'atmosphère, c'est à dire la profondeur optique totale au niveau du sol est un nombre sans dimension défini par :

$$\tau_{\lambda} = \int_0^{\infty} \sigma_{e\lambda}(z) dz \quad \text{Equation 10}$$

Par temps calme et en présence d'une atmosphère turbide (et non nuageuse), l'ordre de grandeur de l'épaisseur optique est de l'ordre de 0.2 - 0.3 sur le Sahara, et de 0.1 - 0.2 sur l'océan Atlantique (Prospero et al., 1979 mesures photométriques). Des valeurs supérieures à 1 peuvent

être atteinte (Carlson et Caverly 1977, Fouquart et al., 1987) et des valeurs de 2 à 4 ont même été mesurées lors d'événements de poussière très intenses (Levin et al., 1980 ; Legrand et al., 1989).

3) Principe de la mesure photométrique

En l'absence de nuage, l'atténuation de l'énergie solaire incidente par l'atmosphère (absorption gazeuse, diffusion par les molécules, diffusion et absorption par les particules) peut être caractérisée par un coefficient d'extinction $\sigma_e(\lambda, z)$. L'atténuation du rayonnement monochromatique à travers une couche d'épaisseur dz en incidence normale s'écrira d'après la loi de Bouguer-Lambert :

$$dE(\lambda) = -E(\lambda) \cdot \sigma_e(\lambda, z) \cdot dz \quad \text{Equation 11}$$

Avec $E(\lambda)$: intensité du rayonnement incident

$dE(\lambda)$: atténuation du rayonnement

$\sigma_e(\lambda, z)$: coefficient d'extinction de la couche

L'intégration de l'équation 1 le long du chemin optique donne :

$$E_\lambda = E_0(\lambda) \cdot \exp\left[-\int_0^h \sigma_e(\lambda, z) \cdot dz\right] = E_0(\lambda) \cdot \exp[-\tau_\lambda] \quad \text{Equation 12}$$

Avec $E_0(\lambda)$: éclairement solaire hors atmosphère

Si la traversée de la couche ne se fait pas en incidence normale, l'intégration le long du chemin optique sera alors :

$$E(\lambda) = E_0(\lambda) \cdot \exp\left[-\int_0^d \sigma_e(\lambda, z) \cdot dz\right] \quad \text{Equation 13}$$

Equation que l'on peut réécrire sous la forme :

$$E(\lambda, m) = E_0(\lambda) \cdot \exp[-\tau_\lambda \cdot m] \quad \text{Equation 14}$$

Avec τ_λ : épaisseur optique totale de l'atmosphère dans la direction verticale sur une tranche d'épaisseur h .

d : distance correspondant au trajet réel

h : distance correspondant à un trajet vertical

m : masse d'air relative, $m=1/\cos(\theta_s)$

θ_s : angle zénithal solaire

Pour tenir compte de la variation de la distance Terre-Soleil au cours de l'année, l'éclairement solaire est souvent pondéré par un facteur de correction S, égale au carré du rapport de la distance réelle R Terre-Soleil sur la distance moyenne R_m : $S=(R/ R_m)^2$

L'équation 14 devient alors :

$$E(\lambda,m)=(1/S).E_0(\lambda).\exp[-\tau(\lambda).m] \quad \text{Equation 15}$$

L'épaisseur optique déterminée par les mesures photométriques est l'épaisseur optique totale de l'atmosphère $\tau(\lambda)$. Son calcul nécessite la connaissance de l'éclairement solaire au sommet de l'atmosphère $E_0(\lambda)$, et de la masse d'air traversée (voir équations 11 à 15). Cette épaisseur optique totale résulte de 3 phénomènes distincts que sont la diffusion Rayleigh par les molécules d'air, l'absorption par les composés atmosphériques gazeux (O_3 , $H_2O...$) et l'extinction par les aérosols (encore appelée turbidité atmosphérique).

$$\tau_{\text{aérosols}}(\lambda)=\tau_{\text{totale}}(\lambda)-[\tau_{\text{Rayleigh}}(\lambda)+\tau_{\text{gaz}}(\lambda)] \quad \text{Equation 16}$$

Donc pour déterminer $\tau_{\text{aérosols}}(\lambda)$, il faudra en plus connaître les valeurs spectrales de la transmission gazeuse et de l'épaisseur optique de diffusion des molécules.

Annexe B

Présentation des options disponibles dans le RAMS

Cette brève description concerne le modèle RAMS, Regional Atmospheric Modeling System, indépendamment des divers aménagements que nous lui avons apportés à l'occasion de cette étude. Le RAMS est un modèle flexible ; il est possible de simuler des phénomènes atmosphériques d'échelles très différentes. De cette flexibilité résulte un choix important d'options que l'utilisateur pourra modifier suivant ses besoins. La paramétrisation de la convection par exemple n'est destinée qu'aux grosses grilles (où la convection n'est pas résolue), tandis que sur des grilles plus fines, le modèle peut simuler la convection (qui n'a donc plus besoin d'être paramétrée).

Nous exposons ici, de façon sommaire, la plupart des caractéristiques et options de ce modèle. Des informations beaucoup plus détaillées sont contenues dans "The Regional Atmospheric Modeling System *version 3b*- Technical Description" et dans "The Regional Atmospheric Modeling System *version 3b*- User's Guide" édités par le Colorado State University (Walko et al., 1995a et 1995b).

1) Equations élémentaires (Equations du mouvement, thermodynamiques, de la masse, de continuité)

- a) Non hydrostatique; compressible (Tripoli et Cotton, 1982).
- b) Hydrostatique; incompressible (Tremback et al., 1985).

2) Dimensions

- a) 1D
- b) 2D
- c) 3D

3) Coordonnées verticales

- a) Cartésiennes.
- b) Coordonnées sigma-z suivant la topographie (Tripoli et Cotton, 1982). La limite inférieure du modèle suit les variations de la topographie alors que la limite supérieure est horizontale. Les coordonnées verticales de ce système sont définies comme suit :

$$z^* = H \left(\frac{z - z_g}{H - z_g} \right)$$

où H est la limite supérieure du domaine, et z_g est l'altitude de la topographie (fonction de x et y).

4) Coordonnées horizontales

- a) Cartésiennes : la courbure de la Terre est négligée.
- b) Stéréographiques : une projection est faite de la surface sphérique de la Terre sur un cône tangent à celle-ci.

5) Structures de grille

- a) Grille C standard d'Arakawa (Arakawa et Lamb, 1981). Les variables scalaires sont définies au centre de chaque volume élémentaire, tandis que les composantes des vitesses sont définies sur les sommets délimités par ces volumes.
- b) Grille C standard d'Arakawa incluant plusieurs grilles imbriquées fixes. Il n'y a pas de limite au nombre de grilles imbriquées, et elles peuvent être ajoutées ou enlevées à tout moment de la simulation. Dans la version 4a en cours de développement, ces grilles imbriquées pourront être déplacées (à vitesse constante) en cours de simulation.

6) Schéma temporel

- a) Schéma temporel en différences finies de type "leapfrog" (Tripoli et Cotton, 1982).
- b) Schéma temporel de type "forward-backward" (Tremback et al., 1987), uniquement pour le modèle hydrostatique.
- c) Schéma hybride associant le schéma de type "leapfrog" pour les composantes de la vitesse et pour la pression, au schéma de type "forward-backward" pour les variables thermodynamiques.

7) Turbulence

- a) Paramétrisation par le schéma de déformation de Smagorinsky (1963).
- b) Schéma de O'Brien/Blackadar (McNider et Pielke, 1981).
- c) Schéma de Deardorff (Deardorff, 1980).

8) Condensation

- a) Points de grille complètement saturés ou secs.
- b) Pas de condensation.

9) Microphysique

- a) Pas de microphysique.
- b) Les substances aqueuses de l'atmosphère sont supposées à l'état vapeur (même si la sursaturation est atteinte).
- c) La condensation est activée ; lorsque la sursaturation est atteinte, la vapeur d'eau se condense pour former l'eau liquide (nuage). La partition de la teneur en eau totale entre eau vapeur et eau liquide, est purement diagnostiquée.
- d) Les processus microphysiques mis en oeuvre dans le RAMS sont des paramétrisations (Cotton et al., 1982) qui prennent en compte à ce niveau 7 catégories différentes: *la vapeur, les gouttelettes nuageuses, la pluie, les micro-cristaux de glace, la neige, les agrégats et la grêle*. La précipitation est ici activée. Le module de microphysique est appelé dans le module de dynamique et calcule les tendances des quantités microphysiques dues aux interactions entre les différentes catégories d'hydrométéores (i.e. les termes source et puits dans les équations de continuité pour toutes les catégories). Les variables dynamiques utilisées dans le module microphysique sont le rapport de mélange en vapeur d'eau, la masse volumique de l'air sec ambiant, la pression, la température, le gradient de température vertical, la vitesse verticale de l'air en chaque point de grille où ces tendances microphysiques seront calculées. Les processus de conversion dans le RAMS sont la coalescence, la déposition de vapeur, la fonte et la production de cristaux de glace.

10) Radiatif

- a) Pas de radiatif.
- b) Code radiatif de Mahrer et Pielke (1977). Dans le domaine visible, il tient compte de la diffusion Rayleigh, de l'absorption par la vapeur d'eau et de l'inclinaison des surfaces. Dans le domaine tellurique, il tient compte des propriétés absorbantes et émissives de la vapeur d'eau et du CO₂.
- c) Code radiatif de Chen et Cotton (1988). Dans le domaine visible, il tient compte de la diffusion moléculaire, de l'absorption par l'ozone, de la réflexion, transmission, et absorption d'une couche nuageuse homogène ou non. Dans les grandes longueurs d'onde, il tient compte des propriétés absorbantes et émissives de l'atmosphère claire et des propriétés absorbantes et émissives d'une couche nuageuse homogène ou non.

11) Transport et diffusion

- a) Module de dispersion lagrangienne.
- b) Module de diffusion et d'advection de Segal et al. (1988b).

12) Frontière inférieure

- a) Détermination de la température de surface ainsi que de l'humidité du sol en surface par la théorie de la similarité (Manton et Cotton, 1977).
- b) L'humidité et la température de surface sont diagnostiquées à l'aide d'un modèle de sol (Mahrer et Pielke, 1977). La température des couches superficielles ainsi que les flux d'humidité dans le sol sont diagnostiqués à partir de la température à la surface du sol, elle-même déduite du bilan énergétique à la surface. Ce bilan inclut les flux radiatifs dans les domaines solaire et tellurique, les flux de chaleurs sensible, latente et de conduction dans le sol.
- c) Mêmes conditions qu'en b) avec une paramétrisation de la végétation en plus.

13) Frontière supérieure

- a) Couvercle rigide au sommet du modèle contraignant la vitesse verticale à être nulle à ce niveau (valable uniquement pour le cas non hydrostatique). L'inconvénient de cette frontière est qu'elle peut occasionner la réflexion des ondes de gravité perturbant alors le domaine simulé.
- b) Condition de Klemp et Durran (1983) permettant aux ondes de gravité internes de se propager à travers le couvercle au sommet du modèle.
- c) Condition fixant à zéro la divergence horizontale de la vitesse au-dessus du sommet du modèle. Valable pour le cas hydrostatique uniquement.

14) Frontière latérale

- a) Conditions de Klemp et Wilhelmson (1978).
- b) Conditions d'Orlanski (1976).
- c) Conditions de Klemp et Lilly (1978).
- d) Options a, b et c (voir Tripoli et Cotton, 1982).
- e) Relaxation Newtonienne (ou "nudging"). Les résultats du modèle sont pendant la simulation recalés vers des données dites d'analyse et provenant généralement de mesures in situ ou de simulations de modèles à grande échelle. L'intensité de cette relaxation est donnée par le rapport $(I-M)/T$ où I est une donnée provenant des fichiers d'initialisation à un point de grille donnée et à un instant donné, M est la valeur correspondante donnée par le modèle, et T la valeur de relaxation (en seconde) fixée par l'utilisateur (i.e. le temps au bout duquel la différence est divisée par $e=2.72$).

15) Initialisation

- a) Initialisation horizontale homogène
- b) Données CEPMMT ou NMC (National Meteorology Center) interpolés directement sur les grilles du modèle.
- c) Analyse isentropique des données CEPMMT, NMC et/ou des sondages qui seront interpolés sur les grilles du modèle (Tremback, 1990).

16) Couverture végétale

La paramétrisation de la végétation est dérivée des travaux d'Avissar et Pielke (1989). Pour chaque grille, une classe de végétation peut être choisie.

17) Sol

Chaque grille du RAMS est divisée en trois classes : eau, sol nu et végétation. La paramétrisation de la couche de surface nécessite de connaître la température de surface, la valeur de l'humidité dans le sol, ainsi que la nature du sol. Pour les surfaces océaniques, la température est prise constante au cours du temps pour chaque grille sachant que les simulations ne dépassent généralement pas quelques jours. L'humidité des sols est la valeur du rapport de mélange à saturation, définie grâce à la pression et la température de surface. Pour les surfaces terrestres, les valeurs de surface sont déterminées à l'aide de modèles standard. Pour les sols nus, RAMS utilise un modèle de sol à plusieurs couches décrit par Tremback et Kessler (1985). Ce modèle est utilisé avec une dizaine de couches jusqu'à une profondeur d'environ 50 cm.

LISTE DES FIGURES

Figure I-1 : Principales sources d'émission de poussières, axes principaux et distances de transport (d'après Pewé, 1981).

Figure II-1 : Position des zones source de poussières au Sahara et au Sahel selon différents auteurs. B1 (Bertrand et al., 1974) ; A1, A2, A3, A4 (D'Almeida, 1986) ; S1, S2 (Bergametti, 1987). D'après Legrand, 1990.

Figure II-2 : Variation annuelle de la position du FIT en Afrique de l'Ouest (d'après Detwiller, 1965).

Figure II-3 : Trajectoires moyennes des poussières sahariennes au-dessus de l'Atlantique (d'après Schütz, 1980).

Figure II-4 : Champs de pression et régime de vent sur l'Afrique ; en surface (a: janvier, b: juillet) ; au niveau 700mb (c: janvier, d: juillet) ; la position du FIT est indiquée par des tirets. (d'après d'Honneur, 1974).

Figure III-1 : Image originale Météosat du 10/06/1991 dans le canal infrarouge thermique (10.5 à 12.5 μm), au format B2.

Figure III-2 : Image référence obtenue pour la période du 01/06/1991 au 15/06/1991.

Figure III-3 : Image différence du 10/06/1991.

Figure III-4 : Exemple typique de diagramme de cohérence spatiale obtenu sur un bloc de 15×15 pixels.

Figure III-5 : Relation entre les indices différences de poussière infrarouge (IDDI) et la visibilité horizontale au sol ; *IDDI moyen (cercles noirs) et médian (cercles blancs)*. D'après Legrand et al., 1994.

Figure III-6 : Image IDDI "basse résolution", 1°×1° du 10/06/1991, en projection géographique (latitude, longitude).

Figure III-7 : Image moyenne du mois de juin 1991.

Figure III-8 : Image de fréquence d'occurrence pour le mois de juin 1991.

Figure III-9 : Images moyennes mensuelles sur le continent Africain, sur la période 1984-1993. L'échelle de couleurs représente les valeurs d'IDDI en comptes numériques.

(Figures incluses dans la publication insérée au Chapitre III)

Figure 1 : Threshold wind velocity defined at 10 meters. [Marticorena et al., 1997a]

Figure 2 : Averages (filled circles) and median (unfilled circles) of IDDI for seven classes of visibility: $[0-2.5km[$, $[2.5-5km[$, $[5-7.5km[$, $[7.5-10km[$, $[10-15km[$, $[15-20km[$ and $[20-30km[$. [From Legrand et al., 1994]

Figure 3 : Location of the seven targets for which windspeed thresholds have been computed.

Figure 4 : IDDI values versus windspeed at 10-m height during the period from 1st May until 15th June 1991, for Target 2.

Figure 5 : Emission index versus windspeed at 10-m height, derived from Figure 4.

Figure 6 : The threshold determinations vs time, for Target 2.

Figure 7 : Histogram of the computed threshold values, for Target 2, during 1990, 1991 and 1992.

Figure IV-1 : Différentes distributions granulométriques en nombre de l'aérosol désertique. Toutes ces distributions sont normalisées à une particule par cm^3 .

Figure IV-2 : Différentes distributions granulométriques en masse de l'aérosol désertique (d'après la Fig. V-1 et l'équation V-2).

Figure IV-3 : Indices de réfraction réel et imaginaire en fonction de la longueur d'onde pour un aérosol de type désertique selon d'Almeida (1991). (d'après Volz (1973) ; Grams et al. (1974) ; Patterson et al. (1977)).

Figure IV-4 : Coefficient d'extinction pour les distributions granulométriques choisies.

Figure IV-5 : Coefficient de diffusion pour les distributions granulométriques choisies.

Figure IV-6 : Coefficient d'absorption pour les distributions granulométriques choisies.

Figure IV-7 : Albédo de diffusion simple pour les distributions granulométriques choisies.

Figure IV-8 : Facteur d'asymétrie pour les distributions granulométriques choisies.

Figure IV-9 : Exemple d'une distribution BG discrétisée sur 30 intervalles.

Figure IV-10 : Coefficient d'extinction calculé pour des distributions BG à spectre continu et discrétisé.

Figure V-1 : représentation du domaine simulé (rectangle en pointillés) et limite du modèle de production de poussière (Marticorena et al., 1998) (rectangle en traits pleins).

Figure V-2 : Evolution de la granulométrie modélisée à 500 mètres au-dessus du sol. Les astérisques représentent le spectre granulométrique initial caractérisant l'aérosol durant la phase d'émission (AI), la ligne épaisse représente le spectre granulométrique moyen au-dessus de l'île de Sal (16°N, 23°W) le 11 janvier 1995, caractérisant l'aérosol transporté loin des sources.

Figure V-3 : Epaisseur optique à 11:30 TU entre le 9 et le 14 janvier 1995, au dessus de l'océan, à partir des images Météosat dans le canal VIS.

Figure V-4 : Images IDDI à 11:30 TU, du 9 au 14 janvier 1995, au-dessus de l'Afrique, à partir des images Météosat dans le canal IR.

Figure V-5 : Epaisseur optique (à 550nm) à l'île de Sal entre le 9 et le 14 janvier 1995, d'après les mesures photométriques du réseau AERONET.

Figure V-6 : Flux massique vertical simulé au cours du temps, moyenné spatialement sur la totalité de la zone d'étude, pour les simulations *run_RAMS_dust* et *run_CE_dust*.

Figure V-7 : Flux massique durant les 6 jours, pour une simulation *run_RAMS_dust*. L'échelle de couleur est graduée en $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$. L'absence de soulèvement observable au sud de 15°N résulte des limitations spatiales s'appliquant au code de soulèvement, schématisées sur la Figure V-1.

Figure V-8 : Flux massique durant les 6 jours, pour une simulation *run_CE_dust*. L'échelle de couleur est graduée en $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$. L'absence de soulèvement observable au sud de 15°N résulte des limitations spatiales s'appliquant au code de soulèvement, schématisées sur la Figure V-1.

Figure V-9 : Concentration en masse simulée pour les 6 jours, et intégrée sur toute la colonne atmosphérique, pour une simulation *run_RAMS_dust*. L'échelle de couleur est graduée en $\mu\text{g m}^{-2}$.

Figure V-10 : Concentration en masse simulée pour les 6 jours, et intégrée sur toute la colonne atmosphérique pour une simulation *run_CE_dust*. L'échelle de couleur est graduée en $\mu\text{g m}^{-2}$.

Figure V-11 : Concentration en nombre de particules par unité de volume toutes les 6 heures, le long d'une coupe latitudinale à 18°N. La côte se situe à 16°W, l'île de Sal à 23°W. L'échelle de couleurs est la suivante : bleu, 30-60 m^{-3} ; vert, 70-90 m^{-3} ; jaune, 100-110 m^{-3} ; orange, 120-130 m^{-3} ; rouge > 140 m^{-3} .

Figure V-12 : Comparaison des résultats simulés et des mesures de la concentration en masse près de la surface de l'île de Sal (16°45'N - 22°57'W). L'origine de l'axe des temps correspond à 00 TU, le 9 janvier 1995.

Figure V-13 : Mesures de visibilité (en kilomètres) pour diverses stations météorologiques : a) localisation géographique ; b) Aioun El Atrouss (16.70°N - 9.60°W) ; c) Atar (20.52°N - 13.07°W) ; d) Dakar (14.73°N - 17.50°W) ; e) Nouakchott (18.10°N - 15.95°W).

Figure V-14 : Comparaison entre l'inverse de la visibilité mesurée et la concentration en masse au sol simulée de type *run_RAMSDust*, pour Nouakchott et Dakar.

Figure V-15 : Comparaison entre épaisseurs optiques mesurées (par photomètre, et par satellite) et épaisseurs optiques simulées *run_RAMSDust* et *run_CEDust* avant et après correction de non sphéricité. L'origine de l'axe des temps correspond à 00 TU, le 9 janvier 1995.

Figure V-16 : Flux massique avec les reliefs de la NOAA et la présence d'une grille imbriquée (zone (a)) de résolution ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$). L'échelle de couleur est graduée en $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

Figure V-17 : Flux massiques verticaux simulés au cours du temps, les 9 et 10 janvier 1995, et moyennés spatialement sur les zones (a) et (b) de la Figure V-16. La simulation initiale apparaît en pointillé. Celle intégrant les reliefs NOAA et la grille imbriquée de résolution $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ sur la zone (a) est en trait plein.

Figure V-18 : Rétro-trajectoires sur 72 heures à partir de l'île de Sal en surface, le 12 janvier à 12 TU.

Figure V-19 : Différence entre les flux solaires descendants simulés à la surface (W m^{-2}) sans impact radiatif de la poussière (*run_RAMSclear*) et avec impact radiatif de la poussière (*run_RAMSDust*), du 9 au 14 janvier 1995.

Figure V-20 : Différence entre les flux solaires montants simulés au sommet de l'atmosphère (W m^{-2}) sans impact radiatif de la poussière (*run_RAMSclear*) et avec impact radiatif de la poussière (*run_RAMSDust*), du 9 au 14 janvier 1995.

Figure V-21 : Différence entre la température de sol simulée (en degré) sans impact radiatif de la poussière (*run_RAMSclear*) et avec impact radiatif de la poussière (*run_RAMSDust*), du 9 au 14 janvier 1995.

Figure V-22 : Différence entre les flux infrarouge descendants simulés à la surface (W m^{-2}) sans impact radiatif de la poussière (*run_RAMSclear*) et avec impact radiatif de la poussière (*run_RAMSDust*), du 9 au 14 janvier 1995.

Figure V-23 : Différence entre les flux infrarouge montants simulés au sommet de l'atmosphère (W m^{-2}) sans impact radiatif de la poussière (*run_RAMSclear*) et avec impact radiatif de la poussière (*run_RAMSDust*), du 9 au 14 janvier 1995.

Figure V-24 : Différence entre les épaisseurs optiques simulées sans impact radiatif de la poussière (*run_RAMSclear*) et avec impact radiatif de la poussière (*run_RAMSDust*), du 9 au 14 janvier 1995.

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I-1 : Intensité des sources, temps de résidence, contenu vertical intégré et épaisseur optique à 550 nm des différents types d'aérosols troposphériques (d'après Andreae, 1994).

Tableau III-1 : Quelques caractéristiques des données Météosat.

Tableau III-2 : IDDI mensuel, moyen mensuel et moyen annuel sur la période 1987-92, sur une zone entre 15°-30°N et 18°W-30°E (Sahara).

(Tableau inclu dans la publication insérée au Chapitre III)

Table 1 : Emission threshold determinations. Columns 4 and 5 refer to the results from remote sensing. Column 7 reports the values derived from the physical and geographical description.

Tableau IV-1 : Paramètres de la distribution granulométrique log-normale en nombre, d'après d'Almeida et al., (1991) et Alfaro et al., (1998).

Tableau IV-2 : Paramètres de la distribution granulométrique log-normale en masse, d'après d'Almeida et al., (1991) et Alfaro et al., (1998).

Tableau IV-3 : Ecart des résultats obtenus entre un spectre discrétisé et un spectre continu (paramètre discrétisé - paramètre continu), dans le cas des quatre modèles.

Tableau V-1 : Valeurs journalières (en MT) des flux massiques verticaux émis pour les quatre types de simulations sur la totalité du domaine simulé (rectangle en pointillé de la Figure V-1). Les valeurs entre parenthèses représentent les flux massiques entre 8 h et 18 h (TU) en pourcentage du flux total journalier.

Tableau V-2 : Comparaison des valeurs mesurées et simulées (simulation *run_RAMS_dust*) de concentration en masse près du sol à l'île de Sal.

Tableau V-3 : Comparaison entre les valeurs mesurées et simulées de vent en surface (en $m.s^{-1}$), pour les 9 et 10 janvier à 12 TU et 15 TU, en 7 stations du Sud algérien.

Tableau V-4 : Nombre de points de grille dépassant le seuil de soulèvement déterminé par Marticorena (1995), sur une zone comprise entre 21°N-31.25°N et 5°W-5.25°E (soit 100 points de grille), et pour quatre simulations particulières les 9 et 10 janvier à 12 TU et 15 TU.

BIBLIOGRAPHIE

Ackerman S.A. and S.K. Cox, 1982 : The Saudi Arabia heat low : aerosol distributions and thermodynamic structure, *J. Geophys. Res.*, 87, 8991-9002.

Ackerman S.A. and S.K. Cox, 1989 : Surface weather observations of atmospheric dust over the Southwest summer monsoon region, *Meteor. Atmos. Phys.*, 41, 19-39.

Alfaro S., A. Gaudichet, L. Gomes and M. Maillé, 1998 : Mineral aerosol production by wind erosion : aerosol particle sizes and binding energies, *Geophys. Res. Letters*, 25, 991-994.

Andreae M.O., 1994 : Climate effects of changing atmospheric aerosol levels, in *World Survey of Climatology*, Vol. XX, *Future Climate of the World*, A. Henderson-Sellers, Ed.

Andreae M.O., 1996 : Raising dust in the greenhouse, *Nature*, 380, 389.

Arakawa A. and V.R. Lamb, 1981 : A potential enstrophy and energy conserving scheme for the shallow water equation, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 18-36.

Arimoto R., R.A. Duce, B.J. Ray, W.G. Ellis Jr., J.D. Cullen and J.T. Merrill, 1995 : Trace elements in the atmosphere over the North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 100, 1199-1213.

Avisar R. and R.A. Pielke, 1989 : A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology, *Mon. Wea. Rev.*, 117, 2113-2136.

Bach W., 1976 : Global air pollution and climatic change, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, Vol. 14, N°3, 429-474.

Bagnold R.A., 1941 : *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*, 265pp., Methuen, New-York.

Ben Mohamed A. and J.P. Frangi, 1986 : Results from ground-based monitoring of spectral aerosol optical thickness and horizontal extinction : Some specific characteristics of dusty Sahelian atmospheres, *J. Climate. Appl. Meteor.*, 25, 1807-1815.

Ben Mohamed A., J.P. Frangi, J. Fontan and A. Druilhet, 1992 : Spatial and temporal variations of atmospheric turbidity and related parameters in Niger, *J. Appl. Meteor.*, 31, 1286-1294.

Bérenger M., 1963 : Contribution à l'étude des lithométéores, *La Météorologie*, V, 72, 347-374.

Bergametti G., 1987 : Apports de matière par voie atmosphérique à la méditerranée occidentale : aspects géochimiques et météorologiques, *Thèse de doctorat d'état*, Université Paris VII, 296pp.

Bergametti G., 1992 : Atmospheric cycle of desert dust, *Encyclopedia of Earth System Science*, Vol. 1, 171-182.

- Bernet G., F. Dhonneur, P. Falque and L. Shroeder, 1967 : Les lithométéores au Tchad, *Publication de la DEM*, 16, série 2 ASECNA, Dakar.
- Bertrand J.J., J. Baudet and A. Drochon, 1975 : Importance des aérosols naturels en Afrique de l'Ouest, *J. Rech. Atmos.*, 8, 845-860.
- Bertrand J.J., 1977 : Action des poussières sub-sahariennes sur le pouvoir glaçogène de l'air en Afrique de l'Ouest, *Thèse de doctorat d'état*. Université de Clermont-Ferrand, 230pp.
- Bryson R.A., 1972 : Climatic modification by air pollution, in *The Environmental Future*, edited by N. Polunin, pp. 134-174, MacMillan, London.
- Callot Y., 1988 : Evolution polyphasée d'un massif dunaire subtropical: le Grand Erg Occidental (Algérie), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 46, 1073-1079.
- Callot Y., 1992 : Paléolacs holocènes du nord du Grand Erg Occidental (NW du Sahara algérien), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 160, 19-26.
- Caquineau S., 1997 : Les sources des aérosols sahariens transportés au-dessus de l'Atlantique tropical nord : localisation et caractéristiques minéralogiques, *Thèse de doctorat*, Université Paris XII, 181pp.
- Carlson T.N. and J.M. Prospero, 1972 : The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the Northern Equatorial Atlantic, *J. Appl. Meteor.*, 11, 283-297.
- Carlson T.N. and R.S. Caverly, 1977 : Radiative characteristics of Saharan dust at solar wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 82, 3141-3152.
- Carlson T.N. and S.G. Benjamin, 1980 : Radiative heating rates for Saharan dust, *J. Atmos. Sci.*, 37, 193-213.
- Cautenet G., M. Legrand, S. Cautenet, B. Bonnel and G. Brogniez, 1992 : Thermal impact of Saharan dust over land. Part I : Simulation, *J. Appl. Meteor.*, 31, 166-180.
- Cautenet G., F. Guillard, G. Bergametti, F. Dulac, B. Marticorena and J. Edy, 1999a : Modeling of a saharan dust event, *Contributions to Atmospheric Physics* (sous presse).
- Cautenet S., D. Poulet, C. Delon, R. Delmas, J.M. Grégoire, J.M. Pereira, S. Cherchali, O. Amram and G. Flouzat , 1999b : Simulation of carbon monoxide redistribution over central Africa during biomass burning events (EXPRESSO experiment), *J. Geophys. Res.* (sous presse).
- Cautenet G., F. Pradelle, M. Legrand, O. Chomette, G. Bergametti and B. Marticorena, 1999-c Mesoscale modeling of the desert aerosol transport in the Saharo-Sahelian and eastern Atlantic zones. Part I: methodology and preliminary tests, soumis au *J. Geophys. Res.* (en révision).
- Charlson R.J., J.E. Lovelock, M.O. Andreae and S.G. Warren, 1987 : Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate, *Nature*, 326, 655-691.
- Charlson R.J., J. Langner and H. Rodhe, 1990 : Sulfate aerosol and climate, *Nature*, 348, 22.

- Chatenet B., B. Marticorena, L. Gomes and G. Bergametti, 1996 : Assessing the size distribution of desert soils erodible by wind, *Sedimentology*, 43, 901-911.
- Chen S. and W.R. Cotton, 1988 : The sensitivity of a simulated extratropical mesoscale convective system to longwave radiation and ice-phase microphysics, *J. Atmos. Sci.*, 45, 3897-3910.
- Chiapello I., G. Bergametti, L. Gomes, B. Chatenet, F. Dulac, J. Pimenta and E. Santos Soares, 1995 : An additional low layer transport of Sahelian and Saharan dust over the north-eastern tropical Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 22, 3191-3194.
- Chiapello I., 1996 : Les aérosols atmosphériques au-dessus de l'Atlantique Nord Tropical : approche physico-chimique et météorologique. Evaluation de la contribution des différentes espèces à l'épaisseur optique en aérosol, *Thèse de doctorat*, Université Paris VII, 250pp.
- Chomette O., M. Legrand and B. Marticorena, 1999 : Determination of the windspeed threshold for the emission of desert dust using satellite remote sensing in the thermal infrared, *J. Geophys. Res.* (sous presse).
- Chou M.D., 1982 : Atmospheric solar heating rate in the water vapor bands, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 25, 1532-1542.
- Claquin T., M. Schulz, Y. Balkanski and O. Boucher, 1998 : Uncertainties in assessing radiative forcing by mineral dust, *Tellus*, 50B, 491-505.
- Coakley J.A. and F.P. Bretherton, 1982 : Cloud cover from high-resolution scanner data : detecting and allowing for partially filled fields of view, *J. Geophys. Res.*, 87, 4917-4932.
- Cotton W.R., M.A. Stephens, T. Nehr Korn and G.J. Tripoli, 1982 : The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model - 1982. Part II : An ice phase parameterization, *J. Rech. Atmos.*, 16, 295-320.
- Cram J.M., R.A. Pielke and W.R. Cotton, 1992 : Numerical simulation and analysis of a prefrontal squall line. Part I: Observations and basic simulation results, *J. Atmos. Sci.*, 49, 189-208.
- d'Almeida G.A. and R. Jaenicke, 1981 : The size distribution of mineral dust, *J. Aerosol Sci.*, 12, 160-162.
- d'Almeida G.A. and L. Schütz, 1983 : Number, mass and volume distributions of mineral aerosol and soils of the Sahara, *J. Climate and Appl. Meteor.*, 22, 233-243.
- d'Almeida G.A., 1985 : Report of the study of transport of Sahelian particulate matter using sunphotometer observations, *WMO/TD-45*, WMO, 32pp.
- d'Almeida G.A., 1986 : A model for Saharan dust transport, *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 903-916.

d'Almeida G.A., 1987 : On the variability of desert aerosol radiative characteristics, *J. Geophys. Res.*, 92, 3017-3026.

d'Almeida G.A., P. Koepke and E.P. Shettle, 1991 : Atmospheric aerosols, Global climatology and radiative characteristics, *A. Deepak Publishing*, Hampton, VA. 561pp.

Davies C.N., 1974 : Size distribution of atmospheric particles, *Aerosol Sci.*, 5, 293-300.

Deardorff J.W., 1980 : Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three dimensional model, *Bound. Layer Meteor.*, 18, 495-527.

Deer W.A., R.A. Howie and J. Zussman, 1966 : Rock-forming minerals, *Eds Longmans*, London.

Detwiller J., 1965 : Note sur la structure du front intertropical boréal sur le nord ouest de l'Afrique, *Météorologie Nationale*, 80, 330-347.

d'Honneur G., 1974 : Nouvelle approche des réalités météorologiques de l'Afrique Occidentale et Centrale, *Thèse de docteur-ingénieur*, Université de Dakar/ASECNA, Dakar, 358pp.

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 : Mobilization, transport, deposition*", SCOPE rep. 14, Ed. C. Morales, John Wiley, New-York, 27-48.

Dulac F, G. Bergametti, R. Losno, E. Remoudaki, L. Gomes, U. Ezat and P. Buat-Ménard, 1992 : Dry deposition of mineral aerosol particles in the atmosphere : significance of the large size fraction, in "*Precipitation Scavenging and Atmosphere-Surface exchange*", Ed. S.E. Schwartz and W.G.N. Slinn, Richland, WA : Hemisphere Publishing Corp, Vol. 2, 841-854.

Fouquart Y. and B. Bonnel, 1980 : Computations of solar heating of the Earth's atmosphere : A new parameterization, *Beitr. Phys. Atmos.*, 53, 35-62.

Fouquart Y., B. Bonnel, M. Chaoui Roquai and R. Santer, 1987 : Observations of saharan aerosols : results of ECLATS field experiment. Part I : Optical thicknesses and aerosol size distribution, *J. Clim. Appl. Meteor.*, 26, 28-37.

Fouquart Y., B. Bonnel and V. Ramaswamy, 1991 : Intercomparing shortwave radiation codes for climate studies, *J. Geophys. Res.*, 96, 8955-8968.

Frouin R., C. Gauthier and J.J. Morcrette, 1986 : Downward longwave irradiance at the ocean surface from satellite data : Methodology and in situ validation, *J. Geophys. Res.*, 93, 597-619.

Garnier R., 1976 : L'équateur météorologique, *La Météorologie*, 6ème série, N°6 spécial météorologie tropicale. Septembre 1976.

Genthon C., 1992 : Simulations of desert dust and sea-salt aerosols in Antarctica with general circulation model of the atmosphere, *Tellus*, Ser. B, 44, 371-389.

Germain H., 1968 : Météorologie dynamique et climatologie; Application au régime des pluies au Sénégal, *Rapport de l'ASECNA*, Direction de l'exploitation météorologique, Dakar, Sénégal, 15pp.

Gillette D.A., 1978 : A wind tunnel simulation of the erosion of soil : effect of soil texture, sandblasting, wind speed and soil consolidation on dust production, *Atmos. Environ.*, 12, 1735-1743.

Glaccum R.A. and J.M. Prospero, 1980 : Saharan aerosols over the tropical North Atlantic - Mineralogy, *Mar. Geol.*, 37, 295-321.

Gomes L., 1990 : Approche géochimique du soulèvement des aérosols à l'interface sol-atmosphère en zone désertique, *Thèse de doctorat*, Université Paris VII, 251pp.

Gomes L., G. Bergametti, G. Coudé-Gaussen and P. Rognon, 1990 : Submicron desert dust: a sandblasting process, *J. Geophys. Res.*, 95, 13927-13935.

Goudie A.S. and N.J. Middleton, 1992 : The changing frequency of dust storms through time, *Climatic Change*, 20, 197-225.

Grams G., I. H. Jr Blifford, D.A. Gillette and P.B. Russell, 1974 : Complex index of refraction of airborne soil particles, *J. Appl. Meteorol.*, 13, 459-471.

Guelle W., 1998 : Comparaison des simulations globales de ^{210}Pb et d'aérosols sahariens aux observations de surface et satellitales, *Thèse de doctorat*, 259pp.

Heckman S.T. and W.R. Cotton, 1993 : Mesoscale numerical simulation of cirrus clouds, FIRE case study and sensitivity analysis, *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2264-2284.

Holben B.N., T.F. Eck, I. Slutsker, D. Tanré, J.P. Buis, A. Setzer, E. Vermote, J.A. Reagan, Y.J. Kaufman, T. Nakajima, F. Lavenu, I. Jankowiak and A. Smirnov, 1998 : Automatic sun and sky scanning radiometer system for network aerosol monitoring, *Remote Sens. Environ.*, 66, 1-16.

Hopkins E.S., A.E. Palmer and W.S. Chepil, 1946 : Soil drifting control in the Priarie provinces, *Pub. Can. Dept. Agr.*, 568, (Farmer Bulletin 32).

Husar R.B., J.M. Prospero and L.L. Stowe, 1997 : Characterization of tropospheric aerosols over the oceans with the NOAA advanced very high resolution radiometer optical thickness operational product, *J. Geophys. Res.*, 102, 16889-16909.

Iversen J.D. and B.R. White, 1982 : Saltation threshold on Earth, Mars and Venus, *Sedimentology*, 29, 111-119.

Jaenicke R. and C.N. Davies, 1976 : The mathematical expression of the size distribution of atmospheric aerosols, *J. Aerosol Sci.*, 7, 255-259.

Jaenicke R. and L. Schütz, 1978 : Comprehensive study of physical and chemical properties of the surface aerosols in the Cape Verde Islands region, *J. Geophys. Res.*, 83, 3585-3599.

Jankowiak I., 1992 : Surveillance des aérosols désertiques à partir de l'imagerie Météosat et estimation de leur impact radiatif, *Thèse de doctorat*, Université des Sciences et Technologies de Lille, 150pp.

Jankowiak I. and D. Tanré, 1992 : Satellite climatology of saharan dust outbreaks, *J. Climate*, 5, 646-656.

Jousseaume S., 1990 : Three-dimensional simulations of the atmospheric cycle of desert dust particles using a general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 95, 1909-1941.

Jousseaume S., 1993 : Paleoclimatic tracers: An investigation using an atmospheric general circulation model under ice age conditions, 1. Desert dust, *J. Geophys. Res.*, 98, 2767-2805.

Junge C., 1979 : The importance of mineral dust as an atmospheric constituent, in "*Saharan dust : Mobilization, transport, deposition*", SCOPE rep. 14, ed. C. Morales, John Wiley, New-York.

Kiehl J.T. and B.P. Briegleb, 1993 : The relative roles of sulfate aerosols and greenhouse gases in climate forcing, *Science*, 260, 311-314.

King M.D., D.M. Byrne, B.M. Herman and J.A. Reagan, 1978 : Aerosol size distributions obtained by inversion of spectral optical depth measurements, *J. Atmos. Sci.*, 35, 2153-2167.

Klemp J.B. and D.K. Lilly, 1978 : Numerical simulation of hydrostatic mountain waves, *J. Atmos. Sci.*, 35, 78-107.

Klemp J.B. and R.B. Wilhelmson, 1978 : The simulation of three dimensional convective storm dynamics, *J. Atmos. Sci.*, 35, 1070-1096.

Klemp J.B. and D.R. Durran, 1983 : An upper boundary condition permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale models, *Mon. Wea. Rev.*, 111, 430-444.

Köepke P., 1983 : Calibration of the VIS-channel of Météosat-2, *Adv. Space Res.*, 2, 93-96.

Le Treut, H. and O. Boucher, 1995 : Compared response of the LMD GCM to CO₂ and aerosol forcing, *Ann. Geophys.*, 3, 777-784.

Legrand, M., J.J. Bertrand and M. Desbois, 1982 : Etude des brumes sèches sur l'Afrique de l'Ouest à l'aide de Météosat-1 (premiers résultats), *La Météorologie*, 29-30, 153-159.

Legrand M., J.J. Bertrand and M. Desbois, 1985 : Dust clouds over West Africa : a characterization by satellite data, *Ann. Geophys.*, 3, 777-784.

Legrand M., M. Desbois and K. Vovor, 1988 : Satellite detection of Saharan dust : optimized imaging during nighttime, *J. Climate*, 1, 256-264.

Legrand M., J.J. Bertrand, M. Desbois, L. Menenger and Y. Fouquart, 1989 : The potential of infrared satellite data for the retrieval of Saharan dust optical depth over Africa, *J. Appl. Meteor.*, 28, 309-318.

- Legrand M., 1990 : Etude des aérosols sahariens au-dessus de l'Afrique à l'aide du canal à 10 microns de Météosat : validation, interprétation et modélisation, *Thèse de doctorat d'état*, Université des Sciences et Technologies de Lille, 210pp.
- Legrand, M., C. N'Doumé and I. Jankowiak, 1994 : Satellite-derived climatology of the Saharan Aerosol, in *Passive infrared remote sensing of clouds and the atmosphere II*, D.K. Lynch Ed., Proc. SPIE, 2309, 127-135.
- Legrand M., C. N'Doumé, B. Marticorena, G. Bergametti and Y. Callot, 1995, Soil-derived dust emission from arid areas : Compared results from IR-channel satellite observation and by means of simulations, in *Passive infrared remote sensing of clouds and the atmosphere III*, David K. Lynch, Eric P. Shettle, Eds, Proc. SPIE 2578, 92-100.
- Levin Z.L., J.H. Joseph and Y. Mekler, 1980 : Properties of Sharaw (Khamsin) dust. Comparison of optical and direct sampling data, *J. Atmos. Sci.*, 37, 882-891.
- Longtin D.R., E.P. Shettle, J.R. Hummel and J.D. Pryce, 1988a : A wind dependent desert aerosol model : radiative properties, *Scientific report N°6 AFGL/DAA*, Hanscom AFB, MA 01731, 74pp.
- Longtin D.R., E.P. Shettle, J.R. Hummel and J.D. Pryce, 1988b : A desert aerosol model for radiative transfer studies, in *Aerosols and Climate*, P.V. Hobbs and M.P. McCormick Eds, A. Deepak Publishing, pp. 261-269.
- Lyles L., 1977 : Wind erosion : processes and effect on soil productivity, *Trans. ASAE*, 20, 880-884.
- Lyons W.A., C.J. Tremback and R.A. Pielke, 1995 : Applications of the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) to provide input to photochemical grid models for the lake Michigan ozone study (LMOS), *J. Appl. Meteor.*, 34, 1762-1785.
- Mahrer Y. and R.A. Pielke, 1977 : A numerical study of the air flow over irregular terrain, *Contrib. Atmos. Phys.*, 50, 98-113.
- Mainguet M. and Y. Callot, 1979 : L'erg de Fachi-Bilma (Tchad-Niger): Contribution à la connaissance de la dynamique des ergs et des dunes des zones arides chaudes, vol. 18, 184pp., *Mem. Doc. Cent. Nat. Rech. Sci.*, Paris.
- Manton M.J. and W.R. Cotton, 1977 : Parameterization of the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci.*, 34, 331-334.
- Marple V.A., 1970 : A fundamental study of inertial impactors, *Ph.D. Thesis*, University of Minnesota.
- Marticorena B., 1995: Modélisation de la production d'aérosols désertiques en régions arides et semi-arides : développement et validation d'un code de calcul adapté au transport à grande échelle, *Thèse d'université*, Université Denis Diderot, Paris 7, 268pp.

- Marticorena B. and G. Bergametti, 1995 : Modeling the atmospheric dust cycle : 1. Design of a soil-derived dust emission scheme, *J. Geophys. Res.*, 100, 16415-16430.
- Marticorena B., G. Bergametti, B. Aumont, Y. Callot, C. N'Doumé and M. Legrand, 1997a : Modeling the atmospheric dust cycle : 2. Simulation of Saharan dust sources, *J. Geophys. Res.*, 102, 4387-4404.
- Marticorena B., G. Bergametti, D. Gillette and J. Belnap, 1997b : Factors controlling threshold friction velocity in semi-arid and arid areas of the United States, *J. Geophys. Res.*, 102, 23,277-23,287.
- Marticorena B., G. Bergametti and M. Legrand, 1999 : Comparison of emission models used for large scale simulation of the mineral dust cycle, *Contr. Atmos. Phys.*, 72, 151-160.
- McClatchey R.A., W.S. Benedict, S.A. Clough, D.E. Burch, R.F. Calfee, K. Fox, L.S. Rothman and J.S. Garing, 1973 : AFCRL atmospheric absorption line parameters compilation, AFCRL-TR-73-0096, *Environment Research Paper 434*, Bedford, MA, 78pp.
- McNider R.T. and R.A. Pielke, 1981 : Diurnal boundary layer development over sloping terrain, *J. Atmos. Sci.*, 38, 2198-2212.
- Mellor G.L. and T. Yamada, 1982 : Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 851-875.
- Mishchenko M.I., A.A. Lacis, B.E. Carlson and L.D. Travis, 1995 : Nonsphericity of dust-like tropospheric aerosols : implications for aerosol remote sensing and climate modeling, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1077-1080.
- Mishchenko M.I., L.D. Travis, R.A. Kahn and R.A. West, 1997 : Modeling phase functions for dust-like tropospheric aerosols using a shape mixture of randomly oriented polydisperse spheroids, *J. Geophys. Res.*, 102, 16831-16847.
- Middleton N.J., 1985 : Effect of drought on dust production in the Sahel, *Nature*, 316, 431-434.
- Middleton N.J., 1986 : A geography of dust storms on south-west Asia, *J. Climatology*, 6, 183-196.
- Middleton N.J. and D.S.G. Thomas, 1997 : *World Atlas of desertification 2nd edn.*, London, Arnold.
- Moulin C., 1997 : Transport atmosphérique des poussières africaines sur la Méditerranée et l'Atlantique : Climatologie satellitale à partir des images Météosat VIS (1983-1994) et relations avec le climat, *Thèse d'université*, Université Paris VI, 242pp.
- Moulin C., C.E. Lambert, F. Dulac and U. Dayan, 1997 : Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic Oscillation, *Nature*, Vol. 387, 691-694.

Morcrette J.J., 1984 : Sur la paramétrisation du rayonnement dans les modèles de la circulation générale atmosphérique, *Thèse de doctorat d'état*, Université des Sciences et Technologies de Lille, 373pp.

Morcrette J.J. and Y. Fouquart, 1985 : On systematic errors in parameterized calculations on longwave radiation transfert, *Q.J.R. Meteor. Soc.*, 111, 691-708.

Morcrette J.J. and Y. Fouquart, 1986 : The overlapping of cloud layers in shortwave radiation parameterizations, *J. Atmos. Sci.*, 43, 321-328.

Morcrette J.J., L. Smith and Y. Fouquart, 1986 : Pressure and temperature dependence of the absorption in longwave radiation parameterizations, *Beitr. Phys. Atmos.*, 59, 455-469.

Morcrette J.J., 1989 : Description of the radiation scheme in the ECMWF model, *Tech. Memo. 165*, 26 pp., Res. Dep., Eur. Cent. for Medium Range Weather Forecasts, Reading, England.

Morcrette J.J., 1991 : Radiation and cloud radiative properties in the European Centre for Medium range Weather Forecasts forecasting system, *J. Geophys. Res.*, 96, 9121-9132.

Mukabana J.R. and R.A. Pielke, 1996 : Investigating the influence of synoptic-scale monsoonal winds and mesoscale circulations on diurnal weather patterns over Kenya using a mesoscale numerical model, *Mon. Wea. Rev.*, 124, 224-243.

N'Doumé C., 1993 : Traitement de l'imagerie Météosat pour l'observation des aérosols désertiques au-dessus de l'Afrique : Optimisation, validation et application à l'établissement des distributions spatio-temporelles, *Thèse d'Université N°1151*, Université des Sciences et Technologies de Lille, 137pp.

N'Tchayi, G.M., J.J. Bertrand, M. Legrand and J. Baudet, 1994 : Temporal and spatial variations of the atmospheric dust loading throughout West Africa over the last thirty years, *Ann. Geophys.*, 12, 265-273.

N'Tchayi G.M., J.J. Bertrand and S.E. Nicholson, 1997 : The diurnal and seasonal cycles of wind-borne dust over Africa North of the Equator, *J. Appl. Meteor.*, 36, 868-881.

Nickovic S. and S. Dobricic, 1996 : A model for long-range transport of desert dust, *Mon Wea. Rev.*, 124, 2537-2544.

Orlanski I., 1976 : A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows, *J. Comput. Phys.*, 21, 251-269.

Patterson E.M. and D.A. Gillette, 1977a : Commonalities in measured size distributions for aerosols having a soil-derived component, *J. Geophys. Res.*, 82, 2074-2082.

Patterson E.M., D.A. Gillette and B.H. Stockton, 1977b : Complex index of refraction between 300 and 700 nm for Saharan aerosols, *J. Geophys. Res.*, 82, 3153-3160.

Pewe T.L., 1981 : Desert dust : origin, characteristics and effect on man, *Geol. Soc. Amer.*, Special paper 186, 1-10.

Pielke R.A., W.R. Cotton, R.L. Walko, C.J. Tremback, W.A. Lyons, L.D. Grasso, M.E. Nicholls, M.D. Moran, D.A. Wesley, T.J. Lee and J.H. Copeland, 1992 : A comprehensive meteorological modeling system - RAMS, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 49, 69-91.

Prospero J.M. and T.N. Carlson, 1972 : Vertical and areal distribution of Saharan dust over the western equatorial north Atlantic ocean, *J. Geophys. Res.*, 77, 5255-5265.

Prospero J.M. and R.T. Nees, 1977 : Dust concentration in the atmosphere of the equatorial north Atlantic : possible relationship to the Sahelian drought, *Science*, 196, 1196-1198.

Prospero J.M., D.L. Savoie, T.N. Carlson and R.T. Nees, 1979 : Monitoring Saharan aerosol transport by means of atmospheric turbidity measurements, in "*Saharan dust : Mobilization, Transport, Deposition*", Ed. C. Morales, John Wiley, New-York, 171-186.

Rahn K.A., L. Schütz and R. Jaenicke, 1976 : Elemental composition of Sahara aerosol and Sahara soil, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 57, 146.

Rahn K.A., R.D. Borys, G.E. Shaw, L. Schütz and R. Jaenicke, 1979 : Long range impact of desert aerosol on atmospheric chemistry: two examples, in "*Saharan dust : Mobilization, Transport, Deposition*", Ed. C. Morales, John Wiley, New-York, 243-266.

Rothman L.S., 1981 : AFGL atmospheric absorption line parameters compilation : 1980 version, *Appl. Opt.*, 20, 791-795.

Rudolf B., 1993 : Management and analysis of precipitation data on a routine basis, in *Proceedings of the WMO International Symposium on Precipitation and Evaporation*, Bratislava, 20-24.09.1993 (Eds. M. Lapin, B. Sevruck), Vol. 1, S. 69-76, Slovak Hydromet. Inst., Bratislava, September 1993.

Rudolf B., H. Hauschild, W. Rueth and U. Schneider, 1994 : Terrestrial precipitation analysis : Operational method and required density of point measurements, in *Global Precipitations and Climate Change* (Eds. M. Desbois, F. Desalmand), NATO ASI Series I, Vol. 26, Springer-Verlag, 173-186.

Savoie D. and J.M. Prospero, 1976 : Saharan aerosol transport across the Atlantic ocean : characteristics of the input and output, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 57, 144.

Schulz M., Balkanski Y.J., Guelle W. and F. Dulac, 1998 : Role of aerosol size distribution and source location in a three-dimensional simulation of a Saharan dust episode tested against satellite-derived optical thickness, *J. Geophys. Res.*, 103, 10579-10592.

Schütz L. and R. Jaenicke, 1974 : Particle number and mass distribution above 10^4 cm radius in sand and aerosol of the Sahara desert, *J. Appl. Meteor.*, 13, 863-870.

Schütz L., 1980 : Long range transport of desert dust with special emphasis on the Sahara, *Annals New York Academy of Sciences*, 515-532.

Schütz L., R. Jaenicke and H. Pietrek, 1981 : Saharan dust transport over north Atlantic ocean, *Geol. Soc. Amer.*, Special paper N° 186.

- Schütz L. and K.A. Rahn, 1982 : Trace-element concentrations in erodible soils, *Atm. Env.*, 16, 171-176.
- Segal M., R.A. Pielke, R.W. Arritt, M.D. Moran, C.H. Yu and D. Henderson, 1988a : Application of a mesoscale atmospheric dispersion modeling system to the estimation of SO₂ concentrations from major elevated sources in southern Florida, *Atmos. Environ.*, 22, 1319-1334.
- Segal M., C-H. Yu, and R.A. Pielke, 1988b : Model evaluation of the impact of thermally induced valley circulations in the Lake Powell area on long-range pollutant transport, *J. Air Pollut. Control Assoc.*, 38, 163-170.
- Seinfeld J.H., 1986 : Atmospheric chemistry of air pollution, *Ed. John Wiley and sons*, 738pp.
- Shao Y., M.R. Raupach and P.A. Findlater, 1993: Effects of saltation bombardment on the entrainment of dust by wind, *J. Geophys. Res.*, 98, 12719-12726.
- Shenk W.E. and R.J. Curran, 1974 : The detection of dust storms over land and water with satellite visible and infrared measurements, *Mon. Wea. Rev.*, 102, 830-837.
- Shettle E.P. and R.W. Fenn, 1979 : Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties, *AFGL-TR-79-0214*, 20 sept. 1979, ADA085951, US Air Force.
- Shettle E.P., 1984 : Optical and radiative properties of a desert aerosol model, *IRS 1984 : current problems in atmospheric radiation*, G. Fiocco, Ed., A. Deepak publishing, Hampton, VA, 74-77.
- Smagorinsky J., 1963 : General circulation experiments with the primitive equations. Part 1 : The basic experiment, *Mon. Wea. Rev.*, 91, 99-164.
- Sokolik I.N., O.B. Toon and R.W. Bergström, 1998 : Modeling the radiative characteristics of airborne mineral aerosols at infrared wavelength, *J. Geophys. Res.*, 103, 8813-8826.
- Stephens G.L., 1978 : Radiative properties of extended water clouds, II, parameterization schemes, *J. Atmos. Sci.*, 35, 2111-2122.
- Tanré D., C. Devaux, M. Herman and R. Santer, 1988 : Radiative properties of desert aerosols by optical ground-based measurements at solar wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 93, 14223-14231.
- Tanré D., C. Deroo, P. Duhaut, M. Herman, J.J. Morcrette, J. Perbos and P.Y. Deschamps, 1990 : Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum : the 5S code, *Int. J. Remote Sens.*, 2, 659-668.
- Tanré D. and M. Legrand, 1991 : On the satellite retrieval of Saharan optical thickness over land : two different approaches, *J. Geophys. Res.*, 96, 5221-5227.
- Tanré D., Y.J Kaufman, M. Herman and S. Mattoo, 1997 : Remote sensing of aerosol properties over oceans using the MODIS/EOS spectral radiances, *J. Geophys. Res.*, 102, 16971-16988.

Taylor K.E. and J.E. Penner, 1994 : Response of the climate system to atmospheric aerosols and greenhouse gases, *Nature*, 369, 734-737.

Tegen I. and I. Fung, 1994 : Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport and optical thickness, *J. Geophys. Res.*, 99, 22,897-22,914.

Tegen I. and I. Fung, 1995 : Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification, *J. Geophys. Res.*, 100, 18,707-18,726.

Tegen I. and A.A. Lacis, 1996 : Modeling of particle size distribution and its influence on radiative properties of mineral dust aerosol, *J. Geophys. Res.*, 101, 19237-19244.

Tegen I., Lacis A.A. and I. Fung, 1996 : The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils, *Nature*, 380, 419-422.

Tremback C.J. and R. Kessler, 1985 : A surface temperature and moisture parameterization for use in mesoscale numerical models, *Preprints, 7th AMS Conference on Numerical Weather Prediction*, June 17-20, Montreal, Quebec, Canada, Amer. Meteor. Soc., Boston, 355-388.

Tremback C.J., G.J. Tripoli and W.R. Cotton, 1985 : A regional scale atmosphere numerical model including explicit moist physics and a hydrostatic time-split scheme, *Preprints, 7th AMS Conference on Numerical Weather Prediction*, June 17-20, Montreal, Quebec, Canada, Amer. Meteor. Soc., Boston, 389-407.

Tremback C.J., J. Powell, W.R. Cotton and R.A. Pielke, 1987 : The forward-in-time upstream advection scheme : Extension to higher orders, *Mon Wea. Rev.*, 115, 540-555.

Tremback C.J., 1990 : Numerical simulation of a mesoscale convective complex : Model development and numerical results, *Ph.D. dissertation*, Atmos. Sci. Paper N° 465, Departement of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort-Collins, CO 80523. 247pp.

Tripoli G.J. and W.R. Cotton, 1982 : The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model. Part I : General theoretical framework and sensitivity experiments, *J. Rech. Atmos.*, 16, 185-195.

Twoney S.A., 1977 : The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds, *J. Atmos. Sci.*, 34, 1149-1152.

Volz F.E., 1972 : Infrared absorption by atmospheric aerosols substances, *J. Geophys. Res.*, 77, 1017-1031.

Volz F.E., 1973 : Infrared constants of ammonium sulfate, Saharan dust, volcanic pumice and flyash, *Appl. Opt.*, 12,564-568.

Walko R.L., C.J. Tremback and R.F. Hersteinstein, 1995 : The RAMS technical description - version 3b, Colorado State University, Fort-Collins, CO 80523. 50pp.

Walko R.L., C.J. Tremback and R.F. Hersteinstein, 1995 : The RAMS users guide - version 3b, Colorado State University, Fort-Collins, CO 80523. 117pp.

Wang W.C. and P.B. Ryan, 1983 : Overlapping effect of atmospheric H₂O, CO₂ and O₃ on the CO₂ radiative effect, *Tellus*, 35B, 81-91.

WCP-12, 1980 : Report of the meeting of JSC experts on aerosols and climate, Genève, *WMO/ICSU*, 65pp.

WCP-55, 1983 : Report of the experts meeting on aerosols and their climatic effects (held at Williamsburg, 28-30 March 1983). World Climate Research Programme ; prepared by the World Meteorological Organization Commission for Atmosphere Sciences (WMO-CAS) and the IAMAP Radiation Commission, edited by A. Deepak and H.E. Gerber, 107pp.

WCP-112, 1986 : A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation. World Climate Research Programme ; prepared by the Radiation Commission of the International Association for Meteorology and Atmospheric Physics (IAMAP), publication WMO/TD n°24, 53pp.

Wesley D.A., 1991 : An investigation of the effects of topography on Colorado Front Range winter storms, *Atmospheric Science Paper #489*, Colorado State University, Dept. of Atmospheric Science, Fort Collins, CO.

Westphal D.L., O.B. Toon and T.N. Carlson, 1987 : A two-dimensional numerical investigation of the dynamics and microphysics of Saharan dust storms, *J. Geophys. Res.*, 92, 3, 3027-3049.

Westphal D.L., O.B. Toon and T.N. Carlson, 1988 : A case study of mobilization and transport of Saharan dust, *J. Atmos. Sci.*, 45, 2145-2175.

Whitby K.T., 1978 : The physical characteristics of sulfur aerosols, *Atmos. Environ.*, 12, 135-139.

Zhang Y., Y. Sunwoo, G. R. Carmichael and V. Kotamarthi, 1994 : Photochemical processes in the presence of dust : an evaluation of the effect of dust on particulate nitrate and ozone formation, *J. Appl. Meteor.*, 33, 813-824.

Zdunkowski W.G., R.M. Welch and G. Korb, 1980 : An investigation of the structure of typical two-stream methods for the calculation of solar heating rates in clouds, *Beitr. Phys. Atmos.*, 53, 147-166.

**Mesoscale simulation and analysis of the desert dust cycle.
Radiative and dynamic aspects.**

ABSTRACT

The goal of this work is to simulate the whole atmospheric cycle of desert dust (wind uptake-transport-removal), to evaluate its radiative impact and to reveal the eventual effect on the atmosphere dynamics.

In this prospect, we use the mesoscale model RAMS. We have widely modified this model in order it becomes suitable for the simulation of a dust event raised in Northern Africa, and transported above Atlantic Ocean (in a 15 million km² area) during several days. The modification of this model includes (i) a dust emission scheme with a cartography of the surface characteristics of the western part of the Sahara desert, (ii) a module describing the deposition of the particles by gravitational settling, inducing the evolution of the size distribution with time and (iii) a detailed radiative transfer scheme applicable to desert dust. The optical characteristics of the desert dust are determined as a function of its size distribution and its complex index, for the radiative calculations.

The simulated results are compared with those provided by satellite and by photometric and meteorological measurements. A good agreement is generally observed. We show that the accurate determination of the surface wind speed, a good description of the topography and of the roughness length of the surfaces are necessary for this agreement. To assess the radiative impact of desert dust, we compare simulations where this radiative impact is taken into account, to a simulation where it is not. A similar approach is used for the study of the feedback between atmospheric dynamics and desert dust. We show that the radiative impact of dust has a significant interaction on the uplifted mass. On the other hand, the effect of dust on the atmospheric circulation appears to be negligible in this case study.

Key words : modelisation, desert dust, aeolian erosion, erosion threshold, size distribution, radiative effect, radiative and dynamic interaction.

