

50376
1992
63

64440

50376
1992
63

N° d'ordre : 871

THESE

présentée à
L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE
spécialité
LASER, MOLECULES, RAYONNEMENT ATMOSPHERIQUE

par
Isabelle JANKOWIAK

SURVEILLANCE DES AEROSOLS DESERTIQUES A PARTIR DE L'IMAGERIE METEOSAT ET ESTIMATION DE LEUR IMPACT RADIATIF



Soutenue le 03 Février 1992 devant la commission d'examen:

Membres du jury

Mme J. LENOBLE	Professeur, Université de Lille I	Président
M. G. BERGAMETTI	Chargé de Recherche, CNRS, Université de PARIS VII	Rapporteur
M. Y. FOUQUART	Professeur, Université de Lille I	Rapporteur
M. F. DULAC	Chargé de Recherche, CNRS, Gif-sur-Yvette	Membre
M. M. LEGRAND	Maitre de conférence, Université de Lille I	Membre
M. D. TANRÉ	Directeur de Recherche, CNRS, Lille	Membre

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

à mes parents.

Remerciements

Ce travail a été effectué au Laboratoire d'Optique Atmosphérique de l'Université des Sciences et Technologies de Lille dirigé par Monsieur Herman, Professeur. Je tiens à le remercier de m'avoir accueillie dans son laboratoire.

Cette étude a été dirigée par Monsieur Tanré, Directeur de Recherche au CNRS. Je l'ai toujours trouvé prêt à me donner, sans aucune restriction, son aide et ses encouragements malgré certaines difficultés inhérentes à un éloignement géographique. Je tiens à le remercier vivement et à lui exprimer toute ma gratitude pour ses multiples conseils qui ont permis l'aboutissement de ce travail.

Je suis très honorée que Madame le Professeur Lenoble, fondatrice du Laboratoire, ait accepté de présider mon jury de thèse. Qu'elle en soit remerciée sincèrement.

Monsieur Bergametti, Chargé de Recherche au CNRS et Monsieur Fouquart, Professeur, ont eu la gentillesse de se charger de la tâche de rapporteur et d'apporter leurs critiques à ce travail. Je leur en suis particulièrement reconnaissante.

Je remercie Monsieur Dulac du Centre des Faibles Radioactivités de Gif-Sur-Yvette de l'intérêt qu'il a manifesté pour mon travail en participant à mon jury.

Monsieur Legrand, Maître de Conférence, a toujours porté un vif intérêt pour ce travail et je suis très touchée qu'il ait accepté de participer à mon jury. Je tiens à lui témoigner mes sincères remerciements.

Ce travail s'inscrit dans le cadre du thème Erosion Eolienne et je tiens à remercier les membres du programme "Phase atmosphérique des cycles biogéochimiques" pour la contribution financière qu'ils ont apportée à cette étude.

Le Centre National d'Etudes Spatiales (C.N.E.S.) m'a apporté personnellement son soutien financier. Qu'il en soit ici remercié.

Monsieur Orange de l'ORSTOM nous a gentiment fourni les données hydrologiques du fleuve Sénégal. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde gratitude.

Je tiens également à remercier Monsieur Bonnel de l'aide précieuse qu'il m'a accordée au cours de l'élaboration du troisième chapitre.

Ma gratitude va surtout à l'ensemble des membres du Laboratoire d'Optique Atmosphérique et plus particulièrement à l'équipe informatique, Madame Deroo et Monsieur Gonzalez.

Enfin, je tiens à exprimer ma sympathie aux amis qui m'ont soutenue et à toutes les personnes qui, de près ou de loin, ont contribué à l'aboutissement de ce travail.

Résumé

La composante en aérosols de l'atmosphère est actuellement mal estimée bien qu'elle soit reconnue comme importante dans les processus climatiques et dans les cycles biogéochimiques. Etant très variable dans le temps et dans l'espace, elle nécessite une surveillance à l'échelle globale qu'il est difficile d'obtenir à partir de mesures de surface. Par contre, la surveillance satellitaire est un outil très bien adapté à ce genre de problèmes à condition de pouvoir relier quantitativement le signal satellitaire au contenu en aérosols présent dans l'atmosphère.

Ce travail est consacré à l'étude d'un type d'aérosols particulier, les aérosols d'origine désertiques résultant de l'érosion éolienne dans les régions arides et semi-arides. L'outil que nous utiliserons est le satellite METEOSAT, satellite géostationnaire situé à 0° de longitude et donc particulièrement bien positionné pour ce type d'études.

Dans un premier temps, nous développerons la méthodologie retenue au-dessus de l'océan et établirons un début de climatologie de ces événements au-dessus de l'Atlantique Nord, de 1983 à 1988. Nous caculerons ensuite l'impact des poussières sur le rayonnement à partir d'un code de transfert radiatif du laboratoire. Nous démontrerons alors que pour une année très riche en événements, les aérosols peuvent diminuer de 11% en moyenne mensuelle, le flux solaire arrivant à la surface de l'océan.

Au-dessus des terres, la télédétection des aérosols est beaucoup plus complexe, car la surface, très réfléchissante, contribue plus au signal satellitaire que la composante atmosphérique que nous cherchons à mesurer. La méthode que nous utilisons est basée sur la dégradation de contraste induite par la présence des brumes sèches. Cette dernière partie est une étude de faisabilité d'une méthode utilisant les fonctions de structure qui nous permettent de relier la dégradation de contraste à la quantité de poussières présente dans l'atmosphère.

Abstract

The atmospheric aerosol component is not so well known although aerosols are recognized to be important in climate studies and in biogeochemical cycles. The aerosol content which is very variable as a function of time and location, is difficult to estimate at a global scale from surface measurements. From recently, satellite imagery gives us new opportunities for such studies as soon as the analysis of the satellite signal can be expressed in term of atmospheric composition.

This work is devoted to the study of one type of aerosols, the saharan dust which is resulting from eolian erosion in arid and semi arid lands. The satellite tool we are using is METEOSAT which is well located over the African continent.

First, the method for relating the satellite signal to the aerosol component over the Northern part of the Atlantic ocean is given. A preliminary climatology is setting up for the last six years, from 1983 to 1988. The radiatif impact due to dust events, which is directly evaluated from the images, is estimated to be 11% in monthly average near the African coast. Lastly, a new approach for measuring the aerosols content over land is presented, based on blurring effects.

Table des matières

	page
Introduction	2
Chapitre I : Généralités - Rappels	6
I - Rappels sur les aérosols.	6
I.1) Les différents types d'aérosols	6
I.2) Les aérosols désertiques	9
II - Définition des grandeurs utilisées.	18
II.1) Grandeurs énergétiques	18
II.2) Paramètres optiques de l'atmosphère	19
II.3) Les aérosols	21
III - Imagerie satellitaire.	23
III.1) Géométrie du problème	23
III.2) Données satellitaires	24
III.3) Décomposition du signal satellitaire	27
Chapitre II : Climatologie des aérosols sahariens au-dessus de l'océan Atlantique	30
Introduction	30
I - Principe de la méthode - premiers résultats	31
<i>"Satellite climatology of saharan dust outbreaks : Method and preliminary results "</i>	32
II - Limite de la méthode	67
III - Climatologie	68
Conclusion	87
Chapitre III : Impact radiatif des aérosols sahariens au-dessus de l'océan Atlantique	88
Introduction.	88
I - Principe de la méthode	89
I-1) Code de rayonnement	89
I-2) Données nécessaires	90
I-3) Description de la méthode	91

II - Paramètres ajustables	92
II-1) Profil d'atmosphère	92
II-2) Hypothèses sur les nuages	94
II-3) Hypothèses sur les aérosols	97
III - Paramètres obtenus à partir de l'imagerie	100
III-1) Aérosols	100
III-2) Nuages	100
IV - Résultats	101
IV-1) Flux au sol	101
IV-2) Différence de flux au sol - Impact radiatif des aérosols	102
Conclusion	119
Chapitre IV: Télédétection des aérosols au-dessus de l'Afrique	
Etudes de faisabilité.	120
Introduction.	120
I - Méthode	121
II - Elimination des pixels nuageux	124
III - Jour de référence	127
III-1) Fonction de structure	127
III-2) Choix du jour de référence	129
IV - Validation de la méthode	131
IV-1) Relation entre les différentes fonctions de structure	131
IV-2) Validation de la méthode	133
Conclusion	137
Conclusion	138
Annexe	140
Bibliographie	141

Introduction

Les aérosols d'origine désertique sont produits par les zones arides et semi-arides du globe et plus particulièrement par le désert du Sahara qui produit à lui seul environ 25% des poussières insolubles en suspension dans l'atmosphère. Lors des tempêtes désertiques, les poussières peuvent être brutalement soulevées à des centaines de mètres d'altitude entraînant une réduction importante de la visibilité ce qui est particulièrement redoutable pour la navigation aérienne. Les quantités de poussières ainsi arrachées du sol et injectées dans l'atmosphère sont énormes. L'estimation, pour le Sahara, varie entre 100 et 500 Mt par an (Schütz, 1981, d'Almeida 1986, 1987). Une fois en suspension, ces nuages de poussières qui peuvent s'étendre alors sur une surface couvrant plusieurs millions de kilomètres carré sont ensuite transportés par le vent. Lorsqu'il arrive au-dessus de l'océan Atlantique, l'air saharien, plus chaud, s'élève au-dessus de l'air maritime et continue son déplacement sur des milliers de kilomètres dans une couche située en moyenne entre 2 et 5 km d'altitude appelée "*Saharan Air Layer*". D'après Junge (1972), sur 200 Mt de poussières qui partent par vagues successives chaque été, 37 Mt sont transportées vers les Caraïbes. Le reste tombe dans l'océan et participe de façon active à la sédimentation sous-marine (Chester et al. 1979; Rea et al. 1985). Cependant, les processus de transport semblent être beaucoup plus complexes car ils dépendent en fait des grands courants aériens. Des traces d'aérosols sahariens ont été détectées jusqu'à plus de 5000 km de leur source (Prospero 1981; Carlson, 1982; Chester 1986), aussi bien au-dessus de l'océan Atlantique vers les Caraïbes que vers l'Europe où chacun d'entre nous a déjà pu remarquer la coloration parfois rougeâtre de certaines pluies ou de la neige. L'élimination de ces aérosols intervient par dépôt sec à la surface du globe ou par lessivage au niveau des nuages et des précipitations.

Si d'un point de vue géochimique le cycle des aérosols est important, les événements de poussières sahariennes sont aussi susceptibles d'un effet climatique significatif. En effet, la présence d'un panache d'aérosols modifie de façon significative les propriétés optiques de l'atmosphère (absorption et diffusion) et entraîne une redistribution de l'énergie donc des processus de réchauffement ou de refroidissement à l'intérieur de la couche atmosphérique et une diminution du flux solaire absorbé en surface (Bach, 1976; Coakley et Cess

1985; Joseph, 1984; Tanré et al., 1984). D'autre part, ces particules sont susceptibles d'entrer dans le processus de formation des nuages par l'intermédiaire des noyaux de condensation (Carlson et Prospero, 1972; Carlson 1979) et des noyaux glaçogènes (Bertrand, 1977).

D'un point de vue radiatif, si nous voulons expliquer et modéliser correctement l'interaction de ces poussières avec le rayonnement, il faut avoir une connaissance approfondie de leurs propriétés optiques et de leur concentration. Il faut également pouvoir localiser géographiquement les panaches d'aérosols, connaître leur évolution journalière, saisonnière et interannuelle. Du point de vue biogéochimique, c'est la connaissance de la composition et de la masse qui importe. Si leur composition chimique et minéralogique est assez bien connue (Bertrand, 1977; Cerf, 1985), les quantités transportées restent finalement fort mal connues. De plus, il est important de déterminer les zones sources de ces poussières ainsi que leurs zones puits.

Compte tenu de leur répétitivité et de leur grande couverture spatiale, les données satellitaires sont l'outil essentiel pour cette étude car elles permettent un très bon suivi de la variation des paramètres des aérosols dans l'espace et le temps. Du fait de sa position, Météosat, satellite géostationnaire situé sur le méridien de Greenwich, semble le mieux adapté à cette étude. Nous utiliserons de préférence les données Météosat au format ISCCP/B2 (Schiffer and Rossow, 1983), format créé afin de réduire le volume d'archives et qui est donc mieux adapté pour une étude climatique des aérosols. Cependant, des mesures localisées mais plus détaillées restent très intéressantes, ne serait-ce que pour permettre d'étalonner et de valider les observations satellitaires. Pratiquement, de satellite la quantité qui peut être déterminée est l'épaisseur optique, elle dépend des caractéristiques optiques des aérosols, de leur taille et de leur concentration.

Le but de ce travail est donc de déduire à partir de l'imagerie satellitaire une estimation quantitative de l'épaisseur optique en aérosols dans le spectre solaire afin (1) de localiser les zones sources et les zones puits et d'étudier les trajectoires de ces poussières ainsi que leurs variations temporelles et (2) dans

l'optique de l'étude de leur influence climatique, d'estimer leur impact sur le bilan radiatif.

La première partie de ce travail consiste en une synthèse bibliographique dans laquelle nous avons jugé utile d'effectuer quelques rappels sur les caractéristiques des aérosols atmosphériques. Nous y présentons également le satellite Météosat et nous donnons les bases théoriques de la simulation du signal reçu par le satellite.

Au-dessus des océans, nous pouvons détecter facilement les événements de poussières dans le domaine visible car la surface peut être considérée comme noire alors que les nuages de poussières par leur effet de rétrodiffusion apparaissent plus clairs (Fraser, 1976; Carlson et Wendling, 1977; Carlson, 1979; Griggs, 1979; Norton et al., 1980; Deuzé et al., 1988; Haggerty et al., 1990). Au cours du chapitre II, nous montrons comment nous pouvons, à partir des mesures satellitaires, calculer l'épaisseur optique des aérosols au-dessus de l'Atlantique Nord. Les résultats obtenus validés à l'aide de mesures sol permettent de mettre en place les bases d'une climatologie en analysant six années de données Météosat.

Si, sur de longues périodes et en moyenne planétaire, les échanges radiatifs tendent à s'équilibrer, à l'échelle locale le bilan n'est plus en équilibre et c'est cela qui alimente la circulation atmosphérique et océanique. La présence d'une couche importante d'aérosols modifie ce fragile équilibre. C'est pourquoi l'aspect radiatif est abordé au chapitre III. Connaissant les caractéristiques radiatives des aérosols à partir de mesures sol et en modélisant assez grossièrement la couverture nuageuse sur la surface considérée, nous calculons l'impact des aérosols sur l'énergie solaire disponible à l'interface océan-atmosphère à l'aide d'un code de transfert radiatif développé au Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille. Nous montrons alors à l'aide de données réelles que sont les images Météosat que, sur les six dernières années l'impact radiatif moyen des aérosols est loin d'être négligeable à l'échelle de l'Atlantique Tropical.

Introduction

Pour le suivi au-dessus des surfaces terrestres, le problème est plus complexe qu'au-dessus des surfaces océaniques. L'"outil" que nous utilisons alors est la fonction de structure qui nous sert à la fois à détecter les zones invariantes qui servent de cible et à relier la dégradation de contraste à la quantité de poussières présente dans l'atmosphère. Au cours de ce dernier chapitre nous montrons la faisabilité de la méthode et la validons à partir des mesures sol effectuées au Sénégal en 1987.

Chapitre I

Généralités.

Ce chapitre est consacré à plusieurs rappels concernant les caractéristiques principales des aérosols, les grandeurs photométriques et l'imagerie satellitaire.

I - RAPPELS SUR LES AEROSOLS.

1) Les différents types d'aérosols

Si le terme aérosols doit s'appliquer d'une manière correcte à la fois aux particules et aux gaz d'un système, il est plus couramment utilisé pour désigner les particules seules. Les aérosols atmosphériques peuvent donc être définis comme de petites particules solides ou liquides (de rayon inférieur à 100 μm) en suspension dans l'atmosphère, à l'exclusion des brumes et brouillards qui font partie des hydrométéores.

Les origines des poussières atmosphériques sont très diverses. Elles peuvent être soit anthropiques (industries), soit naturelles (volcans) ou soit chimiques (genèse des particules à partir des gaz atmosphériques). De plus, l'incertitude sur l'estimation des quantités présentes dans l'atmosphère est assez considérable, comme nous le montre le tableau I.1 extrait des travaux de Bach (1976); ceci est probablement dû à la variabilité spatio-temporelle du phénomène.

Nous nous sommes intéressés aux aérosols d'origine éolienne et plus particulièrement aux aérosols d'origine désertique, non seulement parce que la production globale est très importante mais surtout parce que l'érosion des sols, le transport et le dépôt de ces poussières ont des conséquences énormes sur l'homme et son environnement. Nous pouvons citer par exemple :

- le problème de la désertification dans les régions sources
- la possibilité d'engendrer des modifications climatiques
- l'enrichissement des zones puits et l'appauvrissement des zones sources
- la diminution de la visibilité et ses conséquences sur les moyens de transports (problème de transport aérien ...)
- Les dégâts causés par les tempêtes de poussière sur la jeune végétation, le bétail ou les constructions
- la contamination de l'eau potable et de la nourriture.

Source	After Peterson and Junge [1971]		After Hidy and Brock (1971)	After SMIC [1971] Report *	After Other Authors	
	All Sizes	< 5µm				
<i>Man-Made</i>						
Direct particle production						
Transportation	2.2	1.8				
Stationary fuel sources	43.4	9.6				
Industrial processes	56.4	12.4				
Solid waste disposal	2.4	0.4				
Miscellaneous	28.8	5.4				
Subtotal	133.2	29.6	36.8-110	10-90	54	[Goldberg, 1975]
					126	[Ellsaesser, 1975]
Particles formed from gases						
Converted sulfates	220	200	109.5	130-200		
Converted nitrates	40	35	23	30-35		
Converted Hydrocarbons	15	15	27	15-90		
Subtotal	275	250	159.5	175-325	270	[Ellsaesser, 1975]
Total man-made	408	280	269	185-415	396	[Ellsaesser, 1975]
<i>Natural</i>						
Direct particle production						
Sea salt	1000	500	1095	300	1000-2000	[SCEP, 1970]
					70	[SCEP, 1970]
Windblown dust	500	250	7-365	100-500	60-360	[Judson, 1968]
					128±64	[Joseph et al., 1973]
					200±100	[Joseph et al., 1973]
Volcanic emissions		25	4	25-150	4.2	[Mitchell, 1970]
Meteoric debris	10	0	0.02-0.2		1-10	[Rosen, 1969]
					0.02-0.2	[Bhandari et al., 1968]
Forest fires	35	5	146	3-150		
Subtotal	1545	780	1610	428-1100	1730	[Ellsaesser, 1975]
Particles formed from gases						
Converted sulfates	420	335	36.8-365	130-200		
Converted nitrates	75	60	600-620	140-700	160	[Warneck, 1974]
Converted hydrocarbons	75	75	182-1095	75-200	154	[Went, 1960]
Subtotal	570	470	2080	345-1100	1319	[Ellsaesser, 1975]
Total natural	2115	1250	3690	773-2200	3049	[Ellsaesser, 1975]
Grand total	2523	1530	3959	958-2615	3445	[Ellsaesser, 1975]

Les unités sont données en 10^6 tonnes/ans

* les résultats sont obtenus pour des particules < 20 µm

Tableau I.1 : Estimation de la production globale des poussières atmosphériques issues de sources naturelles et anthropiques (Bach, 1976)

La figure I.1 montre les sources principales d'émission de ce type de poussières - essentiellement les zones arides et semi-arides du globe (Prospero, 1981; Péwé, 1981) - ainsi que les axes principaux de leurs trajectoires de transport. Si notre étude s'est finalement portée sur le désert du Sahara, c'est que celui-ci est reconnu pour être la plus importante source d'émission d'aérosols dans le monde (Junge, 1979; Coudé-Gaussen, 1982) bien que l'émission de poussières par d'autres déserts ait aussi été bien moins intensivement étudiée.

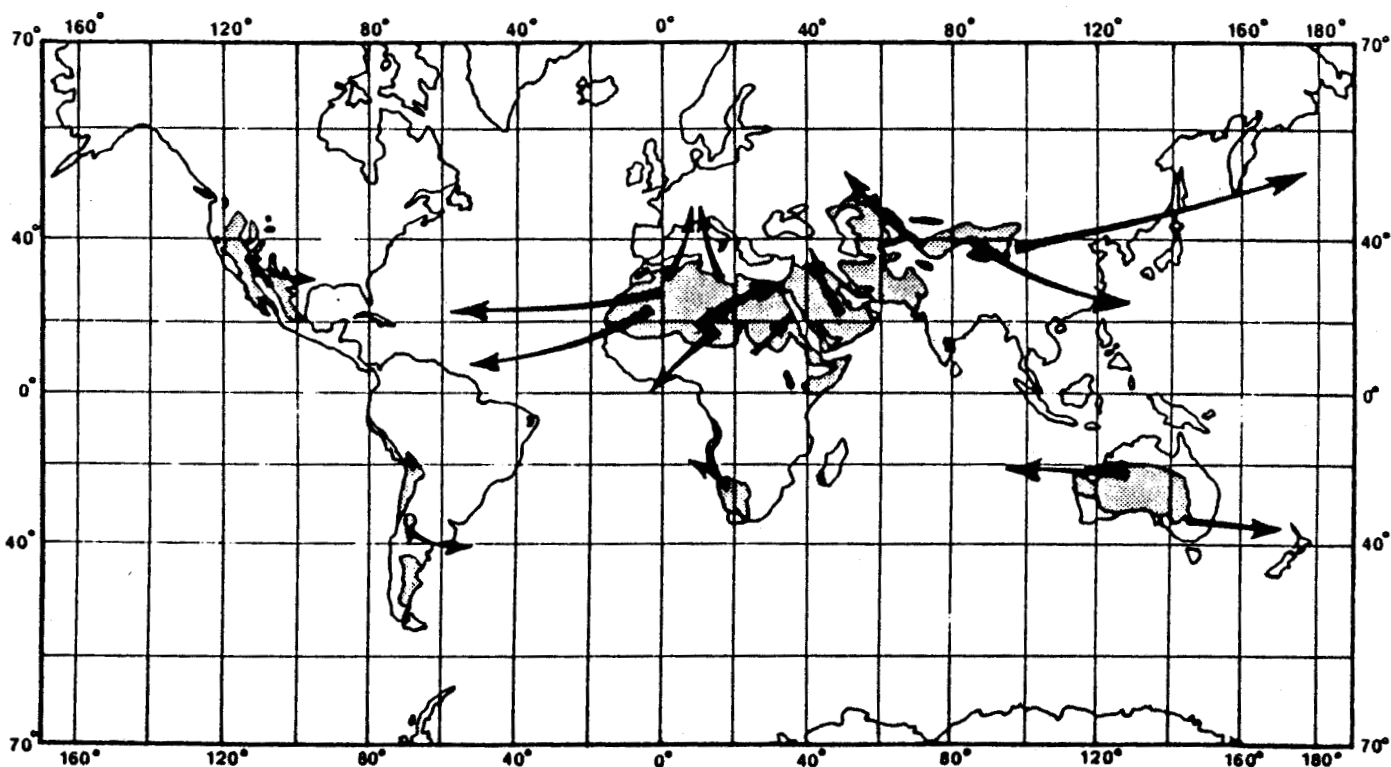


figure I.1 : Principales sources d'émission de poussières, axes principaux et distances de transport (d'après Péwé, 1981).

2) Les aérosols désertiques

Le cycle des aérosols peut se décomposer en trois parties : la génération des poussières en zones sources, leur transport, leur zones de retombée en zones puits. Le cycle de l'aérosol saharien est caractérisé par des régions sources relativement bien délimitées géographiquement, un transport à très grande échelle et des zones puits recouvrant globalement une aire très vaste et dont la localisation géographique est par conséquent assez mal définie. Rappelons que Prospero et al. (1979) ont montré, en les mesurant aux Antilles, que ces aérosols pouvaient très bien traverser l'océan Atlantique.

a - Les zones sources

Dans la plupart des régions désertiques, les poussières proviennent de sédiments et dépôts alluviaux que l'on trouve dans les dépressions, les bassins sédimentaires et les anciennes vallées (Legrand, 1990; Goodie, 1978). Sur la figure I.2, extraite du travail de Legrand (1990), nous pouvons voir la localisation des zones sources des aérosols sahariens.

Sur un sol désertique dépourvu de végétation, le vent, s'il est assez fort au niveau de la surface, fait rouler et parfois soulève légèrement les particules qui retombent sous l'effet de leur poids et rebondissent (Gillette, 1981). Ce sont les "chasse-sables". Les plus grosses particules, dont le rayon moyen est de l'ordre de 100 μm , se désagrègent progressivement et augmentent ainsi l'érosion. Les fines poussières, dont le rayon moyen est de l'ordre de 10 μm , sont injectées dans l'atmosphère en formant le plus souvent des tourbillons de poussières dont la dimension peut atteindre quelques décimètres de diamètre et plusieurs centaines de mètres de hauteur (Coudé-Gaussen, 1983). Les particules "géantes" (rayon > 1 μm) retombent alors relativement rapidement par gravité, les autres seront déposées au cours de leur transport.

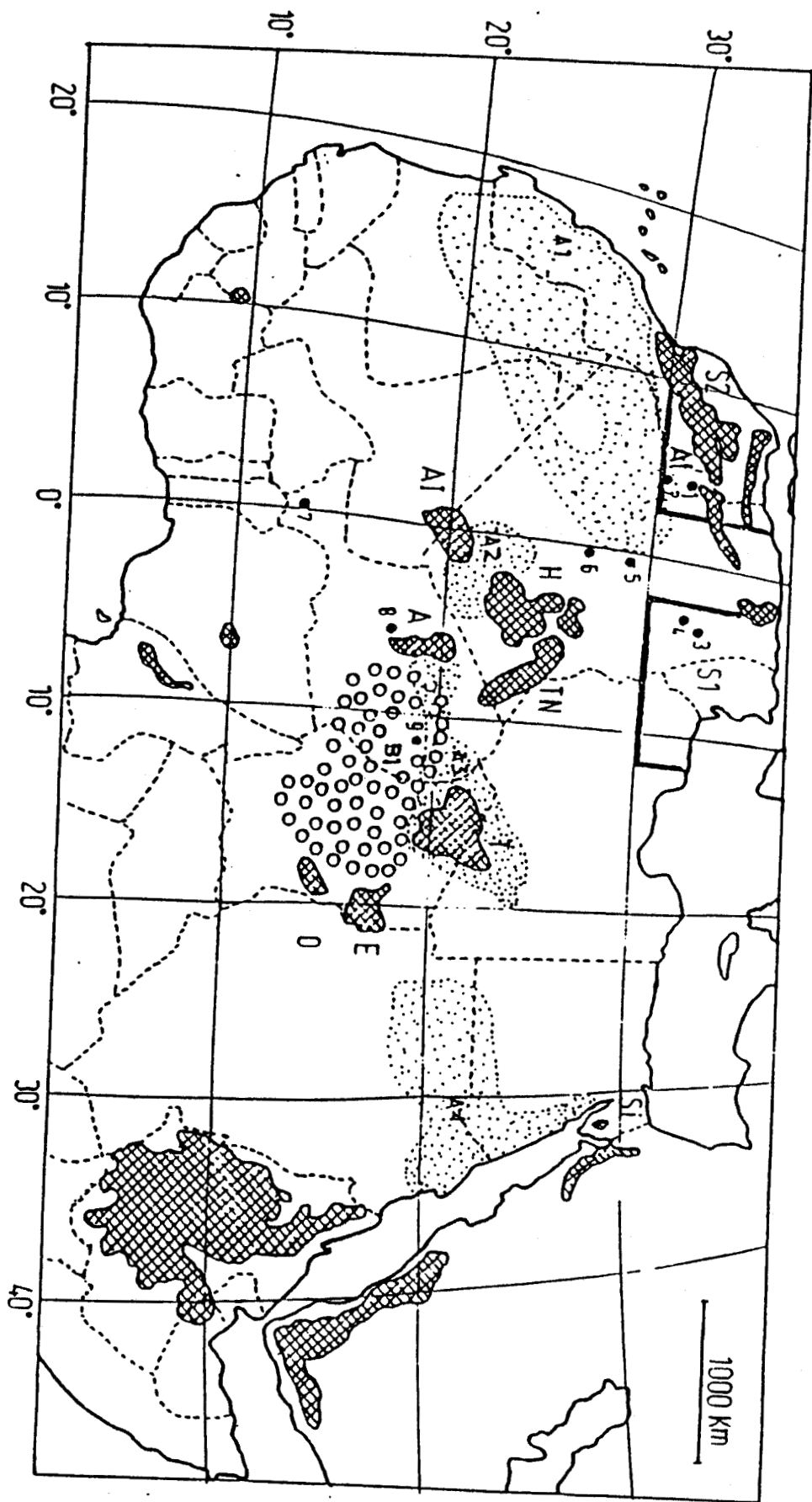


figure I.2 : Position des zones sources d'aérosol saharien selon différents auteurs (d'après Legrand, 1990); B1 (Bertrand et al. 1973); A1, A2, A3, A4 (d'Almeida, 1986); S1, S2 (Bergametti, 1987). Les principaux reliefs sont indiqués; At Atlas, H Hoggar, T.N Tassili N'Ajjer, Ai Adrar des Iforas, A Aïr, T Tibesti, E Ennedi, O Ouadai, S Sinai

b - Le transport

Au cours de leur migration, une fois en suspension, les poussières subissent une profonde homogénéisation. Suivant les courants aériens, elles sont aussi bien transportées vers l'est, le sud de l'Afrique, l'Europe que vers les Caraïbes. D'Almeida (1985) considère que 60% des poussières sont émises vers le golfe de Guinée, 28% vers l'Atlantique et 12% vers l'Europe.

Ces poussières se déplacent en fonction des grands courants de la circulation atmosphérique. Le plus connu est l'alizé continental ou *Harmattan* qui souffle en permanence de l'Ethiopie vers l'Atlantique ou vers le golfe de Guinée. Une fois sur la côte Atlantique, l'air saharien s'élève au-dessus de l'air maritime et continue vers l'ouest entre 1500 et 3500 mètres d'altitude : C'est le *Saharan Air Layer* qui s'étend entre les latitudes de 15°N à 25°N. Les poussières mettent alors de 5 à 6 jours pour atteindre les côtes américaines (Prospero, 1981). Sur la figure I.3, nous pouvons voir que ce déplacement varie suivant les saisons. Celui-ci dépend en fait de la situation météorologique qui règne sur l'Afrique. En hiver, la zone de convergence intertropicale (ZCIT) qui est une zone dépressionnaire aux environs de l'équateur, se positionne sur le golfe de Guinée et l'*Harmattan* souffle donc vers cette direction. Cela active alors les sources A2, A3 et B1 situées plus à l'intérieur du continent. L'été, la ZCIT remonte vers la latitude 20°N et l'anticyclone des Açores se positionne alors vers le sud ouest de l'Europe. Les zones sources qui sont alors activées sont celles proches du massif du Hoggar (cf figure I.4).

Lorsque ces poussières se déplacent vers l'Europe, ce qui est fréquent durant les mois d'été, les trajectoires sont beaucoup moins prononcées et plus sporadiques. Elles dépendent du passage de dépressions cycloniques sur l'Europe (Coudé-Gaussen, 1983; d'Almeida, 1985). Si le centre dépressionnaire se situe sur les côtes Européennes de l'Atlantique nord, les poussières peuvent atteindre l'Espagne ou même la France. S'il s'agit du *Sirocco*, elles se dirigeront vers la Tunisie et l'Italie. Le *Khamsin* (vent du Sahara oriental) les entraînera vers le Soudan, l'Egypte ou le Sinaï (Yaalon et Ganor, 1977).

Peu d'études ont été faites sur le transport à l'intérieur même du Sahara, principalement à cause des difficultés matérielles à réaliser de telles observations.

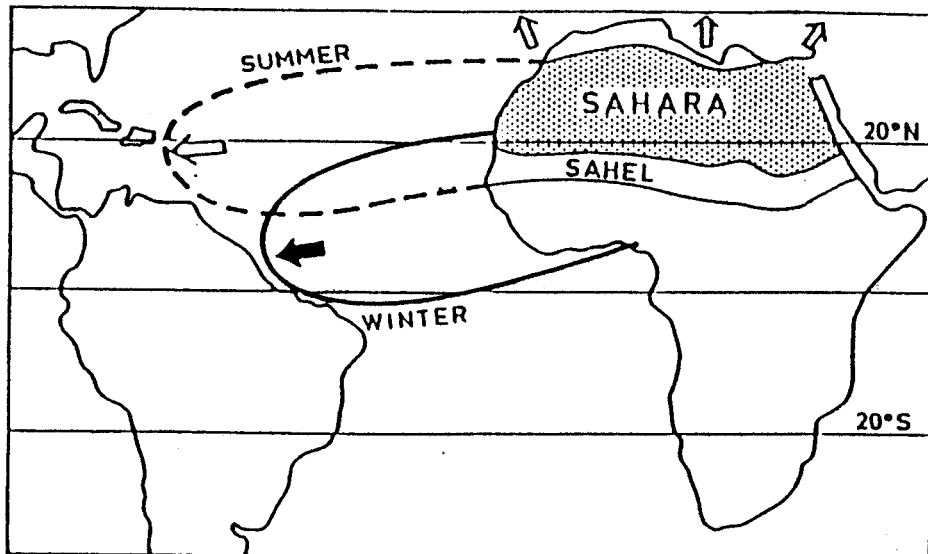


figure I.3 : Trajectoires moyennes des poussières sahariennes au-dessus de l'Atlantique.

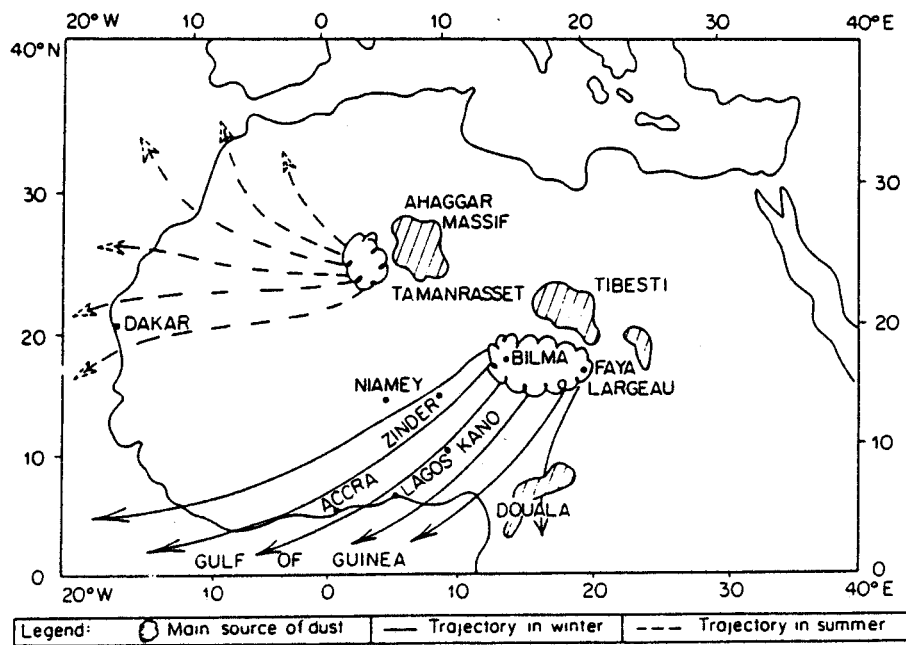


figure I.4 : Trajectoires des poussières sahariennes à l'intérieur du continent africain.

c - Les zones puits

Les particules tombent en général par gravité lorsque la vitesse de vent diminue. Pour Lundholm (1979), les aérosols sont sources d'enrichissement des sols par la formation de loess et des océans par l'apport d'éléments nutritifs. L'importance de la sédimentation sur les fonds océaniques a d'ailleurs été soulignée par Griffin et al. (1968). Selon d'Almeida (1985), 75% de la poussière émise vers l'ouest contribue à leur formation.

Si l'étude du dépôt sur la Méditerranée commence juste à être documentée (Bergametti et al. 1989a), le trajet transatlantique a été par contre très étudié. Nous pouvons citer par exemple les travaux de : Prospero et al. (1979) aux Antilles et aux îles du Cap Vert, Jaenicke et Schütz (1978) aux îles du Cap Vert, Delany et al. (1967), Prospero and Ness (1986) et Prospero (1990) aux Barbades, Coudé-Gaussen et al. (1987) ainsi que Bergametti et al. (1989b) aux îles Canaries et surtout une expérience des plus enrichissantes en ce qui concerne les caractéristiques physique et chimique sur le navire allemand *Meteor* qui navigua des caraïbes à 15°N aux côtes ouest-africaines (Schütz, 1977).

La modélisation du transport et des retombées des poussières lors du trajet transocéanique a été réalisée entre autres par Schütz et al. en 1981. Il démontre que si la plus grande partie des particules (de rayon $> 1\mu\text{m}$) tombe dans les 1000 premiers kilomètres, un peu moins de 20% font plus de 5000 km (figure I.5a). La figure I.5b, extraite de l'article de Schütz (1977), nous montre la décantation des aérosols en fonction de la distance parcourue par ceux-ci.

15°N - 24°N ~ 1000km
 in 10⁶ t/yr

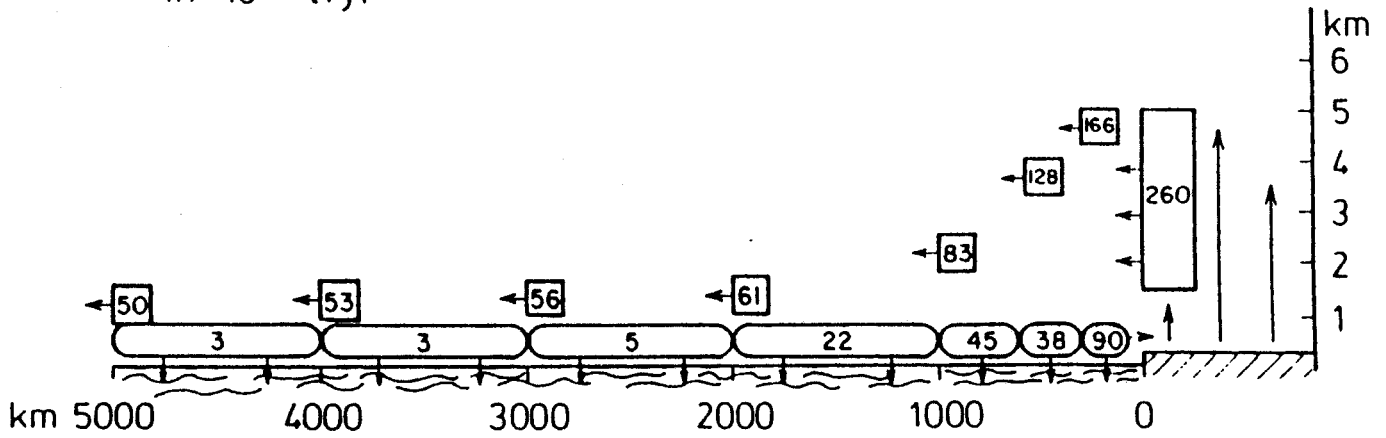


figure I.5a: Modélisation du transport et des retombées des poussières sahariennes lors de leur trajet transocéanique (d'après Schütz, 1981).

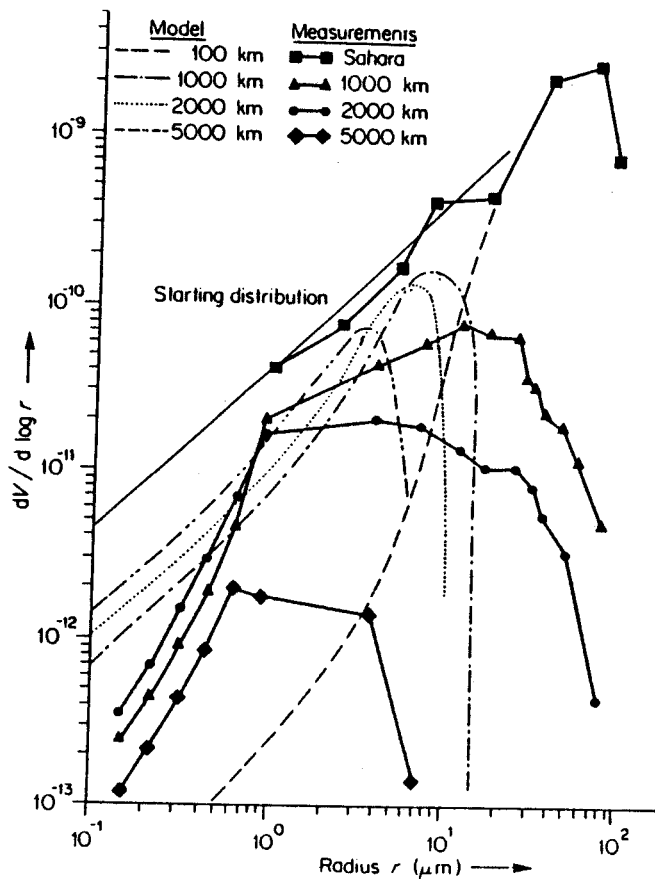


figure I.5b: Distribution volumique des poussières, au niveau de la mer, pour différentes distances par rapport à la zone source (Sahara) (d'après Schütz, 1979).

e - Granulométries et indice de réfraction

Un type d'aérosol est caractérisé, d'un point de vue physique, par sa répartition en dimension ou granulométrie et par son indice de réfraction, paramètres qui permettent d'atteindre ses propriétés optiques.

La détermination de l'indice de réfraction de l'aérosol désertique a fait l'objet de nombreuses études. Sur la figure I.6, tirée de l'article de Carlson et Benjamin (1980) et sur laquelle nous avons ajouté les valeurs obtenues par Fouquart et al. (1987) lors de la campagne ECLATS (Etude de la Couche limite Atmosphérique Tropicale Sèche), nous pouvons voir les variations spectrales de la partie imaginaire de cet indice et sa variabilité suivant les auteurs. La partie réelle est beaucoup moins sensible aux variations de la longueur d'onde. Pour les aérosols désertiques, elle est de l'ordre de 1.55 (Patterson et al.1977).

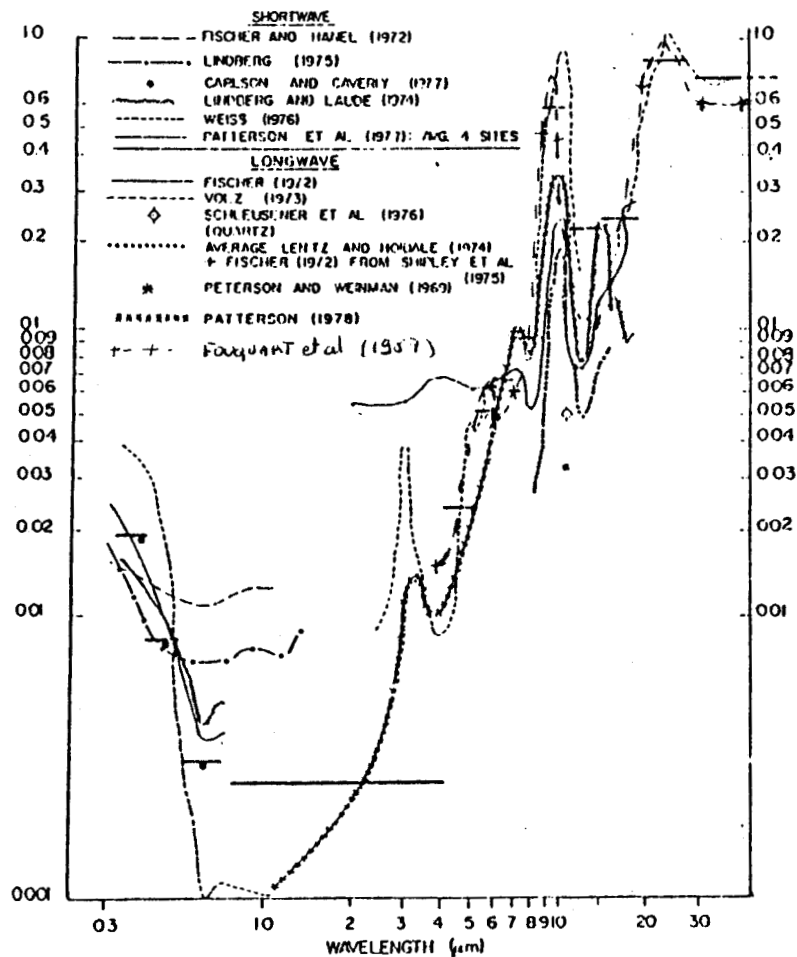


figure I.6 : Valeurs de l'indice complexe de réfraction en fonction de la longueur d'onde , déterminées à partir de divers échantillons d'aérosols saharien d'après Carlson et Benjamin (1980).

Lors de deux expériences menées à M'bour (16.9W, 14.32N) au Sénégal, par le Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille Flandres Artois, des mesures d'épaisseurs optiques ont été réalisées dans le visible afin, entre autres, d'obtenir par inversion la granulométrie (Tanré et al., 1988). La valeur de l'indice complexe a été fixée à $m = 1.55 - 0.005i$. Constatant alors que les granulométries observées étaient semblables aux granulométries tri-lognormales définies par Shettle (1984),

$$\frac{dN(r)}{d \log r} = \sum_{i=1}^3 \frac{N_i}{\sqrt{2 \pi} \log \sigma_i} \exp - \frac{(\log r - \log R_i)^2}{2 (\log \sigma_i)^2} \quad (I.1)$$

- avec $N(r)$ = nombre de particules de rayon $> r$
- N_i = nombre total de particules de mode i
- σ_i = écart type
- R_i = rayon modal

nous avons alors ajusté les coefficients (N_i, σ_i, R_i) de deux façons différentes pour obtenir d'un côté une granulométrie caractérisant les petites particules observées (le *Background Model*, noté B.G) et l'autre caractérisant plutôt les grosses particules (le *Desert Dust Storm*, noté D.S). Ces granulométries sont représentées ainsi que leur fonction de phase à 550 nm respectivement sur les figures I.7a et I.7b.

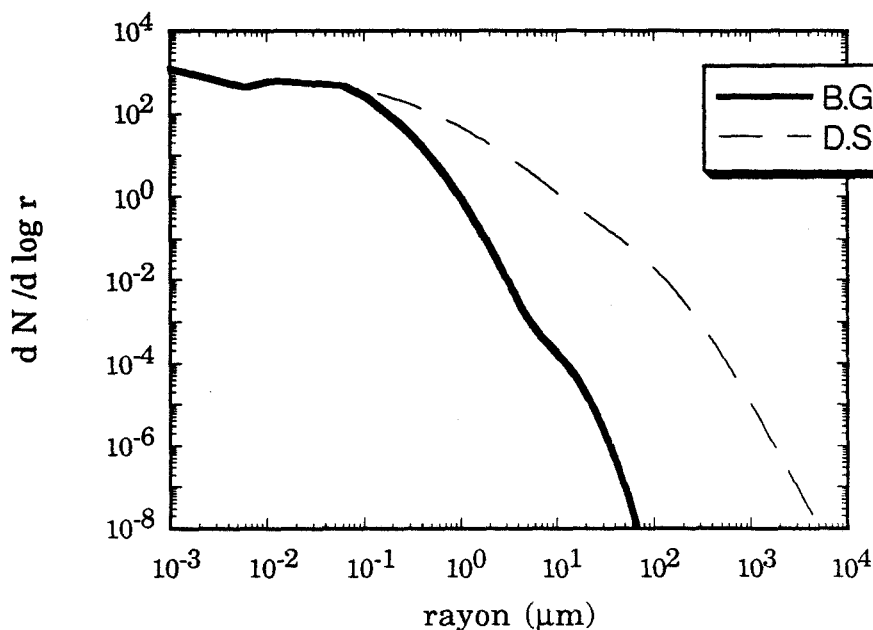


figure I.7 a : Modèles de granulométrie (E.P. SHETTLE, 1984)

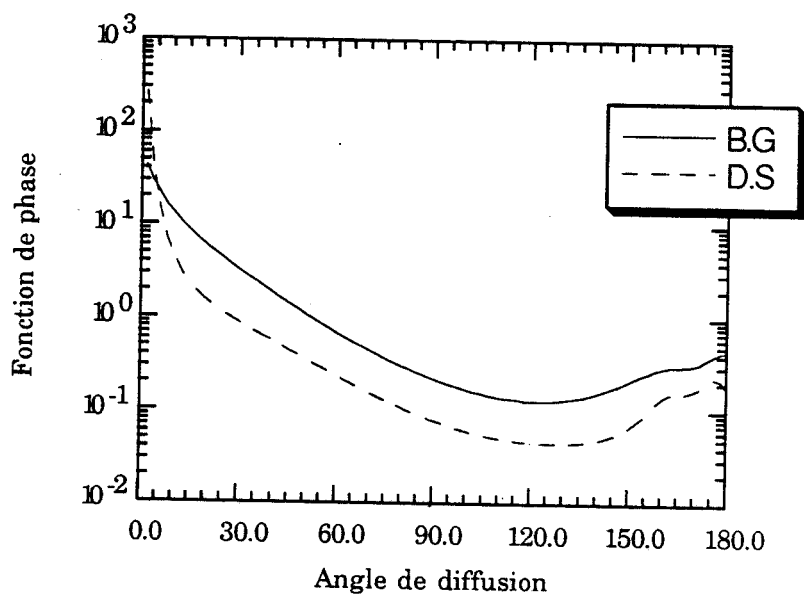


figure I.7 b : Fonction de phase des deux modèles précédents à 550nm

II - DEFINITION DES GRANDEURS UTILISEES

Précisons que dans cette partie, les grandeurs sont définies pour une longueur d'onde λ . Si le rayonnement n'est pas monochromatique, la grandeur étudiée est intégrée sur l'intervalle spectral. Afin d'alléger l'écriture, nous omettrons λ dans les expressions qui vont suivre.

1) Grandeurs énergétiques

a - Flux énergétique

C'est l'énergie totale émise par une source, transportée par un faisceau ou reçue par une surface sous forme de rayonnement monochromatique par unité de temps. Le flux ϕ s'exprime en Watt.

b - Eclairement énergétique

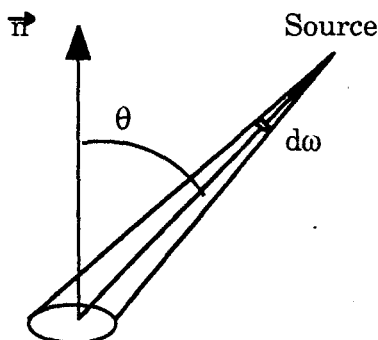
C'est le flux d'énergie F reçu par un élément de surface dS . Il s'exprime en W/m^2 .

$$F = \frac{d\phi}{dS} \quad (I.2)$$

Rappelons que l'éclairement solaire total intégré est d'environ $1367 W/m^2$ hors atmosphère et qu'il varie suivant la période de l'année en fonction de l'inverse du carré de la distance terre-soleil.

c - Luminance énergétique

Soit un pinceau d'angle solide $d\omega$ dont l'axe fait un angle θ avec la normale à un élément de surface dS



si dF est l'éclairement énergétique reçu sur dS , la luminance énergétique, exprimée en $W/m^2/sr$ est définie par

$$L = \frac{dF}{\cos \theta d\omega} \quad (I.3)$$

Cette luminance est typiquement le signal reçu par un capteur placé à bord d'un satellite.

d - Réfectance

La réflectance est le rapport du flux réfléchi ϕ_r au flux incident ϕ_i sur la surface (on emploie également le terme d'albédo).

$$\rho = \frac{\phi_r}{\phi_i} \quad (I.4)$$

Le signal satellitaire pourra également être exprimé en réflectance (cf partie III de ce chapitre). Si la lumière réfléchie dépend des directions d'incidence et de réflexion, il est commode d'introduire le facteur de réflectance bidirectionnelle tel que :

$$\rho(\theta_s, \theta_v) = \frac{\pi L}{\phi_i} \quad (I.5)$$

où θ_s est l'angle entre le faisceau incident et la normale à la surface et θ_v l'angle entre le faisceau réfléchi et la normale.

2) Paramètres optiques de l'atmosphère.

a - Coefficient d'extinction total

Soit un flux ϕ transporté dans un faisceau parallèle tombant sur un milieu d'épaisseur dx . S'il existe dans ce milieu des particules ou des molécules, une partie du flux est perdue, soit par diffusion qui caractérise un changement de

direction du rayonnement incident, soit par absorption. La perte de flux $d\phi$ est proportionnelle au flux incident ainsi qu'à l'épaisseur traversée. Nous avons :

$$d\phi = -\sigma_e(x) dx \quad (I.6)$$

Ce coefficient de proportionnalité σ_e est le coefficient d'extinction du milieu et est en général fonction de la longueur d'onde. Nous utiliserons également les termes de coefficient d'absorption propre σ_a et de coefficient de diffusion σ_s avec $\sigma_e = \sigma_a + \sigma_s$.

b - 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 :

$$\tau = \int_0^{\infty} \sigma_e(x) dx \quad (I.7)$$

Cette quantité est directement reliée à la quantité de poussières présentes dans l'atmosphère et à la diffusion moléculaire ou diffusion Rayleigh. La diffusion moléculaire est assez bien connue et l'épaisseur optique Rayleigh est facilement calculable (elle est proportionnelle à λ^{-4}).

c - Fonction de phase

Les propriétés de diffusion des molécules ou des particules sont décrites par la fonction de phase $p(\chi)$ qui donne, suivant l'angle de diffusion χ , le pourcentage de photons renvoyés par unité d'angle solide autour de cette direction. Dans le cas de la diffusion moléculaire, $p(\chi) = 3/4 (1 + \cos^2\chi)$, pour une diffusion isotrope $p(\chi) = 1$.

d - Facteur d'asymétrie

Le facteur d'asymétrie rend compte du fait que la lumière est plus ou moins diffusée vers l'avant :

$$g = \langle \cos \chi \rangle = \frac{1}{2} \int_0^\pi p(\chi) \cos \chi \sin \chi \, d\chi \quad (I.8)$$

$g = 0$ correspond à un diagramme de diffusion $p(\chi)$ symétrique autour de la normale à la direction d'incidence; il tend vers 1 si les photons sont peu déviés de leur direction d'incidence. Ainsi, plus la taille des particules est grande, plus la diffusion se fait vers l'avant (les valeurs de la fonction de phase pour des angles de diffusion petits sont donc élevées) et plus le facteur d'asymétrie est important.

e - albédo pour une diffusion

L'albédo pour une diffusion est un terme qui caractérise l'importance relative de l'absorption et de la diffusion, il varie de 0 pour des particules non diffusantes, à 1 pour des particules non absorbantes. Il est défini par :

$$\omega_0 = \frac{\sigma_s}{\sigma_e} \quad (I.9)$$

3) Les aérosols

Nous avons vu au cours de la première partie que les aérosols ont des origines multiples qui leur confèrent des propriétés optiques variables. Leur nature chimique intervient, d'un point de vue radiatif, par l'intermédiaire de l'indice complexe de réfraction (noté m). Pour les aérosols désertiques, les parties réelle et imaginaire de cet indice seront prises à partir des travaux de Patterson et al. (1977) et Carlson et Benjamin (1980).

Si la forme des aérosols est en général quelconque, ils sont couramment assimilés à des particules sphériques, ce qui permet à partir de la théorie de Mie de relier, une fois l'indice connu, les propriétés optiques des aérosols à leur distribution granulométriques $n(r)$. Ce nombre $n(r)$ représente le nombre de particules ayant un rayon compris entre r et $r+dr$. La théorie de Mie permet de connaître l'efficacité de l'extinction Q_{ext} en fonction de l'indice et du paramètre de Mie α ($\alpha = 2\pi r/\lambda$). Il est alors possible de calculer la section efficace d'extinction :

$$\sigma_s(\lambda) = \frac{\int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{\text{ext}}\left(\frac{2\pi r}{\lambda}, m\right) n(r) dr}{\int_0^{\infty} n(r) dr} \quad (\text{I.10})$$

et donc l'épaisseur optique à l'altitude z :

$$\tau_z^{\text{aer}}(\lambda) = \int_z^{\infty} \sigma_s^{\text{aer}}(z) N(z) dz \quad (\text{I.11})$$

où $N(z)$ est le nombre de particules à l'altitude z dont la section efficace est $\sigma_s(z)$.
 Nous supposons dans la suite que les aérosols sont de même type sur toute une colonne atmosphérique et que τ pourra s'écrire :

$$\tau_z^{\text{aer}}(\lambda) = \sigma_s^{\text{aer}} \int_z^{\infty} N(z) dz \quad (\text{I.12})$$

Nous pouvons déduire, à partir de la granulométrie et de l'indice de réfraction et en appliquant la théorie de Mie, tous les autres paramètres optiques des aérosols précédemment définis : fonction de phase, facteur d'asymétrie et albédo.

III - IMAGERIE SATELLITAIRE.

L'étude de l'aérosol à l'échelle du globe nécessite de recourir à l'imagerie satellitaire. En effet, bien qu'elles soient indispensables, les mesures sol sont trop éloignées non seulement dans l'espace, mais également dans le temps et les mesures avion ne complètent que partiellement celles-ci sans permettre une vue globale du phénomène. Seul un satellite géostationnaire comme Météosat permet d'avoir un bon recouvrement spatial et temporel et d'en déduire la présence ainsi que l'étendue de tels événements. Il permet d'avoir une couverture continue dans le temps d'une grande surface du globe. Son orbite étant centrée sur l'Afrique, le satellite Météosat est donc parfaitement approprié à l'étude des aérosols d'origine saharienne.

1) Géométrie du problème.

Un capteur placé à bord d'un satellite mesure une luminance $L^*(\theta_s, \theta_v, \varphi)$ qui représente la fraction de l'éclairement solaire réfléchi par le système terre-atmosphère.

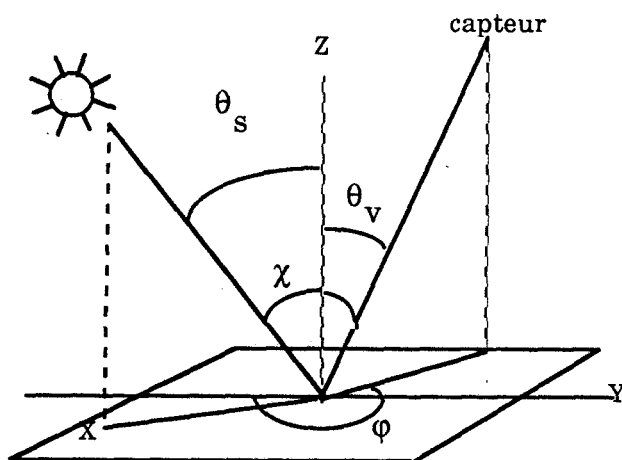


figure I.8 : Géométrie du problème

Avec :

θ_s : angle zénithal solaire

θ_v : angle zénithal d'observation

φ : angle azimutal entre les plans d'observation et d'incidence solaire

χ : angle de diffusion

Cette luminance correspond, soit aux photons rétrodiffusés par l'atmosphère, soit aux photons réfléchis par la surface, comme nous le verrons dans la partie 3.

2) Données satellitaires

Météosat est un satellite à orbite géostationnaire lancé par l'ESA (European Space Agency), centré sur le méridien de Greenwich. Il donne des mesures de jour comme de nuit. Nous utiliserons, dans nos calculs, l'approximation d'une atmosphère plan-parallèle. Les formules analytiques que nous avons développées ont une bonne précision jusqu'à des angles de visée θ_v de 60° , ce qui nous oblige à limiter cette étude à une zone comprise entre les latitudes $\pm 60^\circ$ et les longitudes $\pm 60^\circ$. Les images sont acquises dans trois bandes spectrales :

VISIBLE	(VIS)	de $0.4 \mu\text{m}$	à $1.1 \mu\text{m}$
INFRA ROUGE	(IR)	de $10.5 \mu\text{m}$	à $12.5 \mu\text{m}$
VAPEUR D'EAU	(WV)	de $5.7 \mu\text{m}$	à $7.1 \mu\text{m}$

Signalons que, voulant couvrir la plus longue période de temps possible, nous avons utilisé les capteurs embarqués successivement sur Météosat-2 et 3. Les données utilisées sont étalonnées par rapport au capteur de Météosat-2.

La figure I.9 donne la bande spectrale du canal visible de Météosat-2. Nous pouvons déjà remarquer que cette large bande, centrée sur 750 nm , recouvre les bandes d'absorption de l'ozone ($0.6 \mu\text{m}$) de l'oxygène ($0.8 \mu\text{m}$) et celles de la vapeur d'eau.

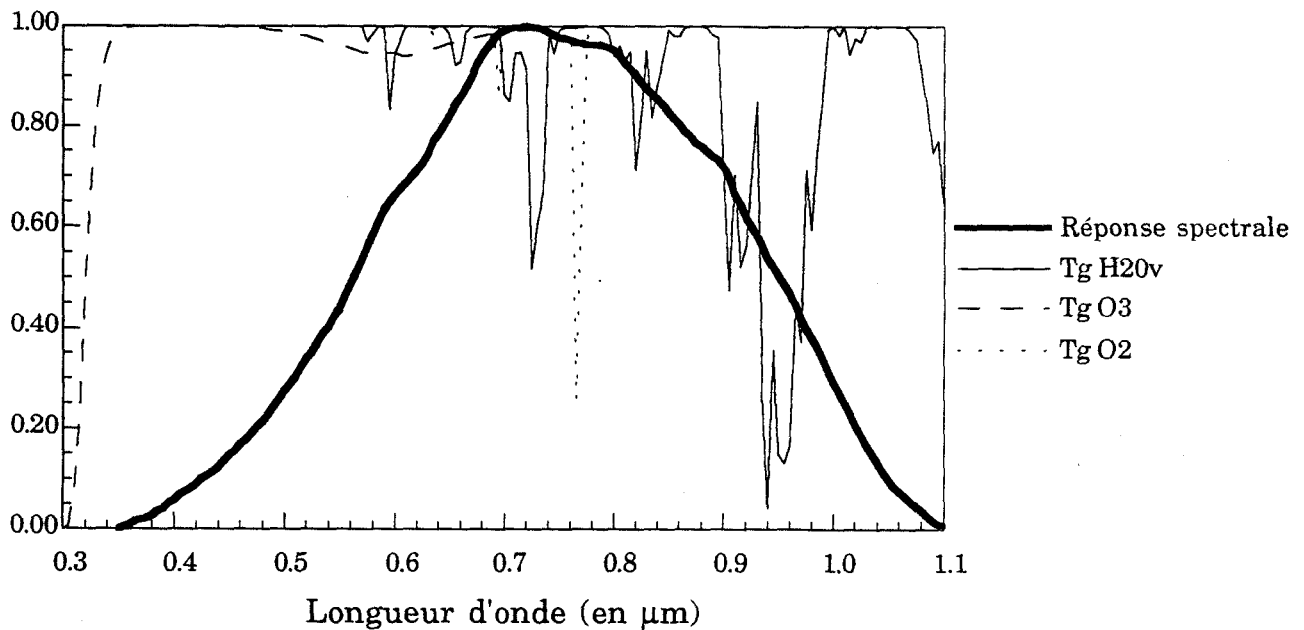


figure I.9 : Réponse spectrale de Météosat-2 (bande Visible) - Transmission gazeuse moyenne (vapeur d'eau, ozone, oxygène) pour une masse d'air de 1.
Modèle d'atmosphère TROPICAL

Les données Météosat sont disponibles sous plusieurs formats. Nous utiliserons principalement les données au format B2 et pour l'étude sur les continents, les données pleine résolution afin d'avoir une connaissance plus détaillée de l'état de la surface.

• **Format 'Pleine Résolution'.**

Les radiomètres MSR (Meteosat MultiSpectral Radiometer) de Météosat enregistrent des scènes toutes les demi-heures, soit 48 images (ou slots) par jour. Les images de 5000 lignes et 2500 colonnes dans la bande visible, nous donnent une résolution de 2.5 km* 5 km au point sub-satellite. Dans l'IR ou dans la bande d'absorption de la vapeur d'eau (W.V), la résolution est de 5 km* 5 km pour le point sub-satellite, soit une image de 2500 lignes de 2500 pixels.

Dans l'IR et la WV, les images sont codées directement sur 8 bits. Par contre, les données visibles sont codées sur 6 bits, puis étendues à 8 bits (que nous noterons par la suite CN_8) en multipliant par 4 le nombre codé sur 6 bits et en ajoutant de façon aléatoire un nombre compris entre 0 et 3.

• **Format 'B2'**

Nous avons fait notre étude sur les images fournies par l'ESOC (European Space Operations Center) au format dit B2. Ce format a été créé pour l'ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) dans le but de réduire le volume d'archives. Une bande magnétique de données B2 est de 120 Mo et contient un mois complet de données, rectifiées géométriquement dans les trois canaux. La résolution spatiale a été réduite à 30km au point sub-satellite pour chaque image de la façon suivante : les pixels du canal visible sont tout d'abord moyennés afin de coïncider avec ceux des deux autres canaux. Chacune des secondes lignes et chacune des secondes colonnes sont sélectionnées pour créer le format B1. Le format B2 s'obtient alors à partir du format B1 en ne prenant qu'une ligne et qu'une colonne sur trois. Une image est alors composée de 416 lignes de 416 pixels. Ce format fournit toutes ces données en 8 bits correspondant à 256 niveaux. La résolution temporelle a également été réduite à 3 heures.

• **Etalonnage des radiomètres (Visible)**

Le capteur placé sur le satellite mesure une luminance $L^*(\theta_s, \theta_v, \varphi)$. La luminance d'une cible est obtenue à partir du compte numérique du pixel correspondant (C.N. codé sur 8 bits) par la relation suivante :

$$L^*(\theta_s, \theta_v, \varphi) = A \cdot (CN-2) \quad (I.13)$$

où A est le coefficient d'étalonnage (Météosat-2) égal à $0.575 \text{ Wm}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{CN}_8^{-1}$ à plus ou moins 10% d'après Kœpke (1982). Ce signal satellitaire peut également être exprimé en réflectance équivalente par la relation :

$$\rho(\theta_s, \theta_v, \varphi) = \frac{\pi \times L^*(\theta_s, \theta_v, \varphi)}{E_0 \cos \theta_s} \quad (I.14)$$

E_0 étant l'éclairement solaire en dehors de l'atmosphère (dans la bande visible de Météosat $E_0 = 504 \text{ Wm}^{-2}$). Nous pouvons donc noter que la réflectance d'un pixel pour une incidence normale et dont le compte numérique vaut 255 est de 0.91.

3) Décomposition du signal satellitaire

Nous nous intéressons dans la suite de ce travail à deux types d'observation : les observations océaniques (chapitre II et III) et les observations sur le continent (chapitre IV). Nous allons donc rappeler brièvement le formalisme pour ces deux cas et démontrer qu'ils sont identiques dans le cas d'un satellite comme Météosat.

a - Océan

Dans le cas d'un réflecteur homogène et lambertien, cas des observations océaniques hors des conditions de réflexion spéculaire, la réflectance mesurée par le satellite peut se décomposer en la somme des termes suivants :

1. la réflectance atmosphérique intrinsèque $\rho^{\text{atm}}(\theta_s, \theta_v, \varphi)$. Ce terme traduit la diffusion du rayonnement par les molécules gazeuses (Rayleigh) et les particules solides en suspension (aérosols) dans l'atmosphère sans atteindre la surface,
2. la réflectance de la cible atténuée (de manière directe et diffuse) lors des deux traversées de l'atmosphère (aller et retour),
3. enfin, un terme dû à l'absorption gazeuse principalement de l' $\text{H}_2\text{O}_{\text{vap}}$, la bande d'absorption de l'ozone étant très faible, sera paramétré comme un facteur de transmission multiplicatif du signal et découplé des processus de diffusion: t_g .

Dans ces conditions, le formalisme devient assez simple et la réflectance apparente mesurée par le satellite peut s'écrire (Tanré et al. 1990) :

$$\rho^*(\theta_s, \theta_v, \varphi) = t_g \left[\rho^{\text{atm}}(\theta_s, \theta_v, \varphi) + \frac{T(\mu_s) \rho_\omega T(\mu_v)}{1 - \rho_\omega s} \right] \quad (\text{I.15})$$

Avec :

ρ_ω : albédo de la mer

s : albédo sphérique de l'atmosphère (terme qui exprime le poids des réflexions multiples surface-atmosphère)

$T(\mu)$: facteur de transmission totale (direct et diffus) de l'atmosphère éclairée par un faisceau parallèle d'inclinaison $\theta = 1/\mu$

Pour calculer le signal reçu par le satellite, il suffit de déterminer les fonctions suivantes :

- La réflectance atmosphérique $\rho^{\text{atm}}(\theta_s, \theta_v, \varphi)$, qui peut être exprimée sous la forme suivante (approximation de la diffusion primaire)

$$\rho^{\text{atm}}(\theta_s, \theta_v, \varphi) = \frac{\tau p(\theta_s, \theta_v, \varphi)}{4\mu_s\mu_v} \quad (\text{I.16})$$

- Le facteur de transmission total $T(\mu)$: il est assez bien approché par l'expression analytique

$$T(\mu) = \frac{1}{1 + \frac{\omega_0 b \tau}{\mu}} \quad (\text{I.17})$$

où b est le facteur de rétrodiffusion qui ne dépend que de la fonction de phase moyenne de l'atmosphère :

$$b = \frac{1 - \langle \cos \chi \rangle}{2} \quad (\text{I.18})$$

(avec $b = 1/2$ dans le cas d'une atmosphère claire)

- L'albédo sphérique de l'atmosphère, qui peut être exprimé sous la forme

$$s = \frac{2\omega_0 b \tau}{1 + 2\omega_0 b \tau} \quad (\text{I.19})$$

Enfin, il nous faut connaître le contenu en $\text{H}_2\text{O}_{\text{vap}}$ pour calculer la transmission gazeuse. Ce coefficient de transmission gazeuse est calculé pour chacun des gaz (O_2 , O_3 , H_2O_v) et sur des sous-intervalles spectraux relativement étroits (20 cm^{-1}), en appliquant les modèles de Malkmus et de Goody. Le calcul précis de ces transmissions est détaillé dans le manuel de 5S (Tanré et al., 1990).

b - Continents :

Plaçons nous maintenant dans le cas d'un sol non homogène mais lambertien. Supposons que notre cible, infiniment petite et de réflectance ρ , soit placée dans un environnement uniforme et également lambertien, de réflectance ρ_e . Le signal atmosphérique peut se mettre sous la forme :

$$\rho^*(\theta_s, \theta_v, \varphi) = t_g \left[\rho^{atm}(\theta_s, \theta_v, \varphi) + \rho \frac{T(\theta_s) e^{-\tau/\mu_v}}{1 - \rho_e s} + \rho_e \frac{T(\theta_s) t_d(\theta_v)}{1 - \rho_e s} \right] \quad (I.20)$$

si :

- $t_d(\theta_s)$ est le facteur de transmission diffus de l'atmosphère, éclairée par un faisceau parallèle d'inclinaison θ_s ,
- $e^{-\tau/\mu_v}$ est le facteur de transmission directe.

Si la cible n'est pas infiniment petite, l'équation précédente restera correcte à condition de définir une fonction d'environnement $F(r)$, qui représente le poids relatif d'un point en fonction de sa distance r au centre de la cible (Tanré et al.; 1979). $F(r)$ est une fonction croissante de r , avec $F(0) = 0$ et $F(\infty) = 1$. L'équation peut alors s'écrire :

$$\rho^*(\theta_s, \theta_v, \varphi) = t_g \left[\rho^{atm}(\theta_s, \theta_v, \varphi) + \rho \frac{T(\theta_s)}{1 - \rho_e s} (e^{-\tau/\mu_v} + F(r) t_d(\theta_v)) + \rho_e \frac{T(\theta_s)}{1 - \rho_e s} (1 - F(r)) t_d(\theta_v) \right] \quad (I.21)$$

Si l'on utilise un satellite avec une résolution de l'ordre de plusieurs kilomètres comme Météosat, $F(r)$ est égal à 1 et le formalisme devient alors identique à celui obtenu au dessus de l'océan :

$$\rho^*(\theta_s, \theta_v, \varphi) = t_g \left[\rho^{atm}(\theta_s, \theta_v, \varphi) + \rho \frac{T(\theta_s) T(\theta_v)}{1 - \rho s} \right] \quad (I.22)$$

Chapitre II

**Climatologie des aérosols sahariens
au-dessus de l'océan Atlantique.**

INTRODUCTION

Nous nous proposons dans ce chapitre de déterminer la quantité d'aérosols présente dans l'atmosphère au-dessus de l'océan Atlantique. Au-dessus de l'océan, la réflectance de la surface étant pratiquement noire dans le visible, le signal reçu par le satellite est directement proportionnel à la quantité d'aérosols et il est donc facile d'en déduire l'épaisseur optique en aérosols.

Si l'approche théorique semble aisée, la mise en place de façon opérationnelle l'est beaucoup moins. Il faut définir une scène de référence correspondant à la diffusion moléculaire et à la réflectance moyenne de la surface et à partir de laquelle le contenu en aérosols pourra être estimé, éliminer ensuite les pixels nuageux qui peuvent avoir sur la luminance visible le même impact qu'un important nuage de poussières et enfin valider l'estimation de l'épaisseur optique à l'aide de mesures-sol réalisées à Dakar au Sénégal, pendant les mois d'avril et de mai 1986 et 1987.

Les données satellitaires sont celles de Météosat au format B2. Nous démontrons au cours de ce chapitre que l'image de référence calculée théoriquement est tout à fait cohérente avec des images minimales que nous avons artificiellement créées sur un mois en sélectionnant pour chaque pixel la valeur minimale observée au cours du mois. Nous vérifierons le test d'élimination des nuages sur quelques exemples. Nous avons finalement élaboré un algorithme permettant de retrouver l'épaisseur optique à partir de Météosat et nous comparerons les résultats obtenus avec les mesures sol. L'importance, la fréquence et les trajectoires de tels événements ont pu ainsi être estimées sur les six années de 1983 à 1988. Ceci fait l'objet de la première partie. Dans la deuxième partie, nous examinerons les limites de la méthode et la dernière partie sera consacrée à la mise en place d'une climatologie de ces événements.

I- PRINCIPE DE LA METHODE - PREMIERS RESULTATS

Le principe de la méthode et les premiers résultats sont détaillés dans l'article suivant accepté pour publication dans le *Journal of Climate*.

SATELLITE CLIMATOLOGY OF SAHARAN DUST
OUTBREAKS: METHOD AND PRELIMINARY
RESULTS

JANKOWIAK I., TANRÉ D.

Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Bat. P5

Université des Sciences et Techniques de Lille

59655 Villeneuve d'Ascq Cedex

France

ABSTRACT

An operational algorithm for detecting dust outbreaks over ocean at global scales is presented. It is shown to be efficient for identifying dusty areas over the Eastern Atlantic Ocean using the European meteorological satellite, Meteosat. The retrieved values of the dust optical thickness, which is related to the importance of the event, are shown to be in good agreement with simultaneous ground measurements. First results concerning the frequencies and the trajectories of the dust outbreaks which occurred over five years (from 1984 to 1988) are also provided.

1. Introduction

Simulations using General Circulation Models (GCM) have demonstrated that the wind-blown Saharan dust was a significant climatic parameter (Coakley and Cess, 1985; Joseph, 1984; Tanré et al., 1984). Dust-outbreaks, as defined by Carlson (1979), are also an important biogeochemical phenomena; the generation of dust, its transport and its deposition are significant processes for ecological studies (Morales, 1979). As a result, it is important to monitor the frequency, the magnitude and the trajectory of dust-outbreaks at a global scale. The use of meteorological satellite imagery is a convenient way for performing such a study.

Over oceans, the dust plumes can be identified with the help of visible satellite imagery since the ocean surface is dark and the presence of dust increases the upward radiance by scattering processes within the aerosol layer. This has already been performed by many authors from various types of satellite (Carlson, 1979; Carlson and Wendling, 1977; Deuze et al., 1988; Fraser, 1976; Griggs, 1979; Haggerty et al., 1990; Norton et al., 1980). Most of these studies provide only sparse information, with the exception of the NOAA/NESDIS Experimental Aerosol Product which consists of a weekly composite contour map of aerosol optical thickness from NOAA-9 data (Rao et al., 1988). Since a weekly composite is not consistent with the features of dust outbreaks which are sporadic and with possible short residence times, the using of METEOSAT data seems to us more relevant. This meteorological satellite is located over the Gulf of Guinea and systematically monitors the whole area of interest: it is therefore very suitable for our purpose.

The problems of satellite monitoring of dust outbreaks over ocean arise when a real operational scheme at a global scale is required. How can we exclude fully or partially cloud-filled pixels which may have the same brightness as very dusty pixels? How can we retrieve the dust amount from the satellite radiances? What is the resulting accuracy? How can we survey frequencies and trajectories of dust plumes? Those are some of the questions which are addressed in this paper. The satellite data and the ground measurements used for validation purposes are briefly presented in section 2. The method and the resulting algorithm are given in section 3.

In section 4, the results are validated with ground-based measurements performed in April 1987 near Dakar, Sénégal. Finally, first attempts of a climatology are provided in section 5 for five years, from 1984 to 1988.

2. Data

The satellite data used in this study are the METEOSAT ISCCP/B2 format data (Schiffer and Rossow, 1983) whose characteristics are summarized. The impact of a variable water vapor content on the satellite signal in the visible band is dealt with. The ground measurements were fully described in a previous paper (Tanré et al., 1988) and only the data which are relevant to the present study are given.

2-1 Satellite data

METEOSAT data are available in the B2 format of ISCCP products since mid-1983. The study starts in January 1984 to have a complete annual cycle. We use the visible channel with a broad spectral response between (0.4-1.1 μ m). The spatial resolution is 30*30km² with an 8-bit coding. Actually, the data are expanded from 6 to 8 bits by adding two low order randomized bits which means the full accuracy is only on the primary 6-bit coding. Hereafter, the digital number with the 8-bit coding is noted DN₈. One image every 3 hours, starting at 2330 UTC, is archived in the ISCCP B2 format. Since the afternoon data are excluded because of possible sun-glint conditions and since the early morning data (830 UTC) can be questionable because of the very low solar elevations, only the data acquired at 1130 UTC are selected. The considered area is an image along the African coast, bordered by the 60°W meridian and within a latitude belt between 5°N and 30°N. It represents an area of about 1600*2200km² over the Eastern part of the Atlantic Ocean.

The Meteosat signal can be expressed in terms of equivalent reflectance ρ^* defined by:

$$\rho^* = \frac{\pi L}{\mu_s E_s} \quad (1)$$

where E_s is the solar flux in the spectral band at the top of the atmosphere and $\mu_s = \cos(\theta_s)$, where θ_s is the solar zenith angle. The radiance L is obtained from the digital-number DN_8 by,

$$L = A * (DN_8 - 2) \quad (2)$$

where A is the calibration coefficient equal to $0.575 \text{ W.m}^2.\text{sr}^{-1}.\text{DN}_8^{-1} \pm 10 \%$ according to Koepke (1982). The sensor calibration is an important aspect of all long-term satellite data studies since the data have to be comparable over the life time of the instrument. Moreover, the switch from Meteosat 2 to Meteosat 3 which occurred in August 1988 requires a comparability between both instruments. A study over two desert targets in Tunisia pointed out the very good time stability of Meteosat 2 and provided the coefficient to be applied for transferring the Meteosat 2 calibration coefficient to Meteosat 3 (Le Borgne, personal communication). Reflectances of desert sites have been shown to be constant and have already been used for monitoring the NOAA AVHRR calibration (Holben et al., 1990).

As the visible METEOSAT band is a broad band extending from 0.4 to $1.1 \mu\text{m}$, water vapor absorption affects the satellite signal. The resulting H_2O transmission functions are computed using the 5S code (Tanré et al., 1990) and are reported in Fig.1. The x-axis represents the actual water vapor content $U_{\text{H}_2\text{O}}$, the y-axis the transmission function. The geometrical conditions correspond to a solar zenith angle θ_s of 50° and viewing zenith angle θ_v of 45° , which means an air mass m^* of 3. These conditions are selected because they correspond to the extreme values involved in this study - the upper left corner of the area, 25°N and 30°W , in winter time. The transmission function decreases from 1.0 to 0.88 when the $U_{\text{H}_2\text{O}}$ increases from 0 to 6.0 g.cm^{-2} . A water vapor content of 6.0 g.cm^{-2} can be considered as an extreme value. For instance, in May 1986 and April 1987, we measured a monthly mean value of 2.3 g.cm^{-2} with a standard deviation of 1.0 g.cm^{-2} . So, assuming a constant mean value of 2.5 g.cm^{-2} , whatever actual conditions, results in an extreme error of $\pm 7\%$ in the

estimation of the transmission function. If the water vapor content is assumed to vary between 1.0 and 4.5 g.cm⁻², the error is $\pm 3.0\%$. Even the larger error in transmission will not result in large errors in the retrieved aerosol optical thickness.

2-2. Auxiliary data

To characterize radiatively the atmosphere at the same time as satellite data acquisitions, an experiment was conducted near Dakar (Sénégal) in 1986 and 1987. That geographical site is used as a validation point in our imagery results since it is located on the West African coast. The aerosol optical thickness τ_a was measured over the spectral range 0.4 to 2.2 μm . From the spectral dependence of τ_a and from aureole measurements at $\lambda=0.85 \mu\text{m}$, the aerosol size distributions were retrieved (Tanré et al., 1988). Even if larger particles were present for the very dusty conditions, the aerosol conditions can be described for the whole campaign by the background model of Shettle (1984), which is very similar to the aerosol model of D'Almeida (1987). The resulting error on the retrieved optical thickness is discussed in the validation section. The optical parameters, single scattering albedo ω_0 , phase function $p(\Theta)$ and asymmetry factor g , were computed from the retrieved size distribution and the assumed refractive index (Patterson et al., 1977) using the Mie theory.

In Fig.2 are reported the aerosol optical thicknesses measured at the ground in April and early May 1987, at $\lambda=0.450\mu\text{m}$. The results correspond to the daily average and the error bars represent the standard deviation of the diurnal evolution. Since the air masses came both from the ocean and from the land, they carried more or less dust according to their origin and the aerosol optical thickness varied between 0.55 and 2.5. Large daily variations in the aerosol content were also observed, see e.g. days 107 or 123. Only ground measurements which were close to the satellite acquisition time, are therefore selected.

3. Method and Algorithm

We express the results in optical thickness units since the aerosol loading can be related to the optical thickness as shown by Carlson and Caverly (1977) and Fraser (1976). The satellite signal under cloud-free conditions is associated to the aerosol component by matching it with a reference dustfree scene. First, we detail two methods for deriving the reference scene. Then, we emphasize the scheme for discriminating the cloud-filled pixels. Lastly, we give the radiative scheme for the aerosol optical thickness retrieval and point out its accuracy.

3-1. Clear-atmosphere reflectance.

First, it may be assumed that, for a given time period, each Meteosat pixel is clear at least once. A composite image can be built from those minimum Meteosat digital-numbers. A time period of one month seems to be a good compromise for expecting clear conditions and keeping the images comparable in regard to the geometrical conditions. By comparing the histograms of resulting images in May 1986 and May 1987, Fig. 3 shows that this assumption may be questionable. On this figure, the pixels are classified with a step of 4 DN₈ because of the primary accuracy. The total number of clearest pixels, class [8,12[in 1986 decreases by 1200 in 1987 and increases classes [12-16[and [16-20[. As the geographical location of these pixels are off Dakar where dust outbreaks are frequent at this period of the year, that suggests that the method could be not the most appropriate technique to build up the reference image.

Since the clear conditions must correspond to a pure molecular atmosphere with a mean ocean reflectance, the reference image can also be computed. Let the atmosphere be horizontally uniform and the ocean be Lambertian since we do not consider images with sun glint conditions. The apparent reflectance $\rho^*(\theta_s, \theta_v, \varphi)$ at the satellite level may be expressed (Tanré et al., 1990),

$$\rho^*(\theta_s, \theta_v, \Phi_v) = \rho_a(\theta_s, \theta_v, \Phi_v) + t_g * \rho_w \frac{T(\mu_s) * T(\mu_v)}{1 - \rho_w * s} \quad (3)$$

where θ_v is the observation zenith angle ($\mu_v = \cos(\theta_v)$) and Φ_v the relative azimuth angle between the incident and observation vertical planes. $\rho_a(\theta_s, \theta_v, \Phi_v)$ is the atmospheric reflectance, t_g the gaseous transmission, ρ_w the ocean reflectance, $T(\mu)$ the total (i.e., direct plus diffuse) scattering transmittance and s the spherical albedo. As most of the molecular scattering layer is located above the water vapor layer (Justice et al., 1991), the water vapor transmission does not affect the atmospheric reflectance.

A monthly mean image is computed from Eq.3 assuming an open-ocean reflectance and a tropical atmosphere model with a water vapor content of 2.5 g.cm^{-2} . The solar geometrical conditions correspond to the fifteenth of the month, the resulting image is called 'synthetic' hereafter. The reflectance at the satellite level is converted to Meteosat digital grey levels. We compare the May results with the minimum image method in 1986, which is the clearest year, in fig.4. The synthetic results compare very well with the histogram, only 400 pixels over a total of 8500 are 'miss-classified' and are found somewhat clearer than with the minimum method. The difference map between both reference dustfree scenes is reported in fig.5 and some pixels differ from 3 to 5 DN₈ (except obviously for the Canaries and Cap-Verde islands). Let us recall, near the coast, high oceanic turbidities may occur and a change of 1%, in the ocean reflectance results in a difference of 2.5 DN₈. The differences may be also explained by residual dust remaining over the area, even for one month; the measured optical thickness near Dakar was never less than 0.4 for 10 days of measurements in May 1986. As the synthetic reference scene gives good results compared with actual satellite imagery and is not subject to local perturbations, it is preferably used hereafter.

3-2. Cloud-filled pixels.

Since fully or partially cloud-filled pixels and important dust plumes may have the same brightness on satellite imagery, the algorithm has to

identify which pixels are covered by clouds in order to correctly estimate the dust amount afterwards. Since ocean surface and dust plumes do not present particular features, method based on the spatial coherence notion developed by Coakley and Bretherton (1982) can be easily applied once the standard deviation threshold value is settled.

First, we select images with two distinct sub-areas which are clearly classified as cloudy or dusty by visual examination of the images. Fig6-a is one example and corresponds to March 2, 1985. The local standard deviation is computed within a 3 by 3 pixels square and plots against the mean reflectance. The results form a classical arch-like structure with 3 feet (Fig. 6-b). The feet of the arch represent clear pixels (low digital numbers), fully dust-filled pixels (large digital numbers, around 40) or fully cloud-filled (very large digital numbers, around 100) pixels. The central part of the arch represents partially cloudy or dusty pixels. For rejecting cloudy pixels, threshold values of 4 for the standard deviation, of 120 for thermal infrared digital numbers which means a radiance temperature of 5°C, and of 80 for the visible digital number which means a reflectance of 35% in the present conditions, are well adapted. The resulting classification of the pixels is then used to check a simpler algorithm based on the standard deviation threshold only, which should be sufficient regarding the uniformity of dust plumes relative to the heterogeneity of a cloud structure. As both schemes give the same classification within an uncertainty of around ten of pixels, the simplest algorithm is selected hereinafter.

The value of 4 can be too restrictive and let us miss partially dust-filled pixels. To check how it can affect the results, we plot two areas in fig.6-c, the area for which the standard deviation is below 4 and the area which is clearly cloudy with a standard deviation more than 10. Obviously, the unclassified pixels are located on the borders and represent pixels which are more or less filled out by clouds or dust. The resulting blank area (with the exception of land surfaces in Fig.6-c) represents 20% of the total image. Assuming that the dusty or cloud-filled pixels are distributed randomly, the error in the estimation of the dust extent is around 10%. In very unsuitable conditions with many small clouds randomly scattered within the image, the error can be larger but, as this situation does not occur with the presence of dust, the resulting error in the dusty pixels

estimation should be very small. Figs.7-a and 7-b are another illustration of the capability of the scheme with an image acquired on April 15 1987 with both cloud and dust (fig. 7.a) and after cloud screening (Fig.7.b). Let us mention that rejected pixels are arbitrary set to corresponding clear atmosphere values.

3-3. Aerosol optical thickness retrieval scheme.

After subtracting the reference scene and after the cloud screening, the remaining pixels have to be interpreted in terms of aerosol optical thickness. Once the DN_g is converted in reflectance $\rho^{aer}(\theta_s, \theta_v, \Phi_v)$, the aerosol optical thickness τ^a is retrieved by

$$\tau^a = \frac{4\mu_s\mu_v}{\omega_o^{aer}p^{aer}(\chi)} \rho^{aer}(\theta_s, \theta_v, \Phi_v) \quad (4)$$

where χ , ω_o^{aer} and $p^{aer}(\chi)$ are respectively the scattering angle, the single scattering albedo and the phase function of the aerosol model. This expression is derived from the single scattering expression. The aerosol optical thickness is then given at $\lambda=0.55\mu m$ using the spectral dependance of the desert background model (Shettle, 1984, D'Almeida, 1987).

The accuracy of Eq. 4 is checked with help of a code based on the successive orders of scattering method. Computations of $\rho^{aer}(\theta_s, \theta_v, \Phi_v)$ are made for an optical thickness between 0.1 and 2.0, and for three geometrical conditions: $\theta_s=50^\circ$, $\theta_v=45^\circ$, $\Phi_v=15^\circ$ corresponds to the upper left corner of the area in winter time, $\theta_s=25^\circ$, $\theta_v=15^\circ$, $\Phi_v=20^\circ$ to the lower right corner in summer time and $\theta_s=35^\circ$, $\theta_v=30^\circ$, $\Phi_v=20^\circ$ to the center of the area at the equinox. The retrieved aerosol optical thickness using Eq.4 is compared to the true one in fig.8-a. Whatever the geometrical conditions may be, the aerosol optical thicknesses is retrieved with a good accuracy, up to 1.0. For very intense dust outbreaks, optical thickness of about 2.0, Eq.4 can lead to a 30% underestimate. For such high optical thicknesses, the analytical expression (Eq.4) has to be corrected for considering the multiple scattering and we used the approach developed by Sobolev (1963). The equation is reported in Eq.5 in the simple case of non-absorbing aerosols,

$$\rho(\theta_s, \theta_v, \Phi_v) = 1 - \frac{R(\tau^a, \mu_s) R(\tau^a, \mu_v)}{\frac{4}{3} + \frac{\beta_1 \tau^a}{3}} + \frac{1}{4} [(3 + \beta_1) \mu_s \mu_v - 2(\mu_s + \mu_v) + p^{acr}(\chi)] \frac{1 - e^{-\tau^a (1/\mu_s + 1/\mu_v)}}{\mu_s + \mu_v}$$

with

$$R(\tau, \mu) = \left(\frac{2}{3} + \mu\right) + \left(\frac{2}{3} - \mu\right) e^{-\tau/\mu}$$

where β_1 is related to the asymmetry factor g by $\beta_1 = g/3$. The formalism can also consider absorbing aerosols but the resulting expression is not provided because of its complexity.

The accuracy is about 10% (fig.8-b) for any conditions and Eq.5 can be used for quantitative estimates of τ^a . Nevertheless Eq.4 remains useful for classifying the pixels as clear or dusty.

4-Validation.

In the previous section, the impacts induced by the molecular component, the ocean reflectance, the contamination by the cloudiness and the uncertainties resulting from the radiative transfer scheme are examined. In this section, we analyse the impact of the assumed aerosol properties such as the size distribution or the refractive index. The ground experiment performed in April 1987 near Dakar gives us a good opportunity to check the impact of these assumptions on the satellite retrievals all along our scheme. Because of the cloudiness and since the ground measurements were sometimes not close enough to the satellite acquisition time, the validation is made for only 11 days but considering the clearest ($\tau^a = 0.54$) and haziest days ($\tau^a = 2.40$).

In fig.9 are reported the satellite retrieved aerosol optical thicknesses versus the measured ones. The full circles correspond to the results assuming the background model. We have a good agreement for an optical thickness up to 1.5 and, beyond this value, the algorithm underestimates the aerosol optical thickness of around 30 % because of the selected aerosol

model; assuming a desert dust storm model (Shettle, 1984; D'Almeida, 1987), the retrieval scheme results in an overestimate of τ^a (open circles). The accuracy can be improved adjusting the aerosol model from a first estimate of τ^a but such an iterating process is not implemented. Due to larger sedimentation velocities, the larger particles which occur for intense dust events, are rapidly removed from the plume and the error of 30% has to be considered as a maximum.

Considering aerosol optical thicknesses under 1.50 and the full data set, the RMS error between the retrieved and the measured values are respectively 0.17 and 0.25. A part of the discrepancy, which can be due to the non-uniformity of the dust over the extent of Meteosat pixels, is averaged and the scheme gives an accuracy quite sufficient for a study at a global scale.

5. Results

Evolution of an important dust outbreak observed during nine days in March 1988 is first presented. Then, we provide the occurrence frequencies and the mean trajectories of dust plumes on a monthly basis for the five years of Meteosat B2 data.

5-1. Maps of optical thickness.

On Fig.10 is reported a map of aerosol optical thickness, using contour lines, for a particular dust outbreak occurred on March 22, 1988 and remaining until March 30, 1988. These pictures illustrate very well the formation of the dust plume, its evolution, its importance, as far as the optical thickness is concerned ($\tau > 2.8$ on March 28), and its very large extent, about one thousand kilometers in latitude and some hundred kilometers in longitude. The quantity of dust involved obviously confirm the need for an efficient satellite monitoring of such events.

5-2. First climatological results.

From analysis of the 5 years of Meteosat data over the Atlantic ocean, the occurrences of dust outbreaks for individual months and their geographical locations relative to the season, are derived. The images are

divided in boxes of 2.5° latitude by 2.5° longitude, to be comparable with ISCCP scales, and about 100 pixels are therefore considered within each box. We discriminate the cloud-filled pixels using the previously described method and classify the boxes using the following scheme,

- if half of the pixels within the box is covered by clouds, the box is rejected and considered as cloudy,
- the cloud free pixels of the selected boxes are considered as dusty when their digital grey level DN_g is larger than the digital grey level of the reference scene plus 5 counts. The value of 5 counts is a relevant parameter to assess the importance of the event and is an adjustable parameter of the scheme; 5 counts roughly correspond to an optical thickness of 0.2.
- if half of the cloud-free pixels is considered as dusty, then the box is supposed as covered by dust. The impact resulting from the 50% threshold was estimated by comparing the number of days using a threshold of 25%. The differences were usually of 1 or 2 days with a maximum of 6 days in few cases for some mixed boxes, land and sea surfaces, near the coast.

A monthly average image for the five years, 1984 through 1988, is produced in Fig.11. It represents the number of days classified as dusty during one month. As far as the trajectories are concerned, our results are in good agreement with previous results (Prospero, 1981). The dust events along the coast occur more often in winter, December through May, and the distribution is shifted from the southern to the northern latitudes during this period. The summer distribution is mainly located off the coast of Mauritania. The dust transport across the Atlantic Ocean is fairly well determined by the characteristics of the intertropical convergence zone (ITCZ) as already pointed out by Prospero et al. (1981) from the seasonal cycle noted at Barbados and at Cayenne in French Guyana. Finally, let us mention that March, April and May are a very dusty period since the dust outbreaks resulting in an optical thickness of 0.20 or larger, cover an area of 250 000 km² for more than 15 days.

6. Conclusion

An operational method of aerosol optical retrieval from Meteosat data (B2 format) has been developed. The resulting scheme is very simple and provides results coherent with previous studies. Its accuracy has been pointed out by comparing the results with ground measurements in May 1987 near Dakar. New possibilities are now open for connecting the occurrence of dust outbreaks with other climatologies such as wind or precipitation fields known to be important factors in mobilization, transport and deposition processes.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was partly supported by the Centre National de la Recherche Scientifique (contract A.T.P. Aérosols désertiques) and by the Centre National d'Etudes Spatiales. The authors wish to thank the Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement de la Coopération (O.R.S.T.O.M.) from Dakar and M'bour and more particularly B. DALMAYRAC, J.Y. GAC and C. VILLENEUVE for their cooperation. Special thanks also go to C. DEVAUX from Laboratoire d'Optique Atmosphérique for performing the ground measurements. The image processing has been performed by using SPHINX (Satellite Process Handling Images uNder Xwindow) developed by L. GONZALES and C. DEROO. The authors also thank the two reviewers who greatly improved the manuscript with their valuable comments.

REFERENCES

- CARLSON T.N., 1979: Atmospheric turbidity in Saharan dust outbreaks as determined by analyses of satellite brightness data, *Mon. Wea. Rev.*, 107, 322-335.
- CARLSON T.N., and P. WENDLING, 1977: Reflected radiance measured by NOAA 3 VHRR as a function of optical depth for saharan dust, *J. Appl. Meteor.*, 16, 1368-1371.
- CARLSON T.N., and R.S. CAVERLY, 1977: Radiative characteristics of Saharan dust at solar wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 82, 3141-3152.
- COAKLEY J. A., Jr. 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.
- COAKLEY J. A., Jr. and R. D. CESS, 1985: Response of the NCAR community climate model to the radiative forcing by the naturally occurring tropospheric aerosol, *J. Atmos. Sci.*, 42, 1677-1692.
- D'ALMEIDA G.A., 1987: On the variability of desert aerosol radiative characteristics, *J. Geophys. Res.*, 92, 3017-3026.
- DEUZE J.L., C. DEVAUX, M. HERMAN, R. SANTER and D. TANRE, 1988: Saharan aerosols over south of France, Characterization derived from satellite data and ground based measurements, *J. Clim. Appl. Meteor.*, 27, no.5, 680-686.
- FRASER R.S., 1976: Satellite measurement of mass of Saharan dust in the atmosphere, *Appl. Opt.*, 15, 2471-2479.
- GRIGGS M., 1979: Satellite observations of atmospheric aerosols during the EOMET cruise, *J. Atmos. Sci.*, 36, 695-698.

- HAGGERTY, J.A., P.A. DURKEE and B.J. WATTLE, 1990: A comparison of surface and satellite-Derived aerosol measurements in the Western Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, 95, 1547-1557.
- HOLBEN B.N., Y.K. KAUFMAN and J.D. KENDALL, 1990, NOAA-11 AVHRR visible and near-IR inflight calibration, *Int. J. Rem. Sens.*, 11, 1511-1519.
- JOSEPH J.H., 1984: The sensitivity of a numerical model of the global atmosphere to the presence of desert aerosol. in H.E. GERBER and A. DEEPAK (Eds), *Aerosols and their Climatic effects*, A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia, 215-226.
- JUSTICE C., ECK T., TANRÉ D., HOLBEN B.N., 1991, The effect of water vapour on the NDVI derived for the Sahelian Region from NOAA/AVHRR data, *Int. J. Remote Sens.*, 12, 1165-1187.
- KOEPKE P., 1982: Calibration of the Vis-Channel of METEOSAT-2, *Adv. in Space Res.*, Vol. 2, No. 6 , pp 93-96.
- MORALES, C, 1979: Saharan Dust: Mobilization, Transport, Deposition, *Ed. C. Morales, SCOPE Report 14*, Swedish Natural Science Research Council, Wiley, Chichester, pp 297.
- NORTON C.C., F.R. MOSHER, B. HINTON, D.W. MARTIN, D.SANTEK and W. KUHLOW, 1980: A model for calculating desert aerosol turbidity over oceans from geostationary satellite data, *J. Appl. Meteor.*, 19, 633-642.
- PATTERSON E.M., D.A. GILLETTE and B.H. STOCKTON, Complex index of refraction between 300 and 700 nm for Saharan aerosols, *J. Geophys. Res.*, 82, 3153-3160, 1977.
- PROSPERO, J.M., 1981: Aeolian transport to the world ocean, in *The Sea*, vol.7, *The Oceanic Lithosphere*, Edited by C. Emiliani, Wiley Interscience, New York, 801-874.

- PROSPERO, J.M., R.A. GLACCUM and R.T. NESS, 1981, Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America, *Nature*, 289, 570-572.
- RAO C.R.N., L.L. STOWE E.P. Mc CLAIN and J. SAPPER, 1988: Development and application of aerosol remote sensing with AVHRR data from the NOAA satellites, in P.V. Hobbs and M.P. McCormik (Eds), *Aerosols and Climate*, A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia, 69-79.
- SCHIFFER R.A. and W.B. ROSSOW, 1983: The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): The First Project of the World Climate Research Programme, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 76, 779-784.
- SHETTLE E.P., 1984: Optical and radiative properties of a desert aerosol model, *Proc. Symposium on Radiation in the Atmosphere*, G. Fiocco Ed., A. Deepak Publishing, 74-77.
- SOBOLEV V., 1963, A treatise on radiative transfer, Ed. by D. Van Norstrand Company Inc., Princeton, New Jersey, U.S.A., pp285.
- TANRE D., J.F. GELEYN, and J. SLINGO, 1984: First results of the introduction of an advanced aerosol-radiation interaction in the ECMWF low resolution global model in H.E. GERBER and A.DEEPAAK (Eds), *Aerosols and their Climatic effects*, A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia, 133-177.
- TANRE D., C. DEVAUX, M. HERMAN, R. SANTER and J.Y. GAC, 1988: Radiative properties of desert aerosols by optical ground based measurements at solar wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 93, 14,223-14,231.
- TANRE, D., C. DEROO, P. DUHAUT, M. HERMAN, J.J. MORCRETTE, J. PERBOS, P.Y. DESCHAMPS, 1990, Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5S code, *Int. J. Rem. Sens.*, 11, 659-668.

LIST OF CAPTIONS

Figure 1: Water vapor transmission in the broad Meteosat visible band as a function of the actual water vapor content (g.cm^{-2}) for an air mass m^* equal to 3.

Figure 2: Aerosol optical thickness measured at $\lambda=0.45\mu\text{m}$ with a sun photometer as a function of the Julian day; the experiment was performed near Dakar, Sénégal, in April 1987. The error bars represent the diurnal evolution.

Figure 3: Histograms of the digital-numbers DN_8 resulting from a minimum Meteosat composite in May 1986 and May 1987.

Figure 4: Comparison of the histogram of the digital-numbers DN_8 resulting from the minimum Meteosat composite in May 1986 and the DN_8 resulting from the computational procedure (synthetic method).

Figure 5: Map of the difference between the two reference scenes using the minimum composite method and the synthetic method. The results are given for May 1986 and are expressed in digital number DN_8 .

Figure 6-a: Example of one image selected to settle the threshold value of the standard deviation used in the cloudy pixels classification. The image corresponds to March 2, 1985 at 11h30 GMT.

Figure 6-b: Standard deviation (y-left axis) computed over 3 pixels squares as a function of the mean visible digital number DN_8 . The very scattered points correspond to partly cloud-filled pixels, the pixels with small standard deviations correspond respectively to clear pixels (small digital numbers), to dusty pixels (large digital numbers) or fully cloud-filled pixel (very large digital numbers). The y-right axis represents the thermal infrared digital number (TIDN).

Figure 6-c: Areas whose standard deviation is below 4 (black area) and above 10 (grey area). The blank area, excepting land surfaces, correspond to pixels which might be miss-classified.

Figure 7-a: Example of an image on April 15, 1987 at 11h30 GMT with clear, cloudy and dusty pixels.

Figure 7-b: Same as Fig.7-a, but after the cloud mask.

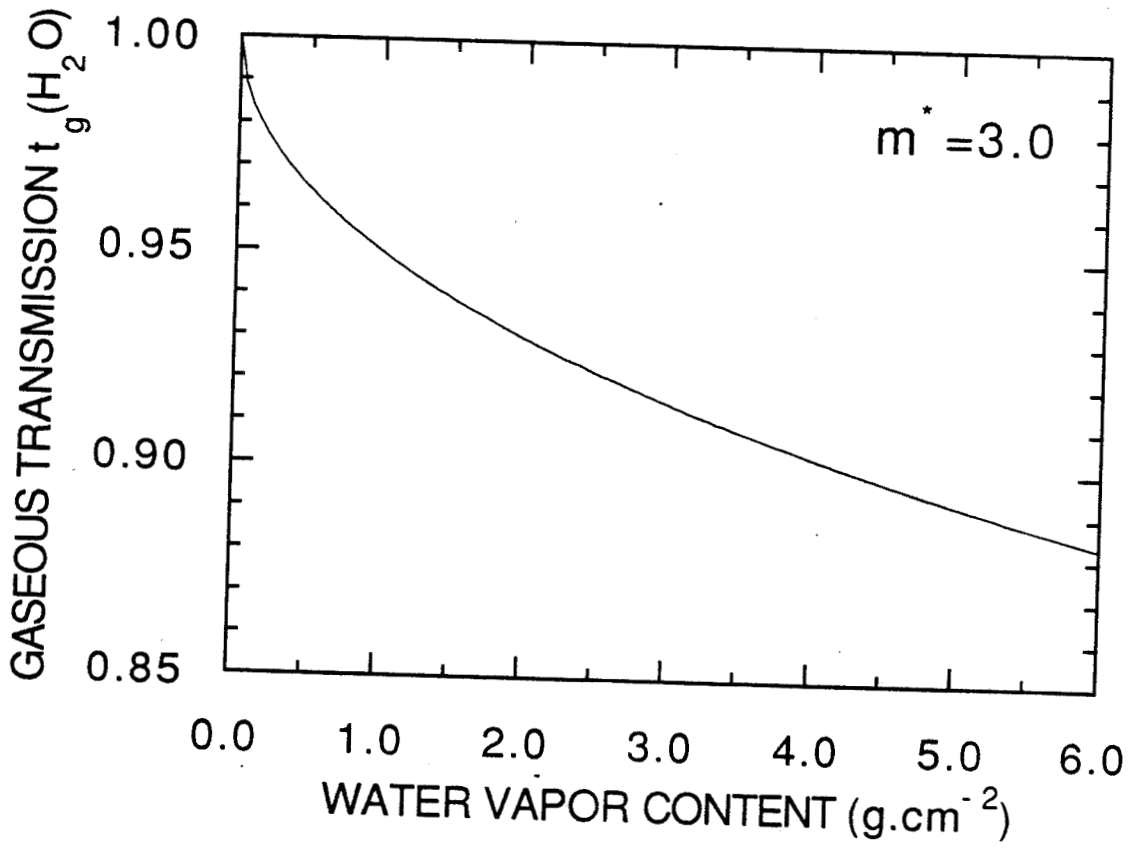
Figure 8-a: Comparison of the actual aerosol optical thickness and the retrieved aerosol optical thickness using Eq.4 (see the text) for three geometrical conditions ($\theta_s=50^\circ$, $\theta_v=45^\circ$, $\Phi_v=15^\circ$), ($\theta_s=35^\circ$, $\theta_v=30^\circ$, $\Phi_v=20^\circ$) and ($\theta_s=25^\circ$, $\theta_v=15^\circ$, $\Phi_v=20^\circ$)

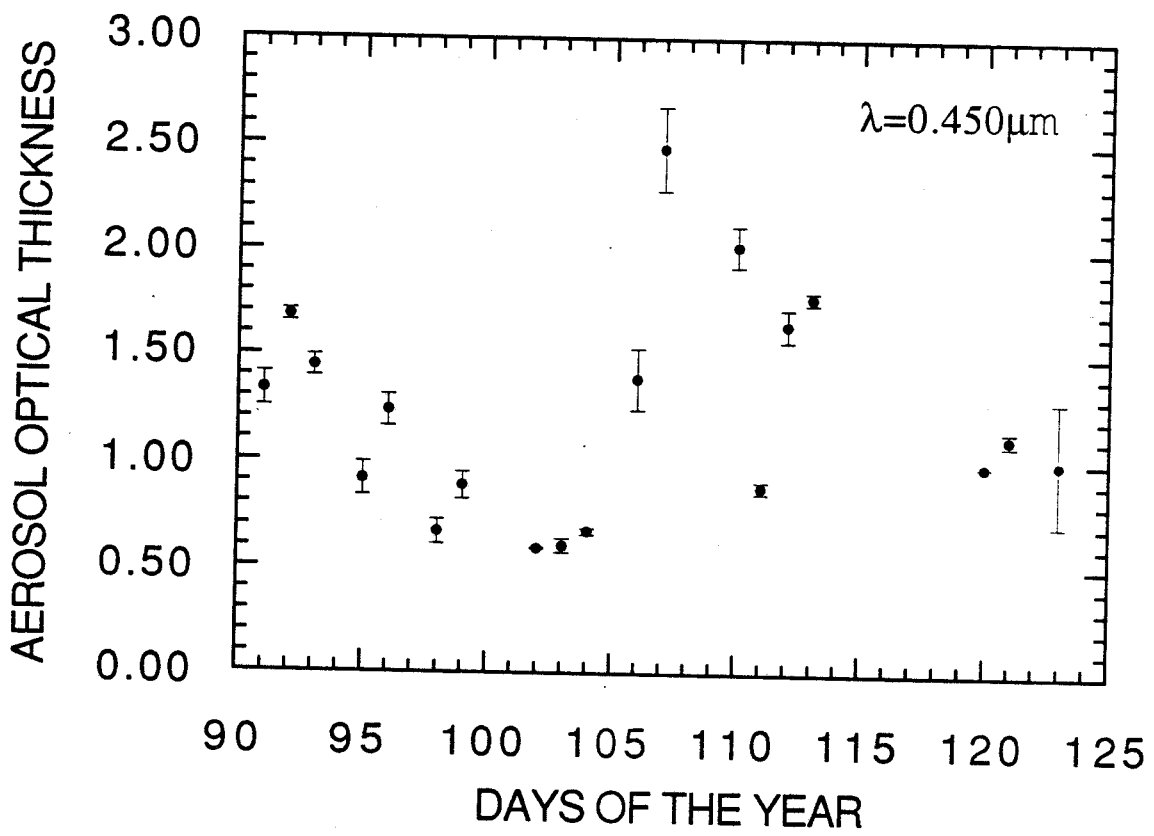
Figure 8-b: Same as Fig.8-a but using the improved scheme.

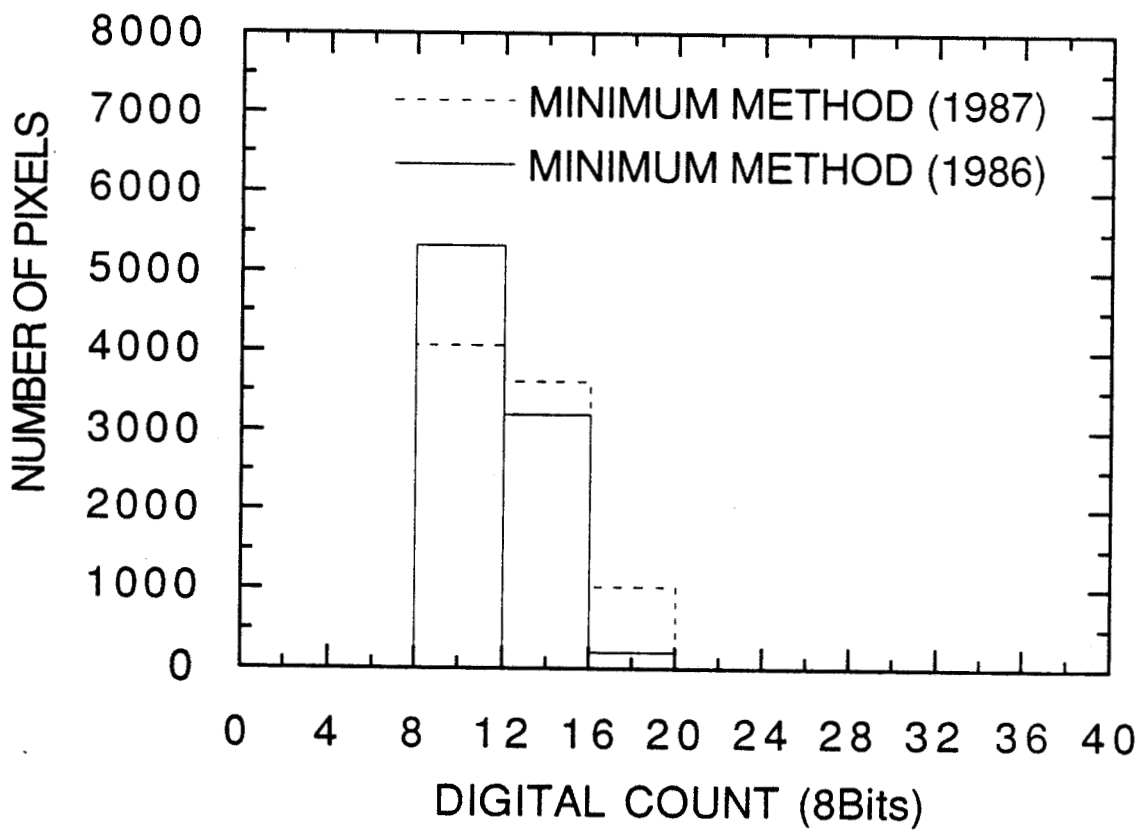
Figure 9: Comparison of the aerosol optical thickness measured at the ground and the aerosol optical thickness derived from Meteosat, in April 1987. The full circles correspond to results obtained assuming a background desert model. The open circles correspond to results which would be derived assuming a desert dust storm model for the very dusty days.

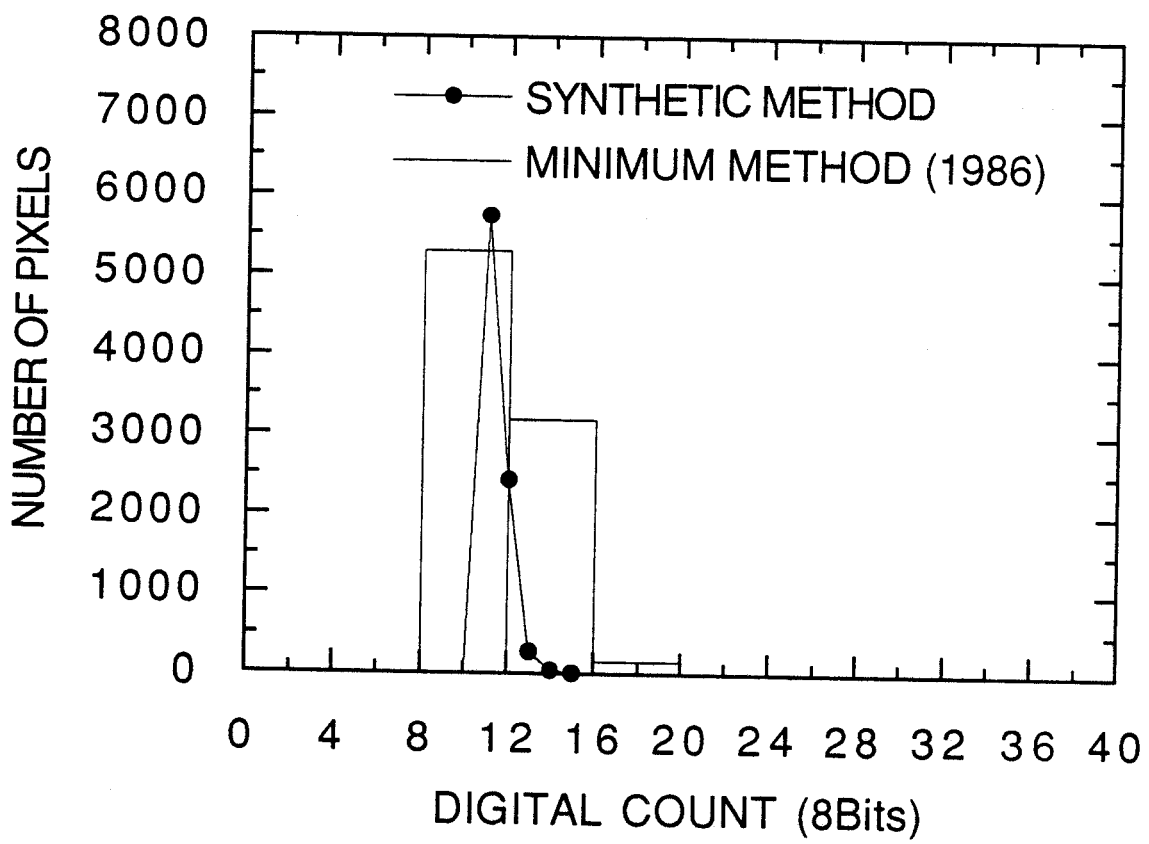
Figure 10: Example of the time evolution of the aerosol optical thickness for a dust outbreak observed in March 1988.

Figure 11: Monthly average image of the number of dusty days for five years, from 1984 to 1988. January, February and March are on the first row from the left to the right, and so on for the three other quarters. The color scale is the number of days by step of 5 days.



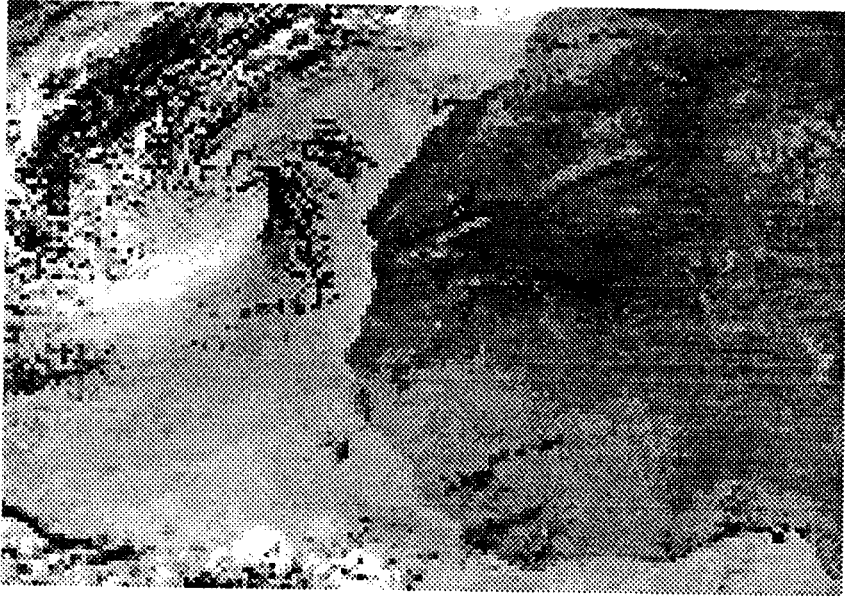


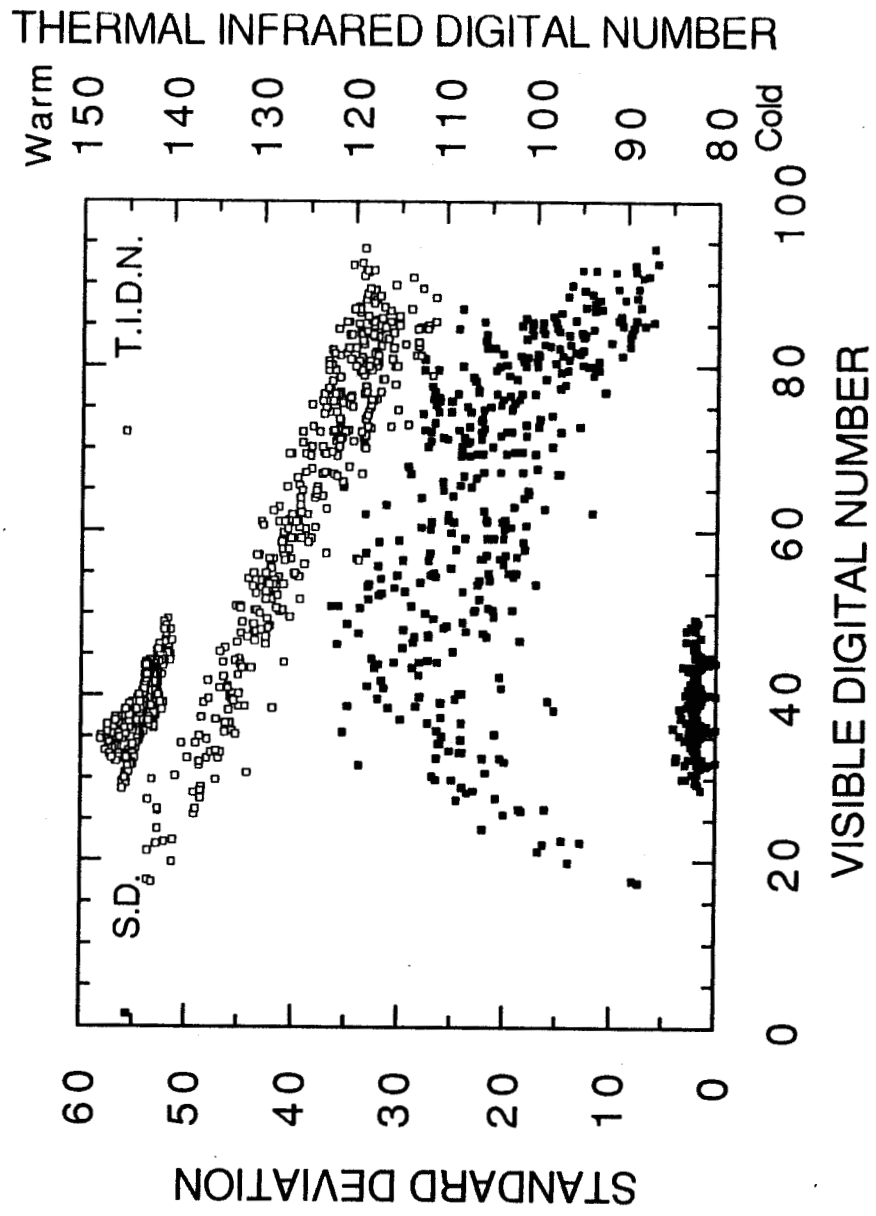


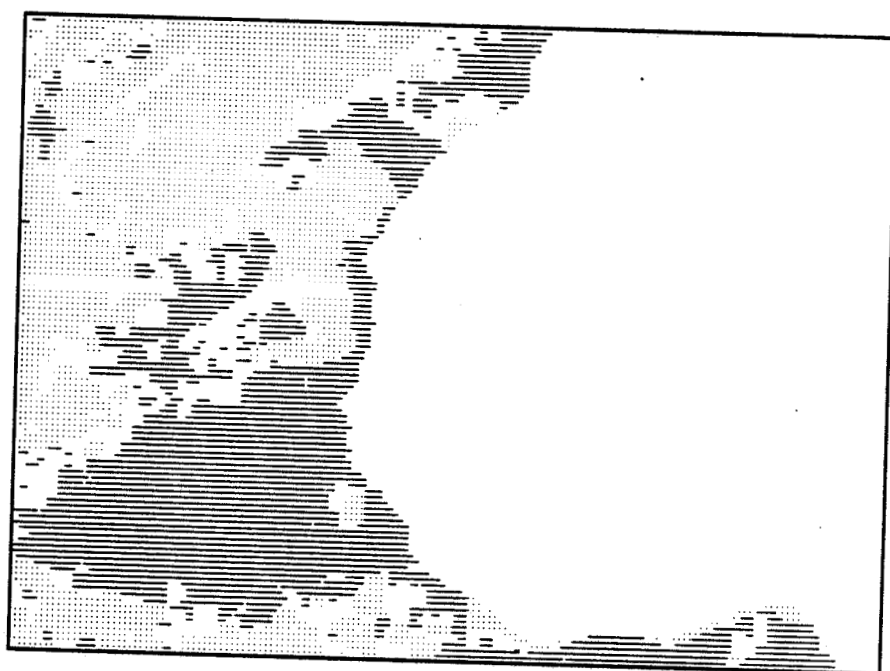




[3, 5]

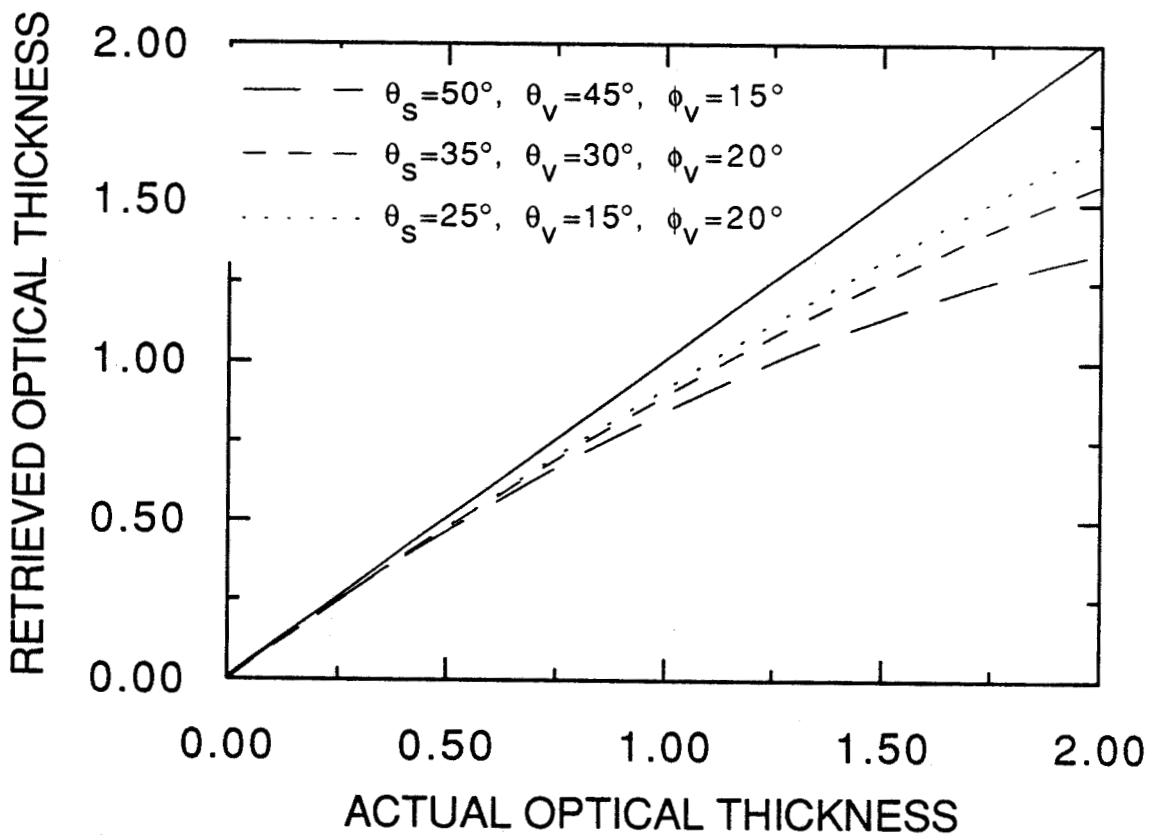


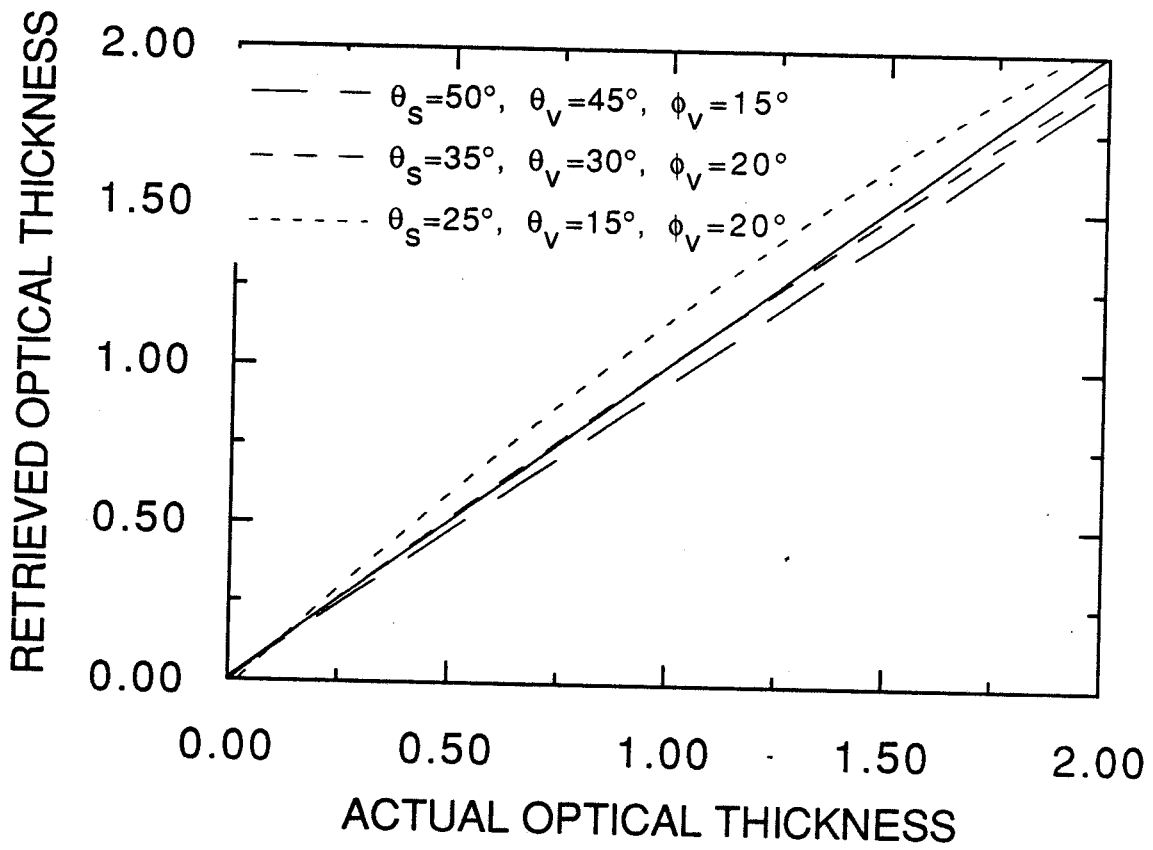


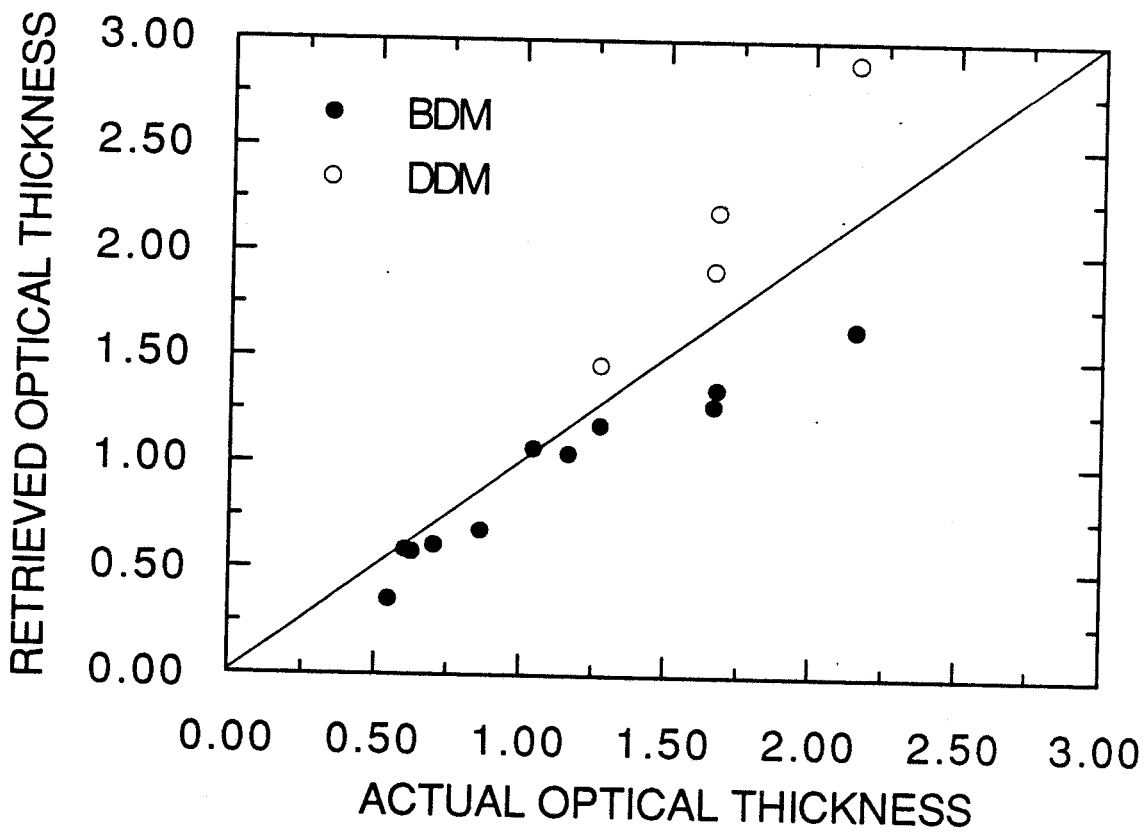


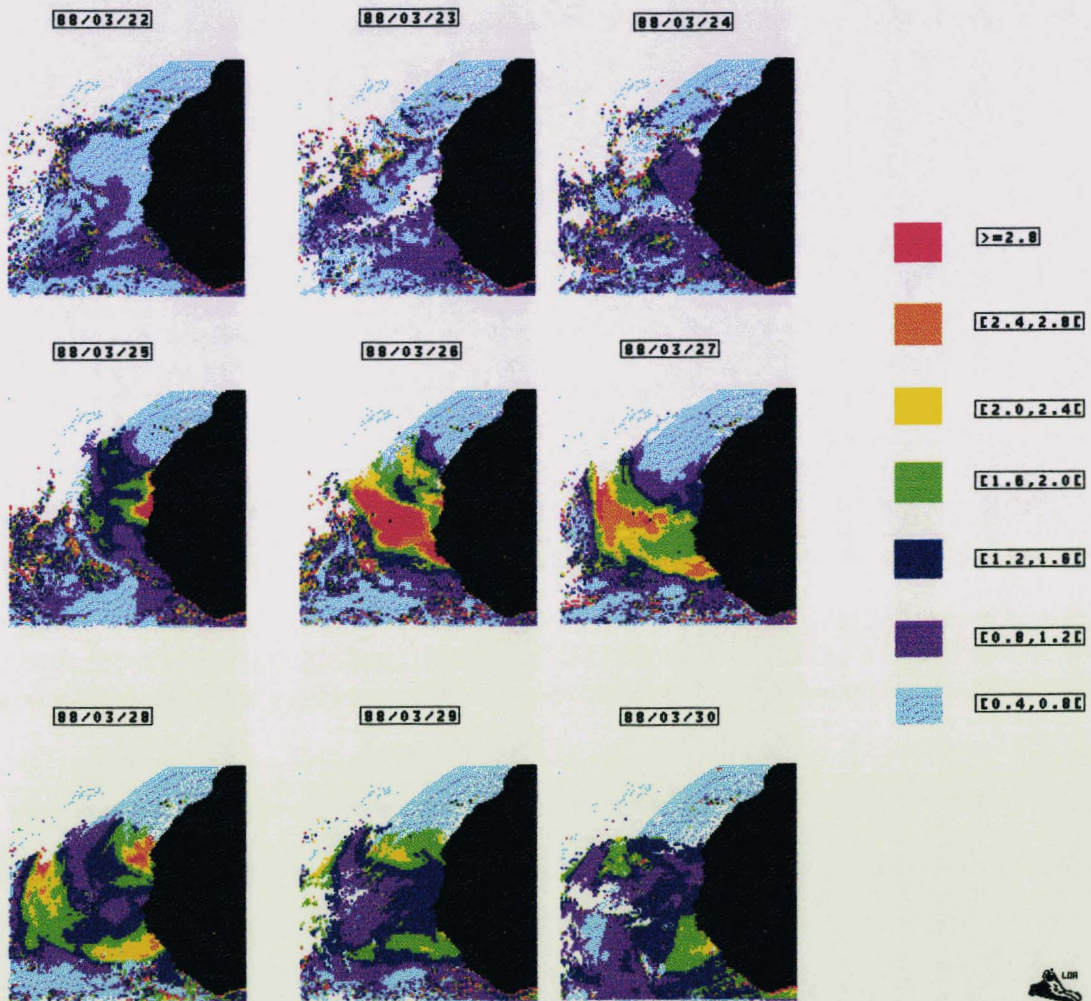


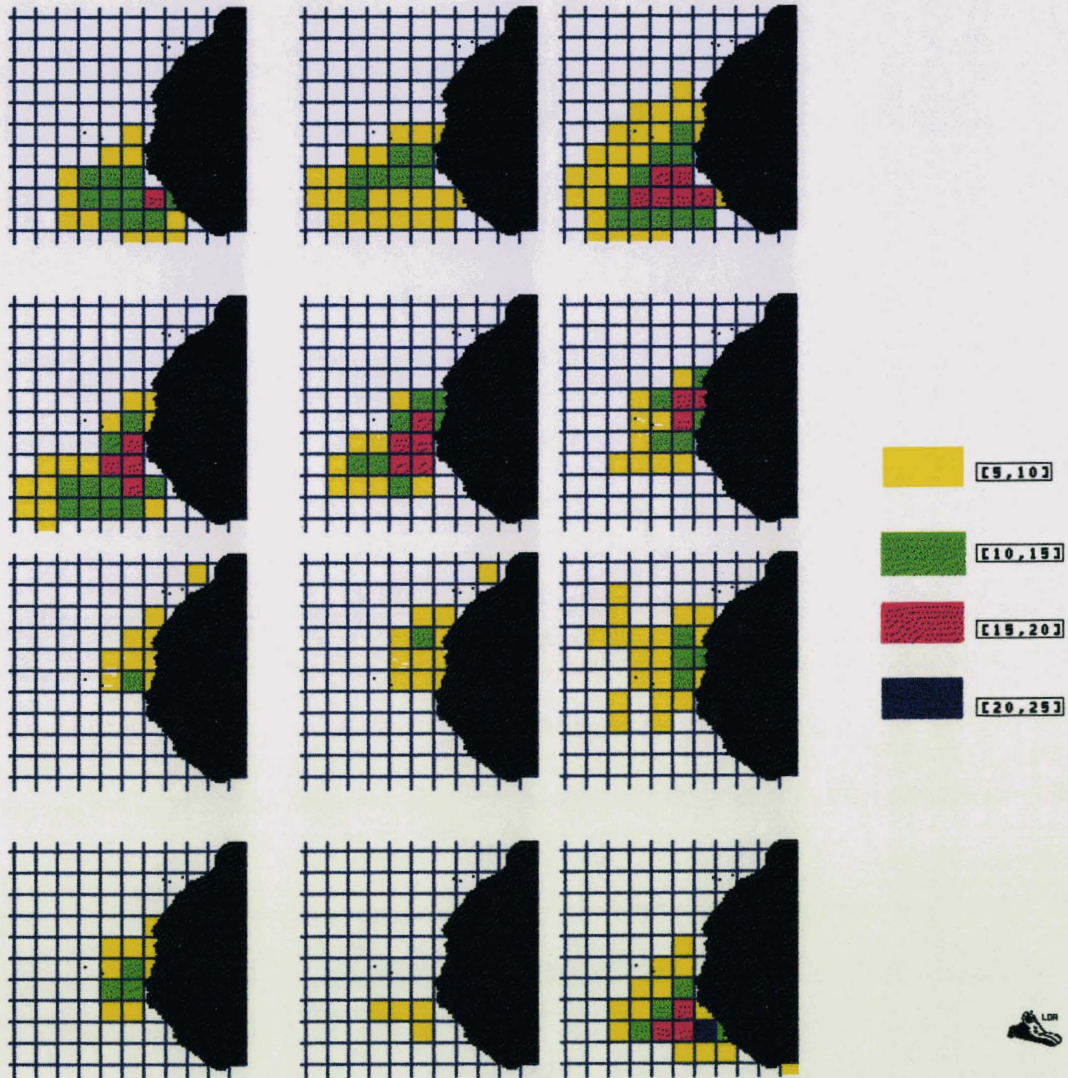












II- LIMITE DE LA METHODE

Les résultats présentés dans la partie I ont été limités aux images prises à 11h30. Considérer les images de 14h30 et 17h40 nécessitait de prendre en compte la réflexion spéculaire sur la surface de l'eau ou glitter ρ_g (Cf Annexe) atténuée par les transmissions sur les trajets soleil-surface et surface-satellite. Cette contribution étant fortement dépendante de la vitesse du vent, la correction ne peut se faire avec une simple vitesse moyenne. Nous avons donc dû éliminer toutes les images où la réflexion spéculaire était importante sur la zone étudiée, c'est à dire toutes les images de 14h30 et de 17h30. Nous avons également éliminé les images de 08h30, car à cette heure le signal est, en moyenne sur l'année, très faible (faibles élévations solaires) pour pouvoir espérer calculer correctement les épaisseurs optiques en aérosols.

Les limites géographiques de notre étude ont également été imposées par l'utilisation d'approximations analytiques du signal satellitaire dont la précision devient insuffisante pour des angles de visées supérieurs à 60° , c'est à dire jusqu'aux longitudes et latitudes de $\pm 60^\circ$. Cependant, comme le déplacement des aérosols se fait surtout dans l'hémisphère nord, car ils sont "lessivés" par des fortes pluies lorsqu'ils traversent la zone intertropicale de convergence, nous avons finalement limité notre étude à un espace compris entre $0^\circ W$ et $60^\circ W$ en longitude et $5^\circ N$ à $30^\circ N$ en latitude.

Nous pouvons également remarquer que cette méthode n'est pas applicable au-dessus des régions où les nuages sont permanents, tel par exemple, le cas de la zone intertropicale de convergence qui est occupée par de l'air humide et instable dû aux basses pressions équatoriales et où l'on peut noter la quasi permanence de cumulo-nimbus épais dont le sommet dépasse parfois 15000 m d'altitude. Il nous est donc quasiment impossible de détecter la présence de brumes sèches au-dessus de ces régions à partir de mesures satellitaires.

III - CLIMATOLOGIE

Après avoir établi une climatologie des aérosols dans laquelle nous avons pu noter l'étendue spatiale des panaches et leur fréquence moyennée sur les cinq ans d'observation Météosat, nous avons cherché à l'approfondir en nous intéressant à la durée de ces événements ainsi qu'aux variations mensuelles, saisonnières et interannuelles.

Une illustration de la durée de ces événements est donnée sur la figure II.1, où nous avons reporté l'image minimale constatée sur une période d'une semaine. La première image représente donc l'image minimale composite du 1^{er} au 7 du mois, la deuxième du 2 au 8, etc. Nous nous apercevons, sur cet exemple d'avril 87, que des événements importants ($\tau^{aer} > 0.9$) durent plus d'une quinzaine de jours. Nous pouvons également noter sur cette figure la formation du panache d'aérosols (semaine du 15 avril) et son évolution jusqu'à la fin du mois.

A partir de cet exemple, nous avons recherché à connaître précisément la durée d'événements d'importance variable sur une période d'un an. Nous avons choisi l'année 1987, car c'est une année moyenne d'émission de poussières, comme nous le verrons par la suite (cf figure II.10). Pour cinq zones particulières de 3*3 pixels que nous avons localisées sur la première image de la figure II.1 et qui correspondent aux positions géographiques données au tableau II.1, nous avons tenté d'estimer la fréquence ainsi que la durée d'événements dont l'épaisseur optique est supérieure à différentes valeurs que nous avons fixées à 0.3, 0.5, 0.7, et 1.0.

zone	Longitude	Latitude
X1	35.5°W	24.7°N
X2	17.6°W	24.0°N
X3	22.2°W	14.9°N
X4	18.3°W	11.3°N
X5	31.7°W	9.7°N

Tableau II.1 : localisation en longitude et latitude des points particuliers choisis pour l'estimation de la durée ainsi que de la fréquence des événements de poussières.

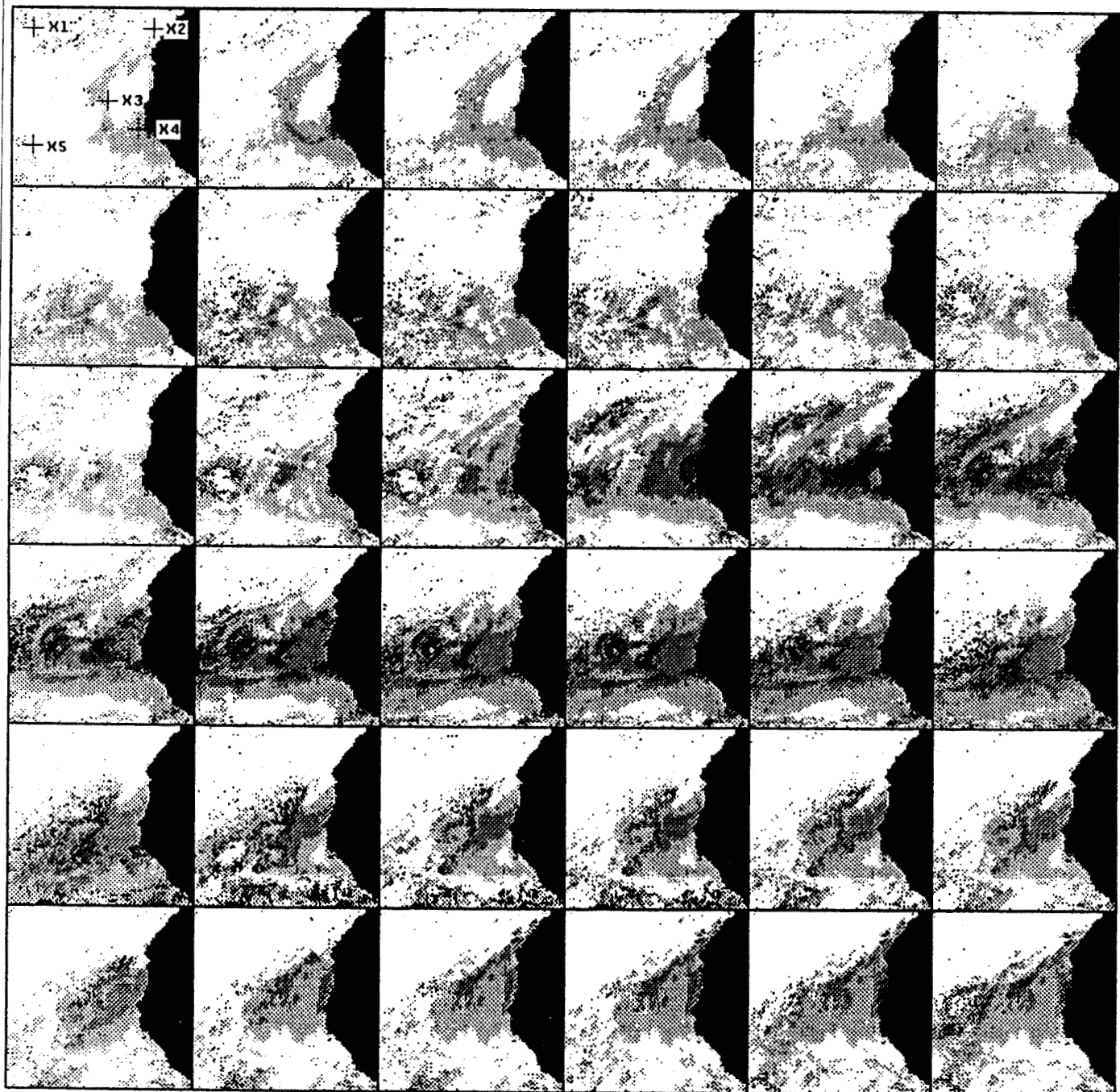
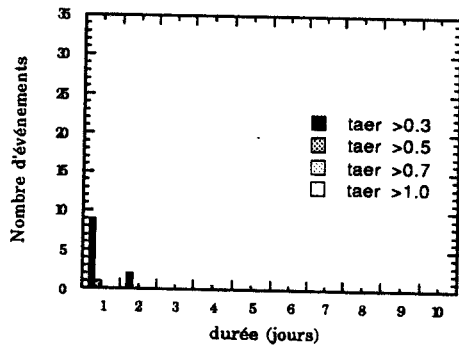


Figure II.1 : Images minimales glissantes. Sur la première ligne, la première image représente l'image minimale composite du 1^{er} au 7 avril, la seconde celle du 2 au 8, et ainsi de suite. Nous pouvons voir à partir du 15 avril, la formation d'un panache puis, sur les suivantes, son évolution.

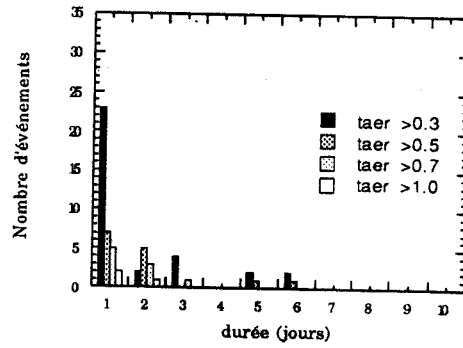
Les résultats obtenus pour l'année 1987 sont reportés sur la figure II.2a. Pour chaque zone définie précédemment, nous avons représenté, en abscisse, la durée totale d'un événement d'épaisseur optique τ^{aer} en moyenne sur la zone de 3*3 pixels et en ordonnée, la fréquence d'apparition sur l'année de celui-ci pour les quatre seuils sélectionnés.

Si, pour la zone X1, située hors des trajectoires usuelles des poussières, nous ne relevons que peu d'événements, même d'intensité faible, les quatre autres cas sont plus riches car situés sur la zone de passage des aérosols lorsque ceux-ci migrent vers l'ouest. Au centre de l'imagerie (zone X3), nous pouvons souligner que la présence pendant 3 jours d'aérosols dont l'épaisseur optique est supérieure à 0.3 se produit pendant à peu près 35 jours par an (fréquence de 10%). La zone X4, proche de la côte, est évidemment celle où l'on détecte globalement le plus d'événements. La fréquence d'événements dont la durée est supérieure à 5 jours est de l'ordre de 5 à 10%, soit trois à cinq semaines. Nous pouvons aussi remarquer la longue durée d'événements importants (épaisseur optique supérieure à 0.5). Quant à la zone X5, nous retrouvons une allure proche de celle obtenue pour X4, puisque placé sous les vents dominants, mais avec des durées n'excédant que rarement plus de deux jours. Ces résultats sont d'ailleurs confirmés lorsque l'on représente, pour chaque zone étudiée, le nombre total de jours en fonction du seuil choisi pour l'épaisseur optique (cf figure II.2b).

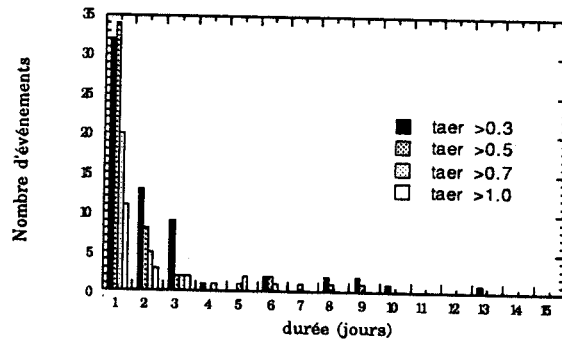
Chapitre II - Climatologie



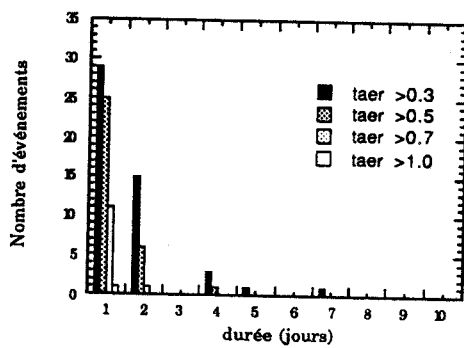
Point : X1
(35.5°W; 24.7°N)



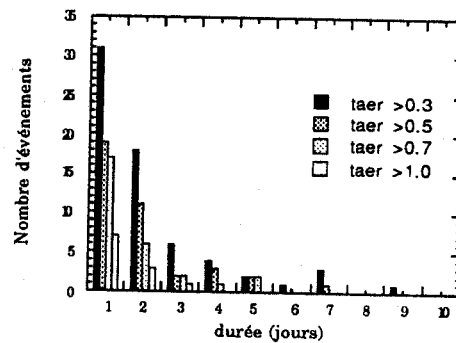
Point : X2
(17.6°W; 24.0°N)



X3
(22.2°W; 14.9°N)



X5
(31.7°W; 9.7°N)



X4
(18.3°W; 11.3°N)

Figure II.2 a: Durée et nombre d'événements de poussières dont l'intensité a été fixée à $\tau_{aer} = 0.3, 0.5, 0.7$ et 1.0 , pour l'année 1987.

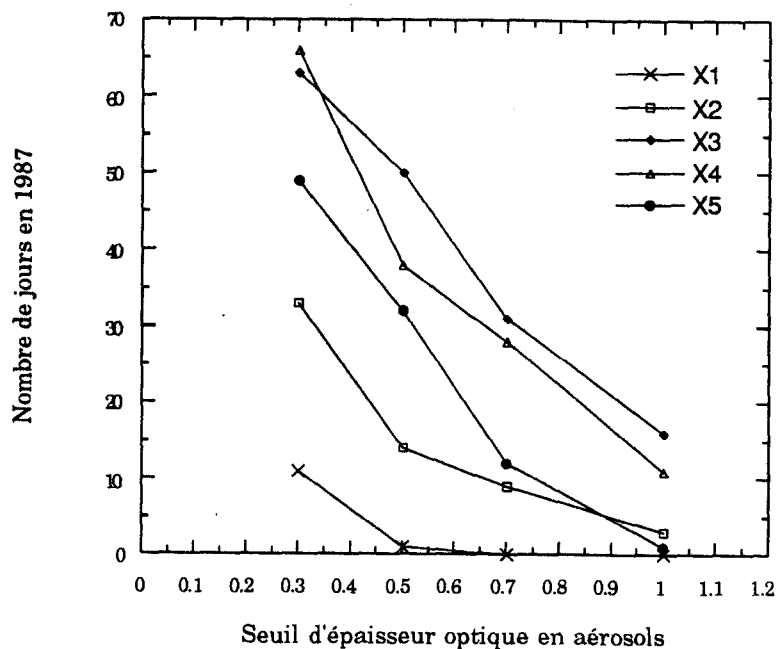
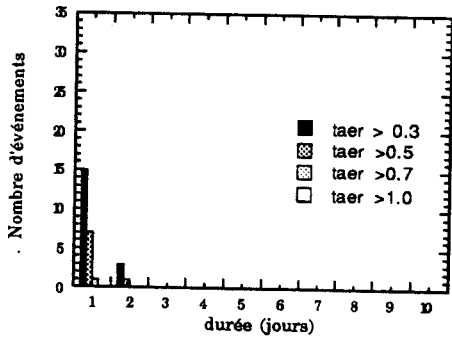
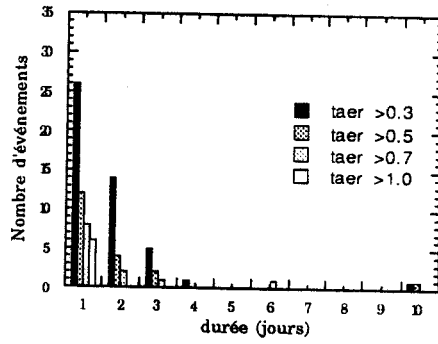


Figure II.2 b: nombre total de jours pour chaque zone étudiée où l'on détecte des événements de poussières d'épaisseur optique supérieure à différents seuils choisis (année 1987).

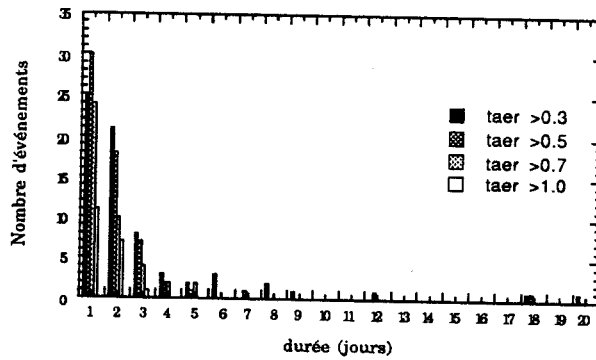
Une étude similaire a été effectuée en 1984 (figure II.3a et II.3b), année très riche en émission de poussières. Il apparaît clairement que le nombre d'événements est bien plus important en 1984 qu'en 1987 et cela, quel que soit le point étudié. Nous pouvons remarquer que nous détectons en 1984 des événements non seulement plus intense en quantité de poussières émise dans l'atmosphère mais surtout des événements qui durent beaucoup plus longtemps et qui auront, par conséquent, un impact radiatif plus important (résultat que nous vérifierons dans le chapitre suivant).



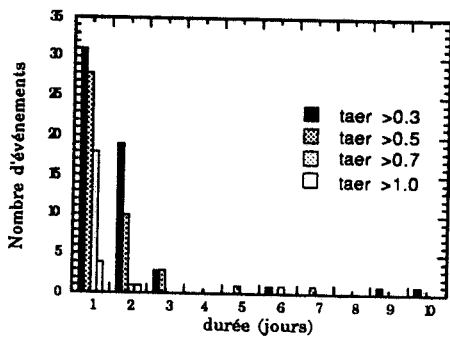
Point : X1
(35.5°W; 24.7°N)



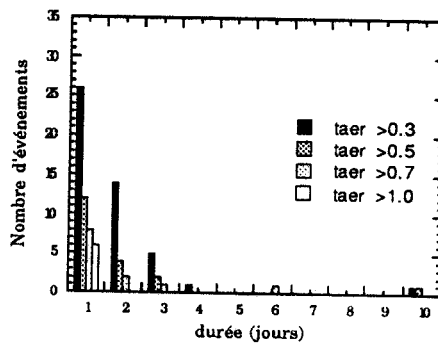
Point : X2
(17.6°W; 24.0°N)



X3
(22.2°W; 14.9°N)



X5
(31.7°W; 9.7°N)



X4
(18.3°W; 11.3°N)

Figure II.3a : Durée et nombre d'événements de poussières dont l'intensité a été fixée à $\tau_{aer} = 0.3, 0.5, 0.7$ et 1.0 pour l'année 1984.

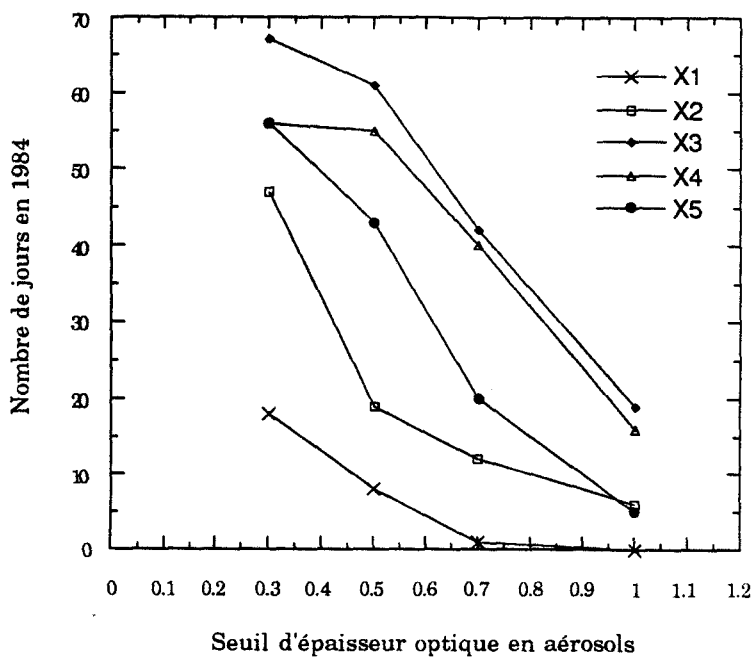


Figure II.3 b: nombre total de jours pour chaque zone étudiée où l'on détecte des événements de poussières d'épaisseur optique supérieure à différents seuils choisis (année 1984).

Sur la figure II.4, nous avons agrandi les résultats obtenus pour la zone X3. La durée maximale d'événements d'épaisseur optique supérieure à 0.3 passe de 13 jours en 1987 à 20 jours en 1984. De même, si le seuil sur l'épaisseur optique est fixé à 0.5, nous en détectons pendant 18 jours en 1984 face à la moitié seulement en 1987.

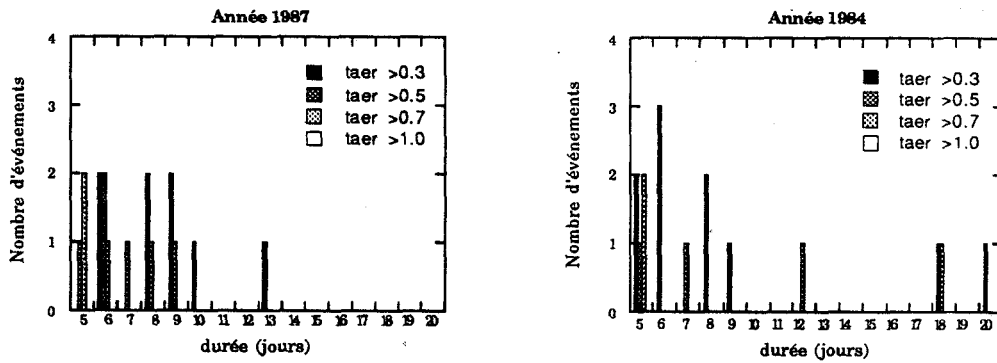
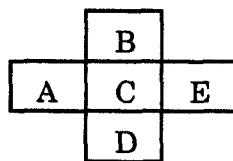
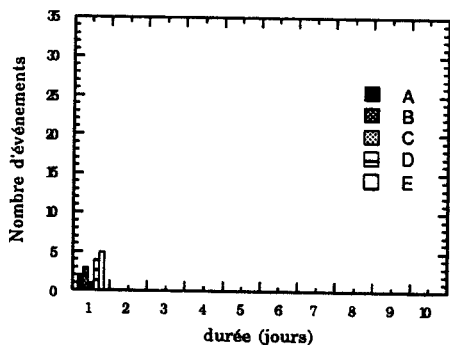


Figure II.4: Comparaison du nombre d'événements de durée supérieure à 5 jours, entre les années 1984 et 1987 pour la zone X3.

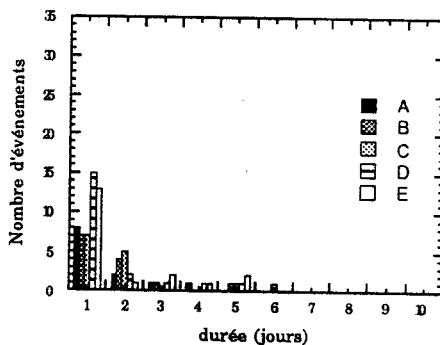
Pour une épaisseur optique supérieure à 0.5, nous avons estimé l'incertitude due au choix de la position de la zone sur les résultats obtenus. Nous avons alors repris le même traitement pour les quatre premières zones contiguës à la zone choisie (notée C). Ces cinq régions seront positionnées en ligne-colonne, suivant le schéma ci-dessous:



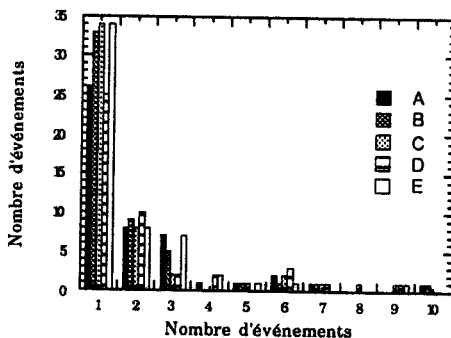
Le résultat, pour les cinq zones définies précédemment est donné en figure II.5. Pour les pixels situés en X1, nous ne détectons que peu d'événements et de courte durée, par conséquent, l'erreur commise est importante. Pour la zone X2, la différence se fait également sentir pour des événements d'un ou deux jours. Par contre, dans les trois autres zones géographiques, les résultats sont très similaires. Une valeur moyenne pour chaque zone entourant les différents points sera donc bien caractéristique de la fréquence d'apparition des poussières (figure II.6).



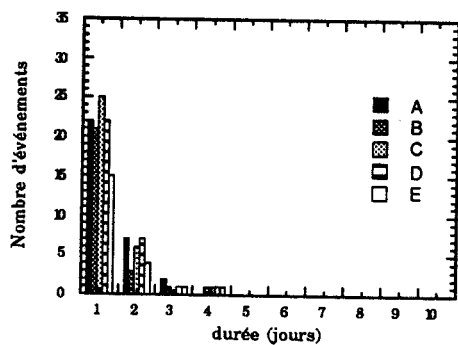
Point : X1
(35.5°W; 24.7°N)



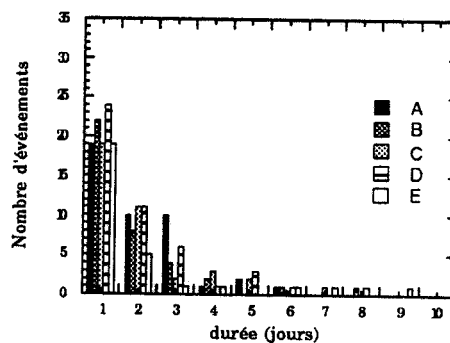
Point : X2
(17.6°W; 24.0°N)



X3
(22.2°W; 14.9°N)

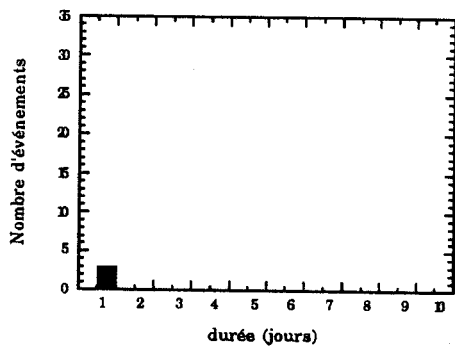


X5
(31.7°W; 9.7°N)

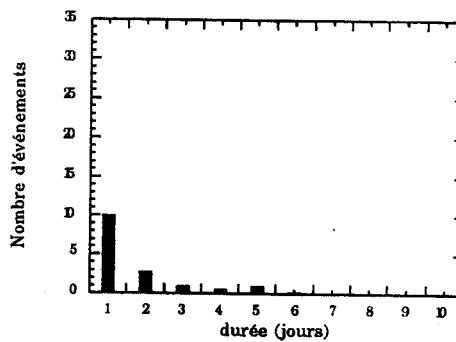


X4
(18.3°W; 11.3°N)

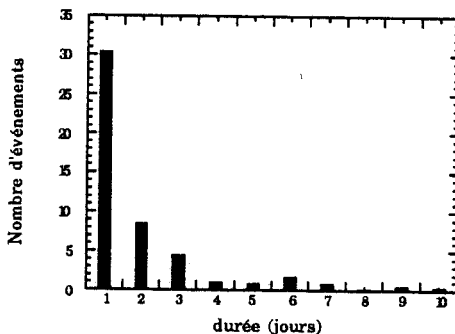
Figure II.5 : Estimation de l'incertitude due à la position du pixel étudié, sur la durée ainsi que sur le nombre d'événements de poussières (année 1987).



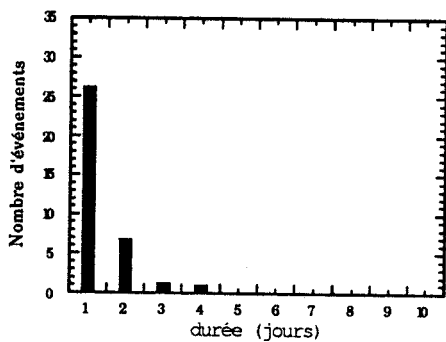
Point : X1
(35.5°W; 24.7°N)



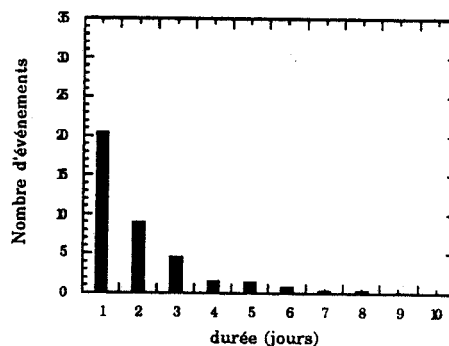
Point : X2
(17.6°W; 24.0°N)



X3
(22.2°W; 14.9°N)



X5
(31.7°W; 9.7°N)



X4
(18.3°W; 11.3°N)

Figure II.6: Valeurs moyennes des résultats obtenus pour les différents points de la figure II.5 (année 1987).

Dans l'article présenté au paragraphe II.1, nous avons établi une climatologie des aérosols correspondant à une moyenne calculée sur cinq ans. L'écart par rapport à cette image, pour chaque année, nous permet d'étudier facilement la variabilité inter-annuelle des émissions de poussières. C'est ce que nous avons reporté sur les figures II.7 à II.11. L'échelle des couleurs représente le nombre de jours par mois où nous avons détecté des aérosols en nombre supérieur (résultats positifs) ou inférieur (résultats négatifs) à la moyenne. Chaque figure est construite de la même manière que l'image moyenne. Chaque ligne représente un trimestre. La première ligne, lue de gauche à droite, correspond donc aux mois de janvier, février, et mars.

Nous pouvons noter sur ces images que 1984 est une année où l'émission de poussières a été particulièrement importante et très supérieure à la moyenne. Nous pouvons remarquer, en particulier, les mois de janvier et février où le nombre d'événements est de 10 à 20 jours supérieur à la moyenne. L'année 1985, bien qu'inférieure à 1984 en quantité d'événements, a été dans l'ensemble légèrement plus riche que la moyenne. L'année 1986 fut quant à elle, une année très déficitaire, surtout le mois de février où il manque 10 à 15 jours d'émission par rapport à l'image moyenne, ainsi que le mois de mai. L'année 1988 fut globalement neutre, excepté le mois de décembre beaucoup plus riche. Quant à l'année 1987, elle se classe dans les années moyennes.

En général, l'écart par rapport à la moyenne se fait surtout entre décembre et mai et plus particulièrement de décembre à février qui est en fait la période principale d'émission.

Ces résultats sont en accord avec les visibilitées mesurées en Afrique ainsi que nous pouvons le voir sur la figure II.12 (Ntchayi, 1988) qui représente les variations du nombre annuel d'heures où la brume sèche a réduit la visibilité au sol à moins de 5 km et de 10 km. Nous pouvons remarquer sur cette figure que les années que nous avons étudiées précédemment (1983 à 1988), sont en général plus riches en événements que les autres années et que sur notre période d'étude, 1986 est bien l'année la moins riche en événements. Nous pouvons également noter des augmentations exceptionnelles de phénomènes de brumes sèches de 1983 à 1985. Ceci est d'ailleurs confirmé par les travaux de Prospero et Nees (1986) d'où nous avons extrait la figure II.13, qui représente les variations mensuelles des concentrations en aérosols désertiques détectés aux Barbades dans les Antilles; cette étude ayant été effectuée de 1965 à 1984.

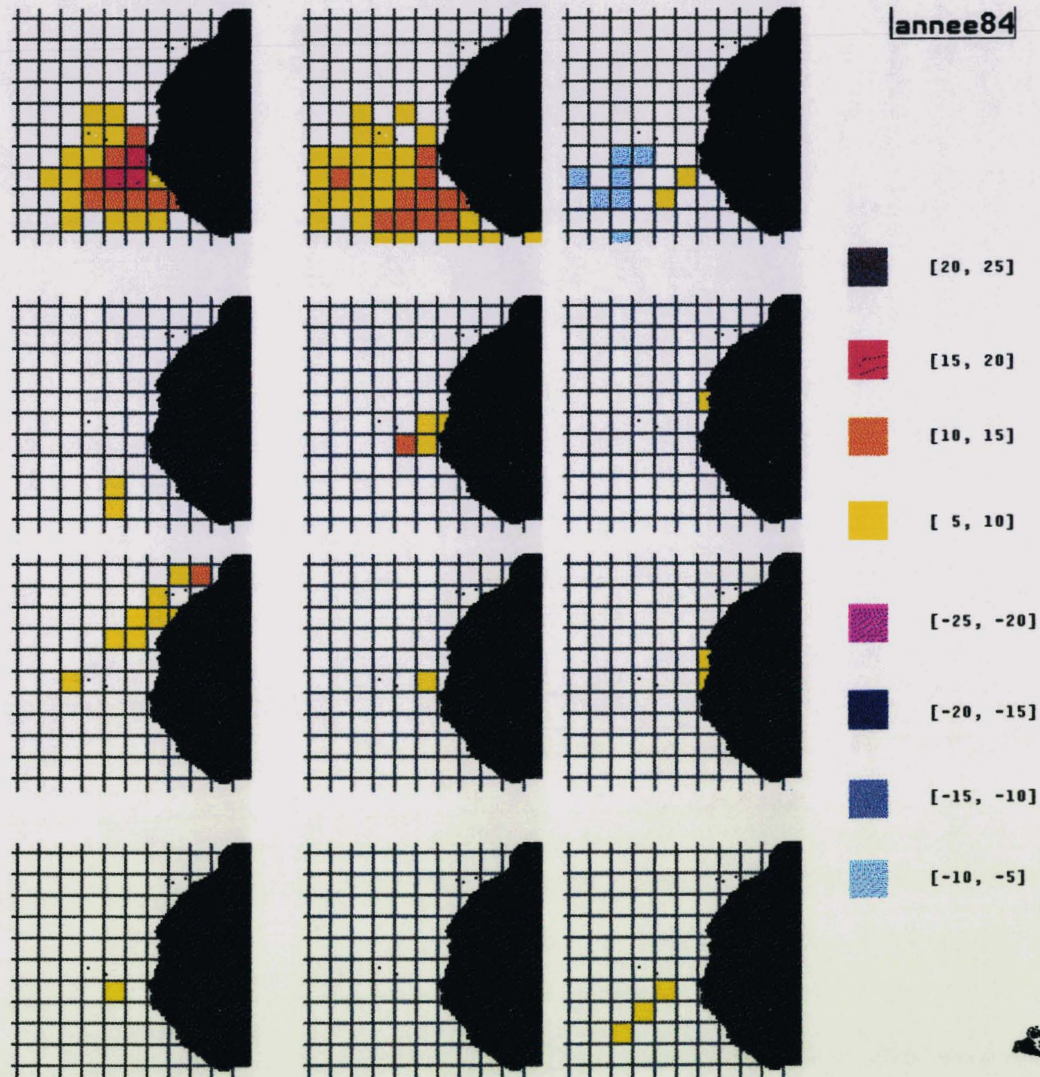


Figure II.7 : Ecart par rapport à l'image moyenne calculée sur cinq ans, du nombre de jours par mois en 1984, où nous avons détecté de la poussière. La première ligne représente de gauche à droite, les mois de janvier, février et mars. De même pour les trois autres lignes qui représentent chacune un trimestre. L'échelle des couleurs indique par pas de cinq jours, le nombre de jours supérieur ou inférieur à l'image moyenne.

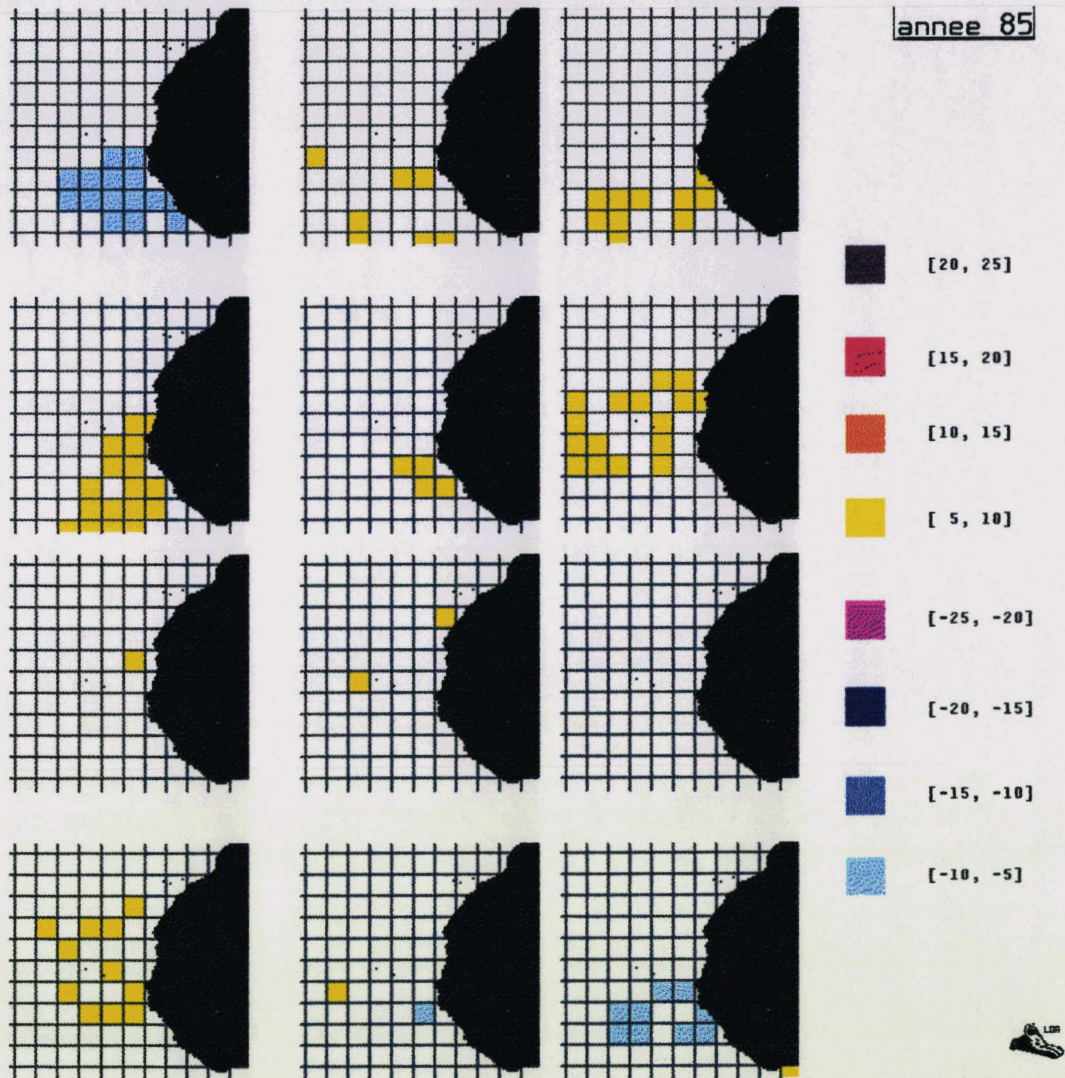


Figure II.8 : même légende que pour la figure II.7, mais pour l'année 1985.

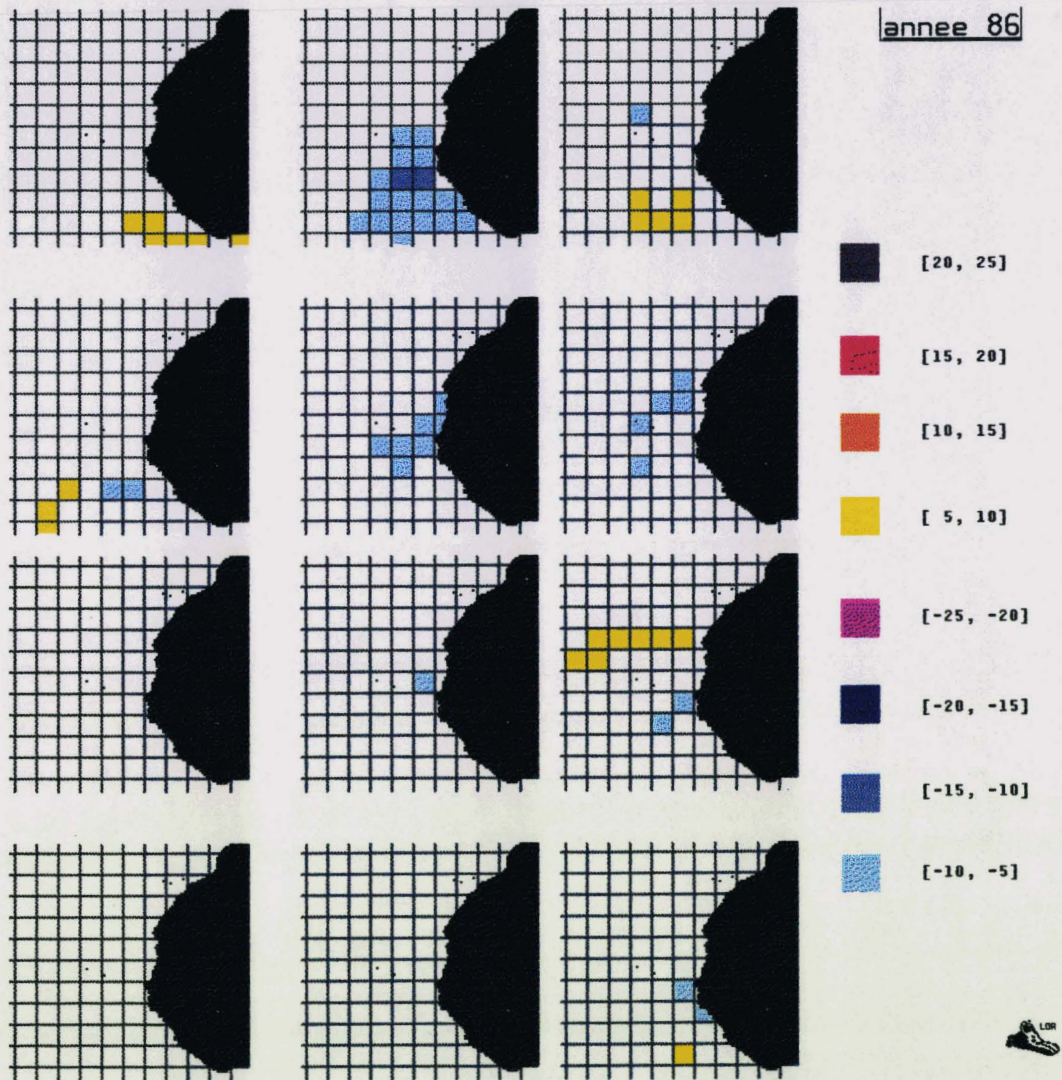


Figure II.9 : même légende que pour la figure II.7, mais pour l'année 1986.

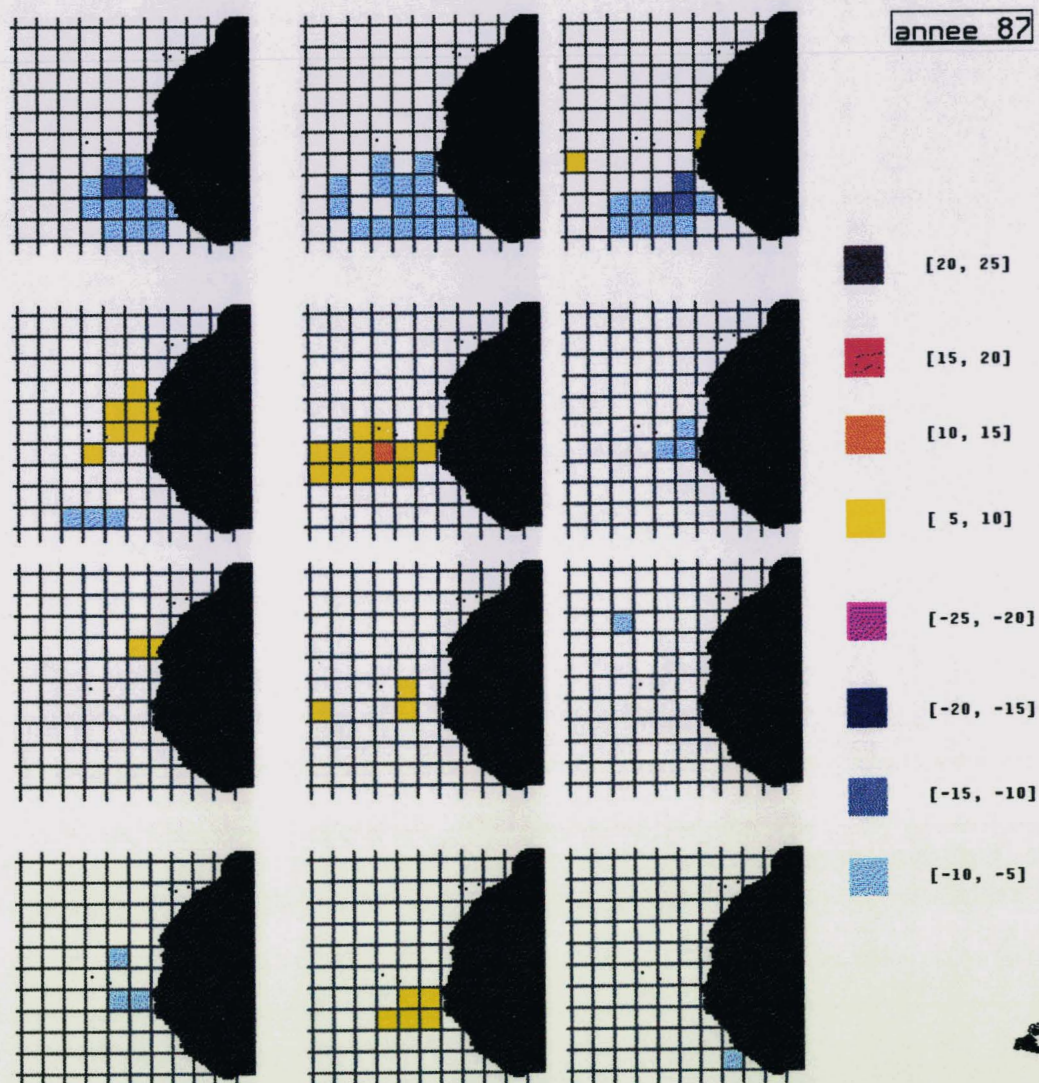


Figure II.10 : même légende que pour la figure II.7, mais pour l'année 1987.

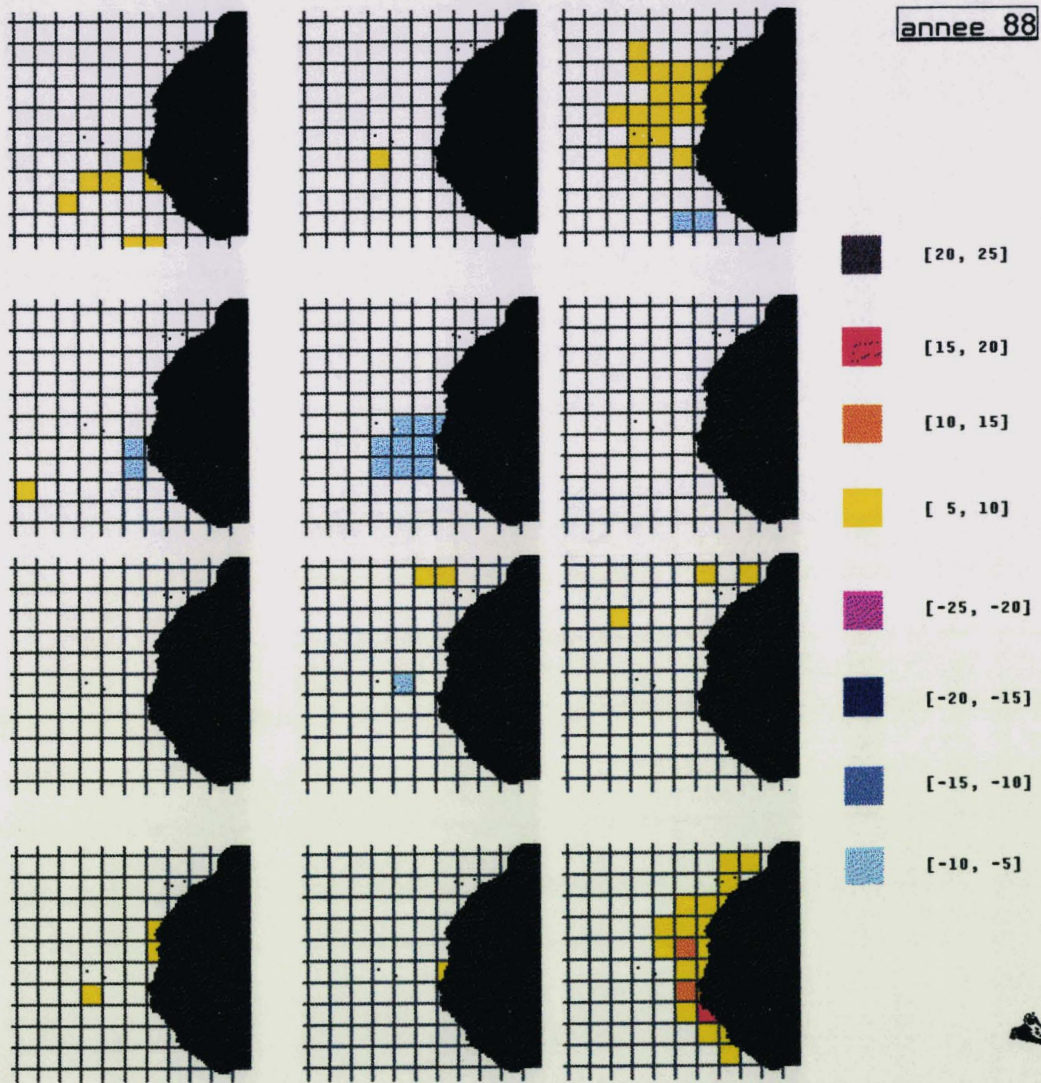


Figure II.11 : même légende que pour la figure II.7, mais pour l'année 1988.

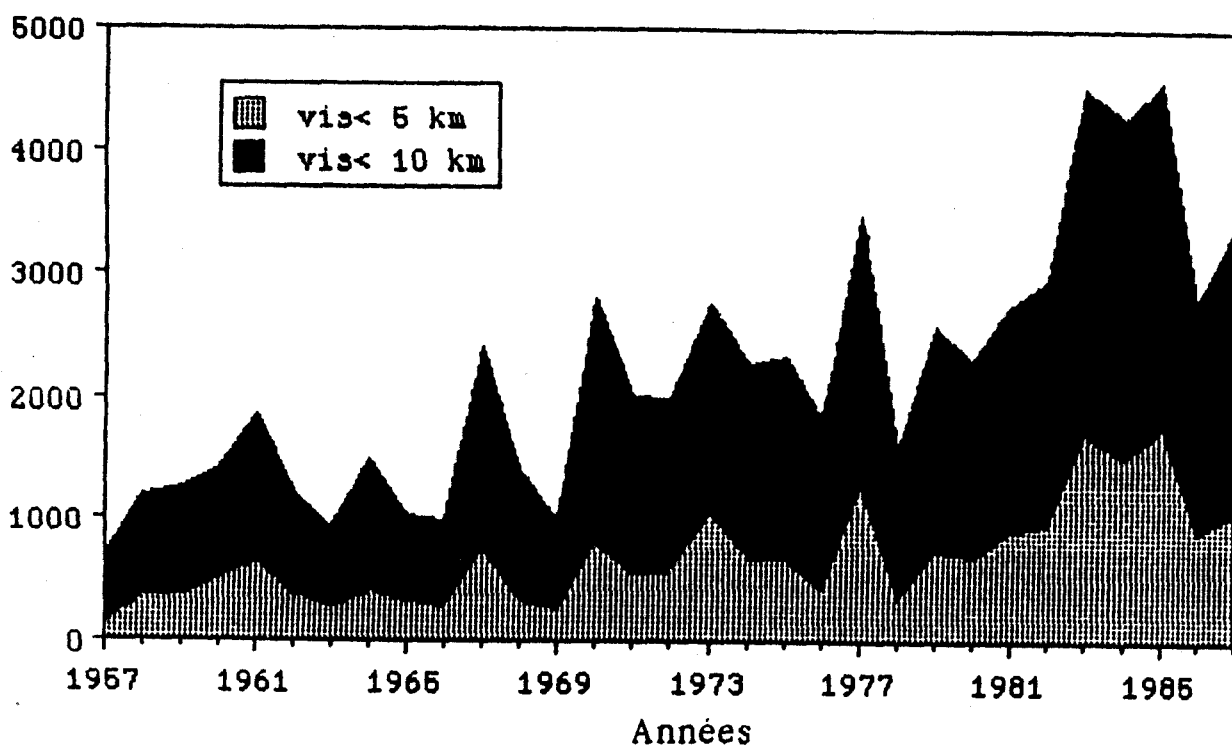


Figure II.12 : Evolution à long terme à Niamey du nombre d'heures de réduction de la visibilité au sol à moins de 5km et 10km (Ntchayi, 1988).

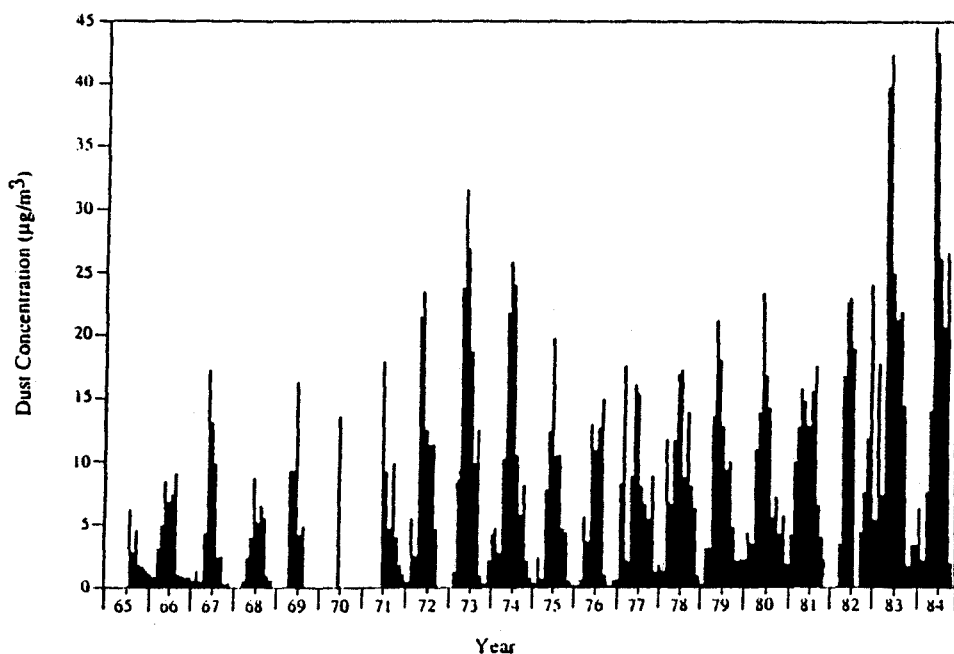


Figure II.13 : Concentrations moyennes mensuelles aux Barbades, des aérosols d'origine minérale (Prospero and Nees, 1986).

Comparons maintenant nos résultats avec le débit du fleuve Sénégal mesuré à Bakel (14.54N, 12.26W). Les débits des fleuves dépendant des saisons, le cycle hydrologique qui se déroule entre deux périodes de basses eaux, est fixé à une période allant du 1^{er} juin au 31 mai de l'année suivante. Les débits moyens mensuels et annuels (le débit moyen annuel est noté QAN) du fleuve Sénégal sont reportés dans le tableau II.2 extrait des travaux de Orange (1990). Le débit moyen du fleuve depuis le début du siècle (de 1903 à 1988) étant de 709m³/s, nous pouvons remarquer que ces 20 dernières années, les débits annuels sont largement déficitaires par rapport au débit moyen. Ce déficit est maximum pour les cycles 83/84 et 84/85. Ces débits reflètent fidèlement l'évolution de la pluviosité de cette zone climatique. Or, s'il ne pleut pas sur une région, la végétation disparaît et l'année suivante, cette surface est plus propice à l'érosion éolienne.

Nous pouvons noter également sur ces données que les débits sont beaucoup plus importants de juin à novembre (saison des pluies), que de décembre à mai (saison sèche). Ces résultats sont en accord avec les concentrations moyennes journalières d'aérosols d'origine minérale mesurées aux Barbades en 1985 par Savoie et al. (1989) (cf figure II.14) pour lesquelles nous pouvons noter une augmentation importante de brumes sèches durant les mois d'hiver.

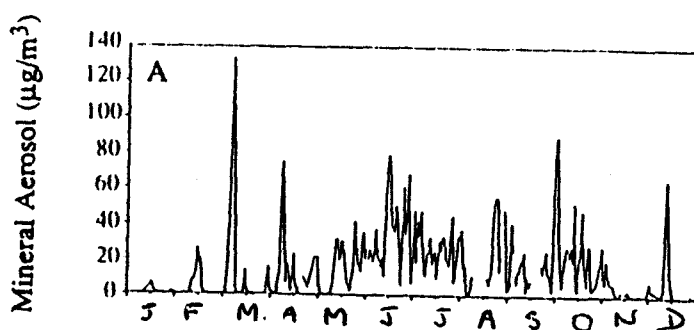


Figure II.14 : Concentrations moyennes d'aérosols d'origine minérale mesurées aux Barbades en 1985 (Savoie et al. 1989).

année	JN	JT	AT	S	O	N	D	JR	F	MS	AL	MI	QAN
1958	176	579	4098	3969	1887	796	446	239	138	82	39	19	1039
1959	165	597	2596	4087	1242	489	224	125	76	41	17	7	805
1960	82	812	1830	2481	1309	504	214	118	74	40	17	5	623
1961	105	821	3000	5249	1328	458	207	120	73	39	13	4	951
1962	86	536	2326	3657	1626	598	263	137	85	42	18	10	782
1963	9	508	1674	2741	1973	635	231	127	71	36	14	3	668
1964	173	633	2066	5841	1934	581	286	166	103	56	25	11	989
1965	87	522	3467	5453	1993	652	290	205	112	49	16	4	1070
1966	81	441	1739	3534	5029	1033	381	208	115	54	15	4	1052
1967	99	695	3068	6763	3426	919	409	254	157	76	24	6	1324
1968	78	515	1257	2238	1038	358	201	98	45	15	3	1	487
1969	49	847	2100	3881	2549	1131	365	186	97	40	12	3	938
1970	21	358	2775	3052	951	337	168	86	42	15	4	2	650
1971	2	584	3266	3272	973	310	151	72	35	11	3	1	723
1972	57	349	978	1315	590	259	131	61	28	8	3	1	315
1973	125	394	2109	1711	588	216	88	42	19	6	2	1	441
1974	4	745	3518	3394	1381	367	155	73	37	15	4	2	807
1975	0	558	1553	3267	1201	380	162	77	38	14	3	1	604
1976	4	490	1456	1147	1145	875	226	109	51	21	6	2	461
1977	2	240	829	1640	759	214	74	36	13	3	1	1	317
1978	8	359	1764	1858	1314	462	153	73	32	9	2	1	503
1979	45	311	983	1276	569	282	104	45	17	4	1	0	303
1980	22	317	1545	1941	484	194	89	38	15	4	1	0	387
1981	29	454	1858	1710	658	224	90	43	19	4	1	0	424
1982	0	235	1132	1376	559	222	81	37	14	3	1	0	305
1983	78	380	682	817	434	139	54	24	8	2	1	0	218
1984	38	470	758	571	540	137	50	17	5	2	1	0	215
1985	0	391	1414	1651	562	155	56	19	9	3	1	0	355
1986	0	267	705	1874	850	254	90	38	16	7	3	1	343
1987	0	124	496	938	642	130	61	80	54	51	4	60	220
1988	104	328	929	2835	701	90	22	8	10	34	35	39	427
1989	103	275	1297	1797	773	246	40	27	47	49	30	33	397

tableau II.2 : Débits moyens mensuels et annuels à Bakel de 1958 à 1988 (en m³/s), QAN est le module moyen annuel (Orange, 1990).

CONCLUSION

Nous avons, dans ce chapitre, décrit une méthode qui nous permet de retrouver les épaisseurs optiques en aérosols à partir des données Météosat au format B2 au-dessus de l'océan Atlantique et l'avons validée à partir de mesures sol. Nous avons chiffré l'importance de ces panaches, leur étendue et également leur temps de résidence, ce qui nous a permis de mettre en place un début de climatologie.

L'application de cet algorithme va maintenant nous permettre de chiffrer l'impact radiatif de ce phénomène; l'épaisseur optique en aérosols déterminée à partir de l'imagerie Météosat étant maintenant introduite dans un code radiatif.

Chapitre III

**Impact radiatif des aérosols sahariens
au-dessus de l'océan Atlantique.**

INTRODUCTION

L'impact des aérosols désertiques sur le climat est double. En effet, ils affectent directement le rayonnement par leurs propriétés radiatives et peuvent agir indirectement, soit en modifiant la nébulosité par leur rôle en tant que noyaux glaçogènes (Bertrand, 1977), soit en modifiant les propriétés radiatives des nuages eux-mêmes. S'il a été prouvé que l'impact des aérosols sur le bilan radiatif est important (Bach, 1976), il semble raisonnable de supposer que les aérosols peuvent avoir également localement une action sur le climat (Joseph, 1976; Tanré et al., 1984; Coackley and Cess, 1985). Des simulations réalisées à l'aide de modèles de circulation générale ont confirmé ces hypothèses et il nous a semblé important de le vérifier sur des données réelles.

Nous avons vu, au cours du premier chapitre, que les aérosols désertiques dont l'épaisseur optique peut être très importante sont transportés sur des milliers de kilomètres au-dessus des océans tropicaux. Or cette surface reçoit un éclairement solaire élevé et l'impact des poussières sur le champ de rayonnement y est alors maximum. A l'échelle régionale, ils ont donc un rôle très important, non seulement pour la répartition du rayonnement à l'intérieur de la couche où ils sont présents, mais également pour l'énergie radiative disponible à la surface même de l'océan.

Nous nous proposons, au cours de ce chapitre, de chiffrer l'impact radiatif des aérosols à partir des données Météosat. Le problème sera d'estimer, à partir de la luminance montante dans le canal visible du satellite, les flux arrivant en surface pour chaque pixel, qu'il soit clair, recouvert d'aérosols ou de nuages. Après avoir défini le code de rayonnement choisi pour cette étude, nous calculerons pour les six années précédemment étudiées (de 1983 à 1988) le flux moyen arrivant au sol. Nous montrerons ensuite que les aérosols peuvent diminuer l'énergie solaire disponible à l'interface océan-atmosphère de 5 % en moyenne mensuelle et parfois même de 11 % pour une année très riche en événements comme l'année 1984. Nous montrerons également que les différentes hypothèses adoptées pour effectuer ce calcul, type et altitude des nuages, contenu en vapeur d'eau, propriétés radiatives des aérosols n'influencent que très marginalement ce résultat.

I. PRINCIPE DE LA METHODE

Le rayonnement solaire est atténué par plusieurs absorbants, en particulier par la vapeur d'eau, le gaz carbonique et l'ozone. Il est, de plus, soit diffusé, soit absorbé par les aérosols ou les nuages. Si les caractéristiques d'absorption et de diffusion des composantes atmosphériques sont connues, il est possible de calculer le transfert du rayonnement dans l'atmosphère et d'estimer les flux en combinant une méthode d'intégration raie par raie pour chaque absorbant (Scott, 1974; Scott and Chedin, 1981) et une méthode de résolution de l'équation de transfert radiatif dans les conditions diffusantes (Lenoble, 1977). Cette approche exacte est cependant très contraignante du point de vue des temps de calcul, c'est pourquoi des méthodes simplifiées ont dû être développées, comme le programme SUNRAY (Foucart and Bonnel, 1980) qui est utilisé au Centre Européen de la prévision à Moyen Terme à Reading (Angleterre). Nous nous proposons, dans cette première partie, de présenter tout d'abord ce code de rayonnement, de préciser les différents paramètres ajustables nécessaires au calcul tels que, par exemple, les caractéristiques des nuages, puis nous chiffrerons l'impact radiatif réel des aérosols.

1 - Code de rayonnement :

Le programme SUNRAY calcule le bilan radiatif dans le domaine des courtes longueurs d'onde ($0.2 \mu\text{m}$ à $4 \mu\text{m}$) pour une atmosphère claire ou nuageuse. Il prend en compte :

- l'absorption moléculaire (vapeur d'eau, gaz carbonique, oxygène et ozone), en utilisant pour chaque couche atmosphérique des fonctions de transmission moyennées spectralement,
- la diffusion moléculaire ou diffusion Rayleigh,
- la diffusion multiple dans les nuages à l'aide d'une méthode delta-Eddington ainsi que son interaction avec l'absorption gazeuse,
- la diffusion et l'absorption par les aérosols, qui sont décrites par trois paramètres moyennés spectralement (l'épaisseur optique, l'albédo de diffusion simple et le facteur d'asymétrie).

A partir d'une atmosphère standard (Mc Clatchey, 1971) pour laquelle sont définies en fonction de l'altitude : la pression (hPa), la température (K), les concentrations en vapeur d'eau et en ozone (g/m^3), le programme SUNRAY

calcule les flux montant F^\uparrow , descendant F^\downarrow , le flux net $\Delta F = F^\uparrow - F^\downarrow$ et le gradient vertical de rayonnement $\Delta F / \Delta z$ (relié au terme de réchauffement ou de refroidissement radiatif) en 17 niveaux différents. Il travaille dans le spectre solaire complet, en divisant cet intervalle en deux domaines, de $0.2 \mu\text{m}$ à $0.68 \mu\text{m}$ et de $0.68 \mu\text{m}$ à $4 \mu\text{m}$. Signalons que l'absorption par la vapeur d'eau et le gaz carbonique n'apparaît respectivement qu'après $0.7 \mu\text{m}$ et $1.04 \mu\text{m}$ et que $0.68 \mu\text{m}$ correspond à la longueur d'onde divisant le rayonnement solaire en deux contributions égales. De plus, s'il existe une bande d'absorption de l'oxygène aux environs de $0.62 \mu\text{m}$, celle-ci est vraiment très faible. Par contre, à partir de $0.68 \mu\text{m}$ il apparaît une bande d'absorption vraiment importante (cf figure I.9 du chapitre I).

2 - Données nécessaires :

Pour calculer le transfert de rayonnement, il nous faut connaître :

- l'angle solaire,
- le profil vertical d'atmosphère (température, pression, quantité de vapeur d'eau et quantité d'ozone),
- la couverture nuageuse, c'est à dire l'altitude du nuage, son type, son épaisseur optique de diffusion ou le contenu en eau liquide, son albédo, ainsi que la fraction de surface nuageuse,
- en plus de l'altitude du panache d'aérosols, ses caractéristiques optiques que sont l'épaisseur optique, le facteur d'asymétrie et l'albédo de diffusion simple.

Plusieurs paramètres peuvent être déduits de l'imagerie satellitaire. Nous avons vu, au cours du chapitre précédent, qu'il était possible de discriminer les pixels nuageux des pixels clairs ou recouverts d'aérosols. De plus, nous avons pu, à partir du compte numérique du pixel "aérosol", en déduire son épaisseur optique. Nous démontrerons qu'il en est de même pour les pixels nuageux.

Les autres paramètres sont par contre très difficiles à déterminer à partir de Météosat et nous allons par conséquent choisir des modèles correspondant le plus aux conditions rencontrées. Comme type d'atmosphère, notre choix s'est porté sur le modèle TROPICAL de Mc Clatchey (1971). Pour les aérosols, l'albédo et le facteur d'asymétrie ont été précisés à partir des mesures-sol; pour l'altitude de la couche, nous avons considéré que les poussières au-dessus de l'océan sont dans la "Saharan Air Layer". Cette couche s'étend de 1 à 5 km d'altitude près des

côtes africaines et converge en une couche verticale entre 1.5 et 3 km au-dessus des Caraïbes (Schütz et al. 1981). Nous avons donc pris une altitude moyenne de 3 km.

Le choix d'un modèle de nuage est beaucoup plus délicat, car s'il s'agit le plus souvent de cumulo-nimbus sur la zone intertropicale, ailleurs, tous les types de nuages sont possibles. Ce point sera détaillé dans la partie II.

3 - Description de la méthode :

Nous nous proposons dans un premier temps, à partir d'images Météosat au format B2, de calculer pour chaque pixel au-dessus de l'océan, le flux arrivant à sa surface. Chaque pixel est classifié comme un nuage ou comme recouvert d'aérosols (un pixel clair sera systématiquement considéré comme recouvert d'aérosols d'épaisseur optique nulle). Les flux ont été moyennés pour des "pavés" de 10 lignes et de 10 colonnes, ce qui représente au nadir des surfaces de 300*300 km². Ainsi, à l'intérieur de chaque pavé, nous recherchons le pourcentage x de pixels considérés comme nuageux (avec x < 1) ainsi que le flux moyen de ces pixels F[↓]_{moy} (nuage). De même, pour les pixels aérosols occupant donc une surface de (1-x), nous obtenons un flux moyen F[↓]_{moy} (aer). Le flux total pour ce pavé sera donné par :

$$F_{sol}^{\downarrow} = x F_{moy}^{\downarrow} (\text{nuage}) + (1-x) F_{moy}^{\downarrow} (\text{aer}) \quad (\text{III.1})$$

Nous cherchons à évaluer l'impact radiatif des aérosols. Pour cela, nous nous proposons de comparer à partir des images, le flux arrivant à la surface dans le cas réel avec celui que l'on obtiendrait s'il n'y avait pas d'aérosols. De plus, l'impact radiatif étant d'autant plus important que l'événement de poussières dure longtemps, nous nous proposons de moyennner les résultats obtenus sur une période d'un mois. Par conséquent, les pixels classifiés "aérosols" sont traités, dans un second temps, comme des pixels clairs. Nous obtenons alors, pour le même pavé décrit précédemment, le flux :

$$F_{sol}^{\downarrow} (\text{"clair"}) = x F_{moy}^{\downarrow} (\text{nuage}) + (1-x) F_{moy}^{\downarrow} (\text{aer=clair}) \quad (\text{III.2})$$

Nous déduisons alors des deux dernières équations l'impact des aérosols sur les flux de surface par :

$$\left[\frac{\Delta F}{F} \right]_A = \frac{\sum_1^n F_{\text{sol}}^{\downarrow} (\text{"clair"}) - \sum_1^n F_{\text{sol}}^{\downarrow}}{\sum_1^n F_{\text{sol}}^{\downarrow} (\text{"clair"})} \quad (\text{III.3})$$

où n est le nombre d'images Météosat étudiées sur la période d'un mois pour effectuer la moyenne.

II. PARAMETRES AJUSTABLES

Pour calculer les flux de surface de façon systématique et indépendamment de l'image étudiée, nous avons dû faire un certain nombre d'hypothèses sur les paramètres d'entrée inaccessibles à partir de Météosat. Ces paramètres étant choisis de façon plus ou moins arbitraire, nous estimerons au cours de cette section l'incertitude qu'ils induisent sur les résultats.

1 - Profil d'atmosphère :

Les zones d'étude de l'impact radiatif des aérosols sont situées entre les longitudes de 0° et 60°W et les latitudes de 5°N et 30°N. Sur une telle largeur de maille, le choix du profil d'atmosphère est délicat. Si, au large de Dakar, nous pouvons considérer un type d'atmosphère TROPICAL, les bords d'images pourraient, quant à eux, être caractérisés aussi bien par un modèle de type MidLatitude Summer. Nous avons cherché à estimer l'erreur résultant de cette variabilité. Pour ces deux modèles, nous avons calculé le flux descendant au niveau de l'interface océan-atmosphère. Les résultats obtenus pour différents angles solaires et différentes épaisseurs optiques nuageuses ou en aérosols (suivant l'état du pixel étudié) ont été reportés dans les tableaux donnés ci-après (tableaux III.1 et III.2):

TROPICAL			Mid. Lat. Summer			Δ FLUX (%)
μ_s	τ^{aer}	FLUX (W/m ²)	μ_s	τ^{aer}	FLUX (W/m ²)	
0.5	0.0	497.2	0.5	0.0	503.7	1.3
"	2.0	261.9	"	2.0	265.1	1.2
"	4.0	150.9	"	4.0	152.8	1.2
0.75	0.0	782.7	0.75	0.0	792.5	1.3
"	2.0	500.9	"	2.0	507.1	1.2
"	4.0	318.0	"	4.0	322.0	1.3
1.0	0.0	1074.9	1.0	0.0	1087.9	1.2
"	2.0	781.4	"	2.0	791.1	1.2
"	4.0	536.2	"	4.0	542.9	1.2

Tableau III.1 : Influence du type d'atmosphère sur le calcul des flux arrivant à la surface pour un pixel aérosol. La valeur de la constante solaire a été fixée à 1360 W/m².

TROPICAL			Mid. Lat. Summer			Δ FLUX (en %)
μ_s	τ^{nuage}	FLUX (W/m ²)	μ_s	τ^{nuage}	FLUX (W/m ²)	
0.5	00.0	497.2	0.5	00.0	503.7	1.3
"	10.0	217.2	"	10.0	219.6	1.1
"	50.0	63.3	"	50.0	63.8	0.8
0.75	00.0	782.7	0.75	00.0	792.5	1.3
"	10.0	396.8	"	10.0	401.7	1.2
"	50.0	116.3	"	50.0	117.3	0.9
1.0	00.0	1074.9	1.0	00.0	1087.9	1.2
"	10.0	616.9	"	10.0	624.8	1.3
"	50.0	182.6	"	50.0	184.4	1.0

Tableau III.2 : Influence du type d'atmosphère sur le calcul des flux arrivant à la surface pour un pixel nuageux. La valeur de la constante solaire a été fixée à 1360 W/m².

Nous pouvons constater que la différence entre les deux modèles choisis atteint au maximum 1.3% et 13 W/m^2 en atmosphère claire. Cette différence peut paraître significative, mais elle sera à comparer avec les différences constatées pour les aérosols. Dans la suite de notre étude, nous avons sélectionné le modèle TROPICAL mais, travaillant en écart relatif, l'impact sera de toute façon minime.

2 - Hypothèses sur les nuages

Les nuages peuvent être caractérisés soit par leurs propriétés microphysiques (contenu en eau liquide et distribution en taille de particules), soit par leurs propriétés optiques (épaisseur optique et fonction de phase). Ces deux caractérisations sont reliées entre elles par la théorie de Mie, sauf dans le cas des cirrus (glace) où les particules ne sont plus sphériques et où celle-ci ne s'applique plus. L'épaisseur optique δ du nuage est directement proportionnelle au contenu en eau liquide intégré (Stephens, 1976) car, dans le domaine visible, la taille des particules est grande devant la longueur d'onde. Nous avons alors :

$$\delta = \frac{3}{2} \frac{\text{LWC}}{r_e} \quad (\text{III.4})$$

LWC étant le contenu en eau liquide exprimé en g/m^2 et r_e , le rayon effectif de la distribution en taille de particules $n(r)$. Ce rayon est défini par :

$$r_e = \frac{\int_0^{\infty} r^3 n(r) dr}{\int_0^{\infty} r^2 n(r) dr} \quad (\text{III.5})$$

Le facteur d'asymétrie g diffère peu suivant le type de nuage. Slingo et Schrecker (1982) ont estimé sa valeur à 0.85 qui est prise constante sur les deux intervalles de SUNRAY.

Fouquart et Bonnel (1980) ont établi pour l'albédo de diffusion simple à partir de calculs à haute résolution spectrale, une relation donnant la moyenne spectrale de l'albédo en fonction de l'épaisseur optique totale du nuage qui est :

- Pour l'intervalle [0.25 μm , 0.68 μm]

$$\omega_0^1 = 0.9999 - 0.0005 e^{-0.5 \delta} \quad (\text{III.6})$$

- Pour l'intervalle [0.68 μm , 4 μm]

$$\omega_0^2 = 0.9988 - 0.0025 e^{-0.05 \delta} \quad (\text{III.7})$$

L'altitude d'un nuage ainsi que son épaisseur ne sont pas des caractéristiques faciles à déterminer par télédétection. Or, sur une région si étendue, nous avons une forte probabilité de trouver presque tous les types de nuages. Nous avons considéré plusieurs types de nuages choisis parmi les modèles de Stephens (1978) (cf figure III.1) et les avons différencié à partir de leur épaisseur et leur altitude : le stratocumulus (Sc I) situé entre 1 et 2 km ou l'altostratus situé entre 5 et 6 km (un seul niveau à 1 km ou à 5 km respectivement) et le cumulo-nimbus situé entre 1 et 6 km (5 niveaux). Nous avons calculé, pour trois angles solaires et différentes épaisseurs optiques, les flux arrivant à la surface dans chacun des cas. Les résultats obtenus sont donnés dans le tableau III.3 :

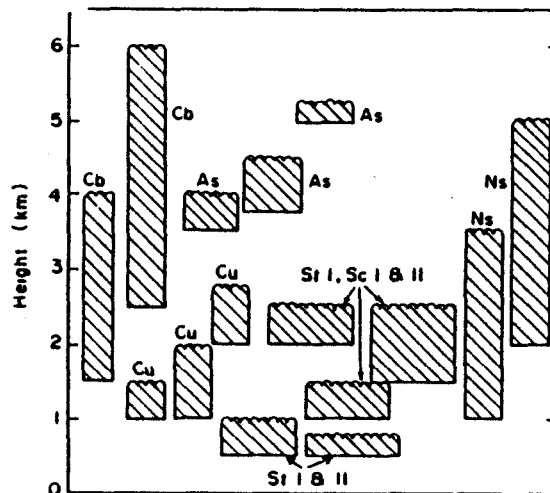


Figure III.1 : Vue schématique de la hauteur et de l'épaisseur des nuages d'après Stephens (1978)

1 seul niveau à 5 km			1 niveau à 2 km	5 niveaux
μ_s	τ_{nuage}	FLUX (W/m ²)	FLUX (W/m ²)	FLUX (W/m ²)
1.00	05.0	807.6	812.0	778.2
"	10.0	616.9	619.5	566.1
"	20.0	404.0	404.3	347.6
"	30.0	294.1	293.5	242.7
"	50.0	182.6	181.5	142.8
0.75	05.0	532.9	534.5	511.6
"	10.0	396.8	397.6	363.9
"	20.0	257.5	257.3	222.1
"	30.0	187.3	186.7	154.9
"	50.0	116.3	115.5	91.0
0.50	05.0	295.7	295.1	284.7
"	10.0	217.2	216.5	199.4
"	20.0	140.5	139.8	121.0
"	30.0	102.2	101.4	84.3
"	50.0	63.3	62.7	49.5

Tableau III.3 : Influence du type de nuage (altitude et épaisseur géométrique) sur le calcul des flux arrivant à la surface pour un pixel nuageux. La valeur de la constante solaire a été fixée à 1360 W/m².

Nous pouvons remarquer que la valeur du flux n'est que peu influencée par l'altitude d'un nuage (entre 2km et 5km, $\Delta\text{Flux} = 7\% - 9\%$ pour $\tau_{\text{nuage}} = 50.$). Son épaisseur géométrique a, par contre, une large influence qui augmente avec l'épaisseur optique (lorsque $\tau_{\text{nuage}} = 50.$, $\Delta\text{Flux} = 22\%$). Si nous voulons faire notre étude de façon systématique en minimisant les temps de calcul, nous nous devons d'imposer un type particulier de nuage, tout au moins en ce qui concerne ses caractéristiques optiques. Notre choix s'est porté sur le type altostratus situé entre 5 et 6 km d'altitude. Par conséquent, seule l'épaisseur optique du nuage sera à déterminer, ce qui induira un albédo différent (cf équations III.6 et 7). Les valeurs "brutes" des flux au sol seront bien évidemment entachées d'une erreur, mais rappelons que nous nous intéresserons aux variations relatives du flux afin d'estimer uniquement l'impact radiatif des aérosols.

3) Hypothèses sur les aérosols

Les caractéristiques des aérosols, c'est à dire l'altitude, le facteur d'asymétrie et l'albédo, ont un effet non négligeable sur le calcul des flux. Cependant, les résultats des deux campagnes réalisées en Afrique en 86 et 87 nous ont permis d'estimer ces différents paramètres. Il est à noter par ailleurs que ces caractéristiques, c'est à dire un albédo ω_0 de 0.96 et un facteur d'asymétrie g de 0.68 sont très proches des valeurs obtenues lors de la campagne ECLATS (Etude de la Couche Limite Atmosphérique Tropicale Sèche) réalisée d'octobre à décembre 1980 au Niger (Fouquart et al., 1987) et des modèles trouvés dans la littérature (Shettle, 1984; D'Almeida, 1986).

Nous avons montré au cours du chapitre II que le modèle de granulométrie représentatif des conditions observées lors des mesures-sol réalisées à Dakar, est un modèle caractéristique des petites particules : le *Background Model* (B.G). Ce modèle nous a permis alors de retrouver les épaisseurs optiques des aérosols à partir de la réflectance Météosat. Le programme SUNRAY calcule des flux dans les courtes longueurs d'onde en différenciant deux bandes spectrales : de 0.2 μm à 0.68 μm et 0.68 μm à 4 μm . Considérant la variation spectrale de l'épaisseur optique en aérosols, nous avons déterminé une épaisseur optique équivalente pour chaque bande spectrale de SUNRAY puis nous avons calculé le flux arrivant à la surface. Les résultats sont reportés dans le tableau III.4. Les flux pour chaque canal sont donnés en W/m^2 . Le canal 1 représente l'intervalle spectral [0.2 μm , 0.68 μm] et le canal 2, l'intervalle [0.68 μm , 4 μm]. Le passage de la réflectance à l'épaisseur optique des aérosols est effectué pour différents angles solaires alors que les angles de visée sont constants, de valeur 0.75.

μ_s	réflectance	τ^{aer}	canal 1	canal 2	flux total
0.50	0.05	0.05	238.75	251.52	490.26
"	0.10	0.31	217.94	232.68	450.62
"	0.15	0.60	198.67	215.23	413.90
"	0.20	0.93	179.04	197.31	376.35
"	0.25	1.35	157.52	177.51	335.04
"	0.30	1.91	133.46	155.11	288.57
0.75	0.05	0.18	368.64	388.71	757.35
"	0.10	0.58	337.41	363.55	700.96
"	0.15	0.99	307.89	339.40	647.28
"	0.20	1.45	277.33	313.90	591.23
"	0.25	1.99	244.93	286.21	531.14
"	0.30	2.68	209.05	254.56	463.61

Tableau III.4 : Calcul des flux arrivant à la surface pour différentes épaisseurs optiques en aérosols dans le cas d'une granulométrie de type Background Model. La valeur de la constante solaire a été fixée à 1360 W/m^2 .

Sachant que le modèle peut être différent de celui que nous avons choisi et afin de déterminer la sensibilité au modèle d'aérosols, nous avons fait à nouveau ces calculs dans le cas d'un modèle caractéristique d'événements de poussières plus proches des zones sources et donc avec une composante en grosses particules plus importantes : le *Desert Dust Storm Model* (D.S). Partant alors des mêmes conditions de surface, c'est à dire même angle solaire et même réflectance mesurée par le satellite, nous avons alors calculé les flux de surface pour ce modèle de granulométrie. Les résultats sont reportés dans le tableau III.5.

En comparant ces deux tableaux, nous remarquons que, si dans la première bande spectrale, les flux sont approximativement du même ordre de grandeur pour les deux modèles, ceci est loin d'être le cas dans la seconde. En effet, la variation spectrale de l'épaisseur optique des grosses particules est très faible alors que, pour les petites particules, l'épaisseur optique équivalente est, dans le second intervalle spectral, deux fois plus faible que dans le premier. Lorsque nous calculons l'épaisseur optique intégrée dans chacune des bandes spectrales de SUNRAY à partir du code de simulation 5S (Tanré et al., 1990),



nous trouvons, pour le modèle D.S, un rapport de 1.01 entre les deux bandes alors que pour le modèle B.G le rapport est de 0.67. L'écart que cela entraîne sur l'estimation des flux dans la seconde bande spectrale se reporte bien évidemment sur le flux total reçu en surface. Bien que ces écarts soient loin d'être négligeables, il doit cependant être noté que, dans la mesure où nous avons choisi le modèle B.G, l'estimation de l'impact telle que nous la faisons sera en tout état de cause sous-estimée. De plus, il faut rappeler que le modèle B.G. est beaucoup plus représentatif des conditions enregistrées près des côtes africaines, c'est à dire relativement loin des zones sources (excepté pour des fortes épaisseurs optique cf. Chap II).

μ_s	réflectance	τ^{aer}	canal 1	canal 2	flux total
0.50	0.05	0.06	237.45	248.48	485.93
"	0.10	0.38	214.13	219.96	434.09
"	0.15	0.69	194.12	196.59	390.72
"	0.20	1.05	194.12	196.59	390.72
"	0.25	1.51	151.76	149.53	301.29
"	0.30	2.13	127.63	123.63	250.95
0.75	0.05	0.21	366.15	381.24	747.39
"	0.10	0.65	333.67	345.29	678.95
"	0.15	1.07	303.84	312.64	616.48
"	0.20	1.55	273.43	279.74	553.17
"	0.25	2.12	240.96	245.05	486.01
"	0.30	2.85	204.30	206.44	410.74

Tableau III.5 : même légende que pour le tableau III.4, mais dans le cas d'un modèle granulométrique caractérisant les grosses particules.

III. PARAMETRES OBTENUS A PARTIR DE L'IMAGERIE

Les seules données directement accessibles à partir des images Météosat sont la luminance et, par conséquent, la réflectance directionnelle reliées au compte numérique du pixel. Nous avons vu, lors du premier chapitre, qu'une méthode simple basée sur la notion de cohérence spatiale, nous permettait de classer les pixels comme nuageux, clairs ou recouverts d'aérosols. Il nous reste donc, à partir de la réflectance d'un pixel, à retrouver l'épaisseur optique de l'aérosol ou du nuage.

1 - Aérosols.

La méthode utilisée est celle décrite et validée au cours du chapitre précédent. Nous pouvons, à partir du compte numérique de Météosat et connaissant les caractéristiques optiques des aérosols, en déduire leur épaisseur optique dans la bande spectrale de Météosat puis les épaisseurs optiques équivalentes pour chaque bande spectrale de SUNRAY et finalement calculer les flux correspondants dans chaque bande (cf paragraphe II-3).

Le cas des pixels clairs sera traité comme celui des pixels recouverts d'aérosols mais ayant une épaisseur optique nulle. Le calcul des flux de surface se fera en ne tenant compte que de la diffusion moléculaire et des transmissions gazeuses.

2 - Nuages.

La méthode précédente ne peut pas s'utiliser dans le cas de nuages épais. Il est par contre possible d'inverser le programme SUNRAY et à partir d'un albédo intégré sur tout le spectre solaire, de retrouver l'épaisseur optique du nuage. Pour passer de la réflectance bidirectionnelle mesurée par Météosat au sommet de l'atmosphère $\rho(\theta_s, \theta_v, \varphi)$ à la réflectance directionnelle $\rho(\theta_0)$, nous avons besoin d'informations concernant l'anisotropie du champ de rayonnement. Nous avons alors utilisé les facteurs de conversion $f(\theta_s, \theta_v, \varphi)$ calculés à partir des données de Nimbus-7 ERB (Earth Radiation Budget) (Taylor and Stowe, 1984) tels que :

$$\rho(\theta_0) = \frac{\rho(\theta_s, \theta_v, \varphi)}{f(\theta_s, \theta_v, \varphi)} \quad (\text{III.8})$$

Cette fonction a été déterminée de manière statistique à partir de 19 mois de données de Nimbus-7 et n'est valable que pour des épaisseurs optiques relativement élevées. Enfin pour appliquer cette fonction au canal visible de Météosat, nous faisons l'hypothèse que celui-ci est représentatif de tout le spectre solaire ($0.2 \mu\text{m} - 4 \mu\text{m}$) (cf Courel et al., 1984). Il serait cependant préférable d'employer par la suite le logiciel GAME (Global Atmospheric Model) (Dubuisson, 1990). Ce logiciel simule le signal reçu par un satellite, aussi bien en atmosphère claire que nuageuse. Son atout principal est de calculer aussi bien des flux radiatifs que des luminances. Il sera alors possible, à partir d'une réflectance bidirectionnelle mesurée par Météosat, de retrouver l'épaisseur optique du nuage.

IV. RESULTATS.

1 - Flux au sol

La période de temps sur laquelle nous avons choisi de faire la moyenne des résultats obtenus lors du calcul de flux a été fixée à un mois.

Comme nous l'avons signalé lors du premier chapitre, nous n'avons étudié que les images de 11h30 T.U (problème de glitter ou d'éclairement solaire insuffisant). Ne connaissant pas, de plus, l'évolution journalière de la couverture nuageuse, il nous a paru hasardeux d'extrapoler les résultats obtenus sur une journée. Cependant, ce résultat aurait été bien plus intéressant puisque nous aurions pu alors en déduire la perte d'énergie de la couche océanique de surface. Nous avons fait cette étude sur six années, de 1983 à 1988. Cependant les données de Météosat ne sont accessibles au format B2 qu'à partir d'avril 83. Nous donnons donc, figures III.2a et III.2b, le flux arrivant au sol (en W/m^2) moyenné sur 5 années (de 84 à 88) et à 11h30.

De manière générale, les figures a) représenteront par la suite les six premiers mois (janvier à juin) et les figures b) les six derniers (juillet à décembre). Rappelons que les calculs n'ont été faits que pour des angles solaires inférieurs à 60° ; par conséquent, nous n'avons pas calculé les flux sur les bords d'images situés en haut et à gauche des mois de janvier, février, novembre et décembre (valeurs de flux inférieures à 450W/m^2). Nous rappelons également que chaque image recouvre une surface s'étendant en longitude des côtes

africaines à 60° W et en latitude de 5°N à 30°N. Ces résultats ne fournissent en fait qu'un ordre de grandeur pour l'estimation des flux de surface car, comme nous l'avons signalé précédemment, ils dépendent du modèle de nuages ainsi que du modèle d'atmosphère et du modèle d'aérosols. Pour finir, nous signalons que, dans tous les résultats que nous donnerons, les valeurs obtenues au-dessus du golfe de Guinée ne seront pas à prendre en compte car, à cet endroit, se trouve la tache du glitter, qu'il nous a été impossible de modéliser correctement.

2 - Différence de flux au sol - Impact radiatif des aérosols

Sur la figure III.3, nous représentons la variation relative moyenne des flux due à la présence des aérosols (cf équation III-3) pour chacune des années étudiées (de 84 à 88) puis sur les cinq années. Les figures III.4 à III.9 (a & b), représentent, quant à elles, cette même variation pour chaque mois de chaque année.

A partir de la figure III.3, nous pouvons noter, qu'en moyenne annuelle, les aérosols diminuent le flux solaire arrivant à 11h30 à la surface de l'océan de 4 % au maximum; ce maximum de diminution tombe à 3 % pour une année pauvre en événements, comme l'a été l'année 1986 et peut atteindre 5 % pour une année très riche comme 1984. Cependant, il est à noter que le flux est surtout diminué au large de Dakar et en bordure des côtes africaines, entre 10 et 20° N. Plus on s'éloigne de ces côtes, plus l'impact des aérosols devient faible. Il est quasiment inexistant au-dessus du tropique du Cancer ou près des Caraïbes.

De plus, nous pouvons remarquer que cette diminution se fait sentir surtout pendant le premier semestre de l'année et plus particulièrement pendant les mois de février à mai. Ceci résulte du fait que l'émission des poussières vers l'Atlantique est beaucoup plus importante pendant cette période.

Nous remarquons surtout l'année 1984 qui, comme nous l'avons signalé dans le chapitre précédent, est une année très riche en événements. En janvier, nous avons pu en effet détecter de la poussières pendant plus de 25 jours (cf chapitre précédent), ce qui induit au niveau des flux de surface une variation de 11 % au large de Conakry. Si, en février, la diminution est à cet endroit légèrement moins intense, l'impact est encore loin d'être négligeable au large du Vénézuéla (7 %). Nous pouvons noter par contre que pour décembre 1988, si la climatologie nous donnait un nombre relativement élevé d'événements de

Chapitre III. Impact radiatif des aérosols

poussières, l'impact radiatif qui s'en déduit l'est beaucoup moins (6 % au maximum), le nombre d'événements très important étant limité.

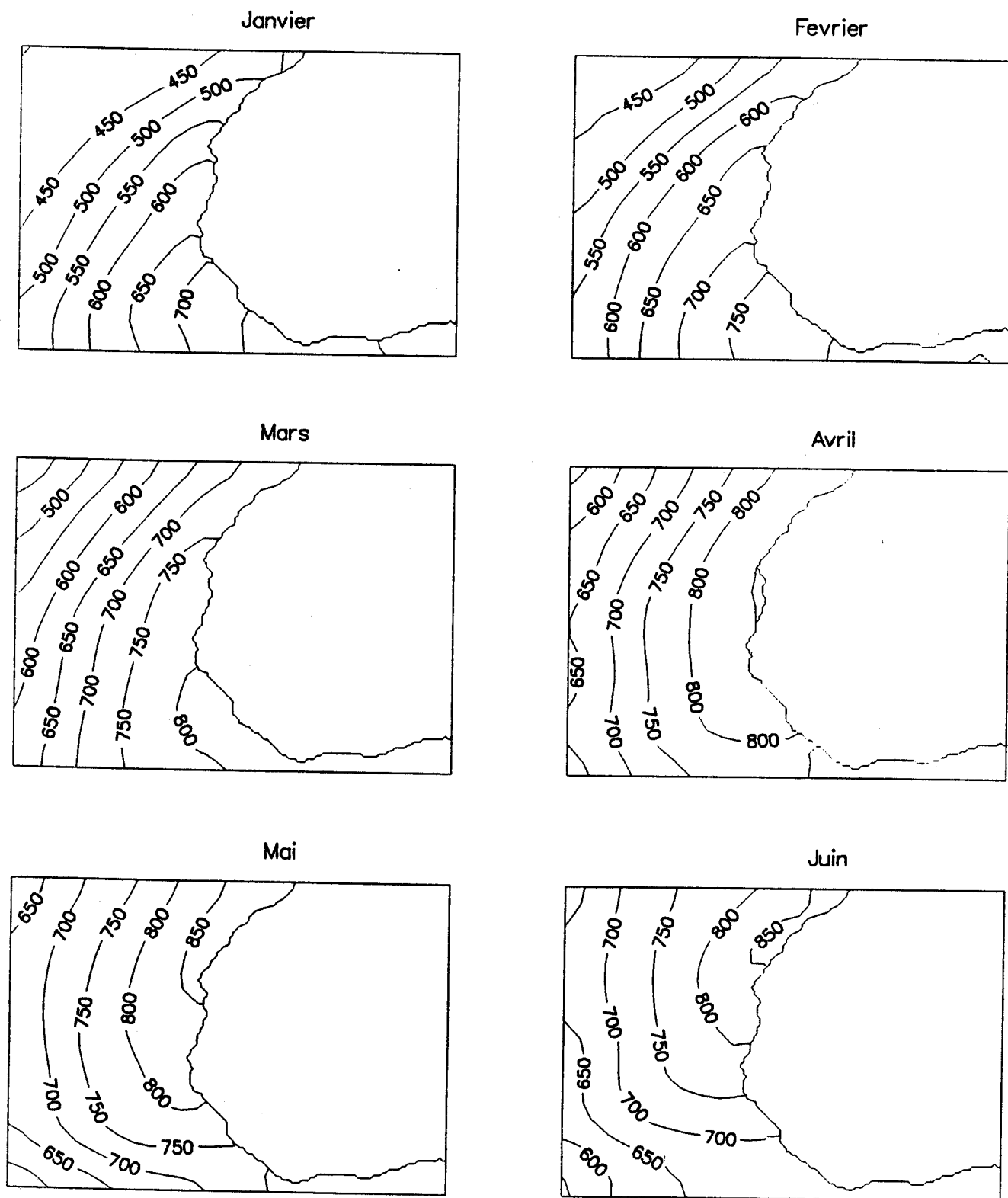
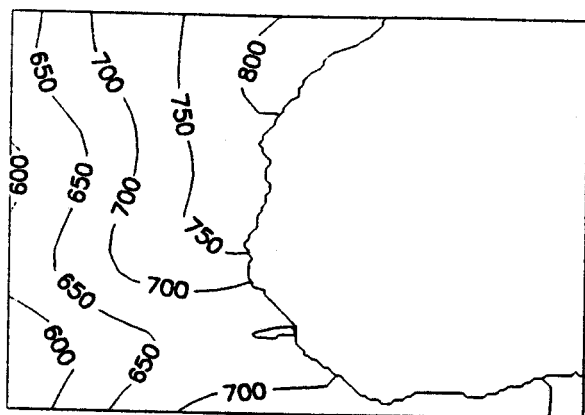
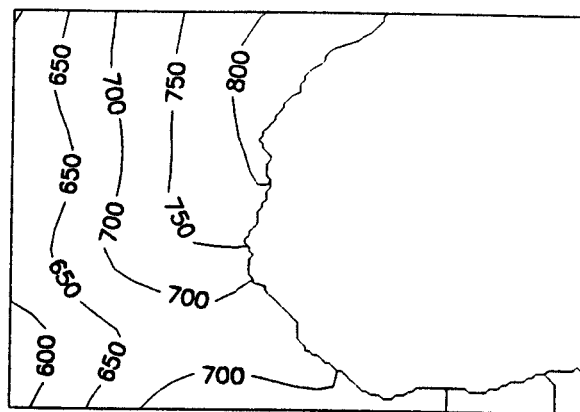


Figure III.2a: Flux à 11h30 moyenné sur cinq années (de 1984 à 1988) arrivant à la surface de l'océan, pour les six premiers mois de l'année (en W/m^2).

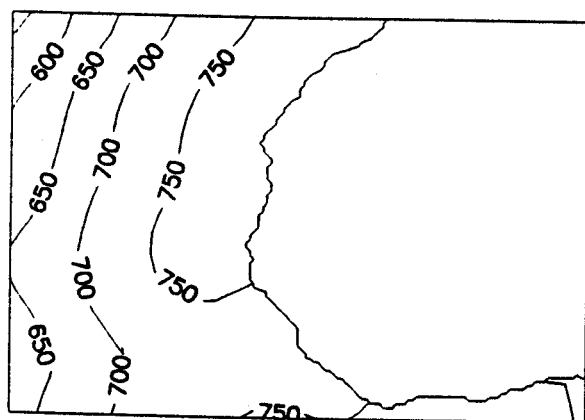
Juillet



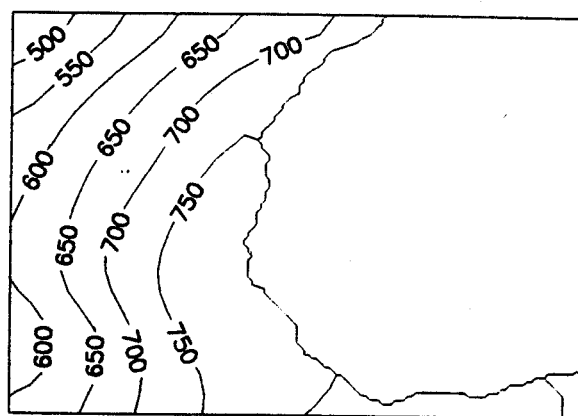
Aout



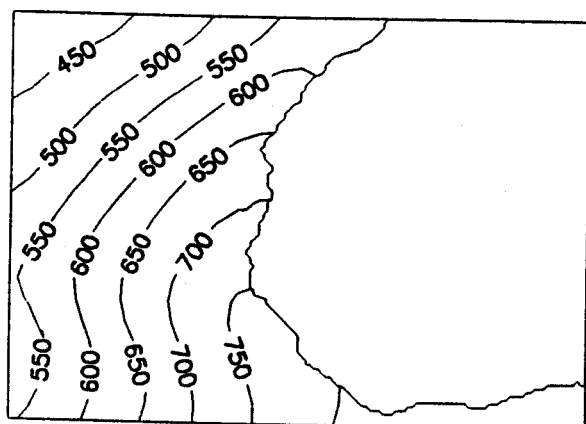
Septembre



Octobre



Novembre



Decembre

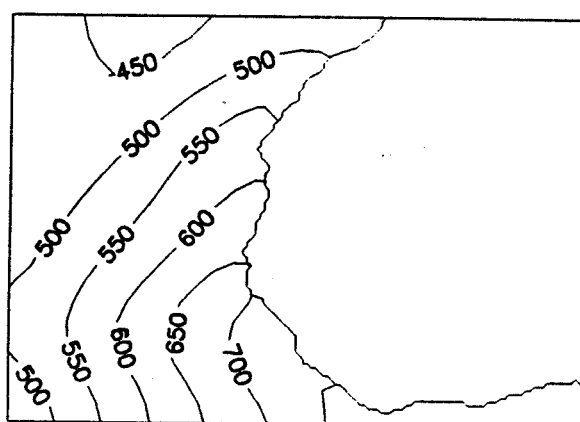
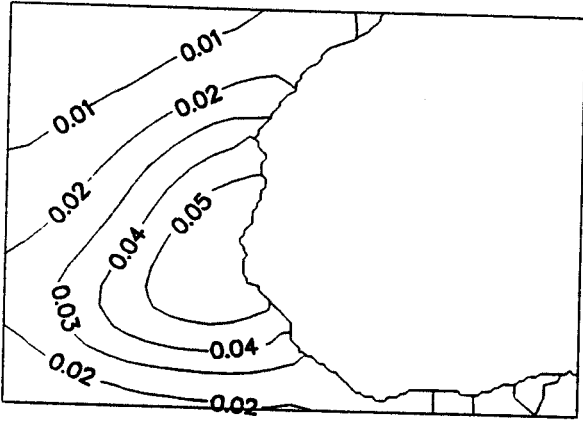
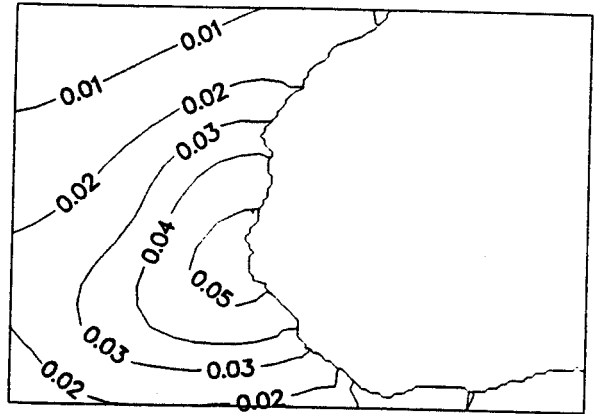


Figure III.2b: même légende que pour la figure III.2a, mais pour les six derniers mois.

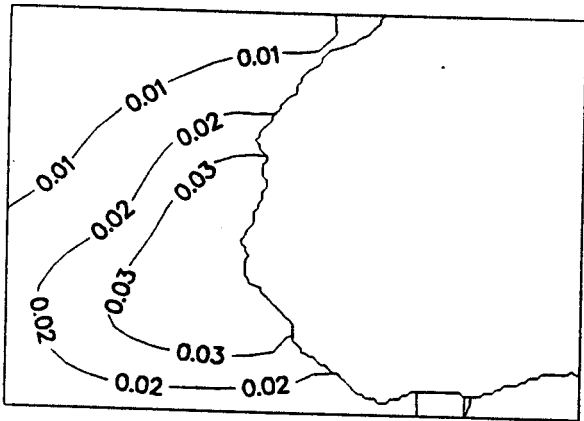
1984



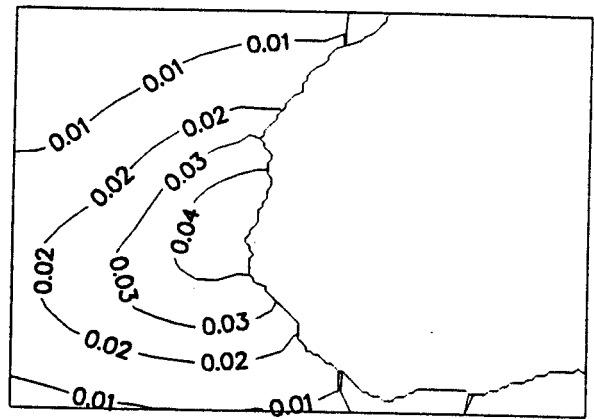
1985



1986



1987



1988

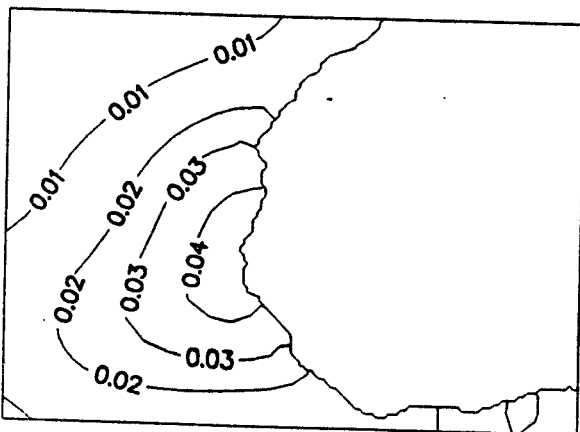


IMAGE MOYENNE

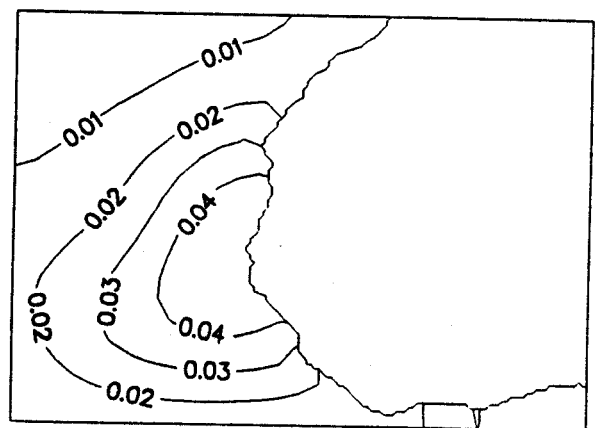


Figure III.3: Diminution relative, due aux événements de poussières, du flux solaire arrivant à la surface de l'océan en moyenne sur chaque année étudiée, puis sur les cinq ans.

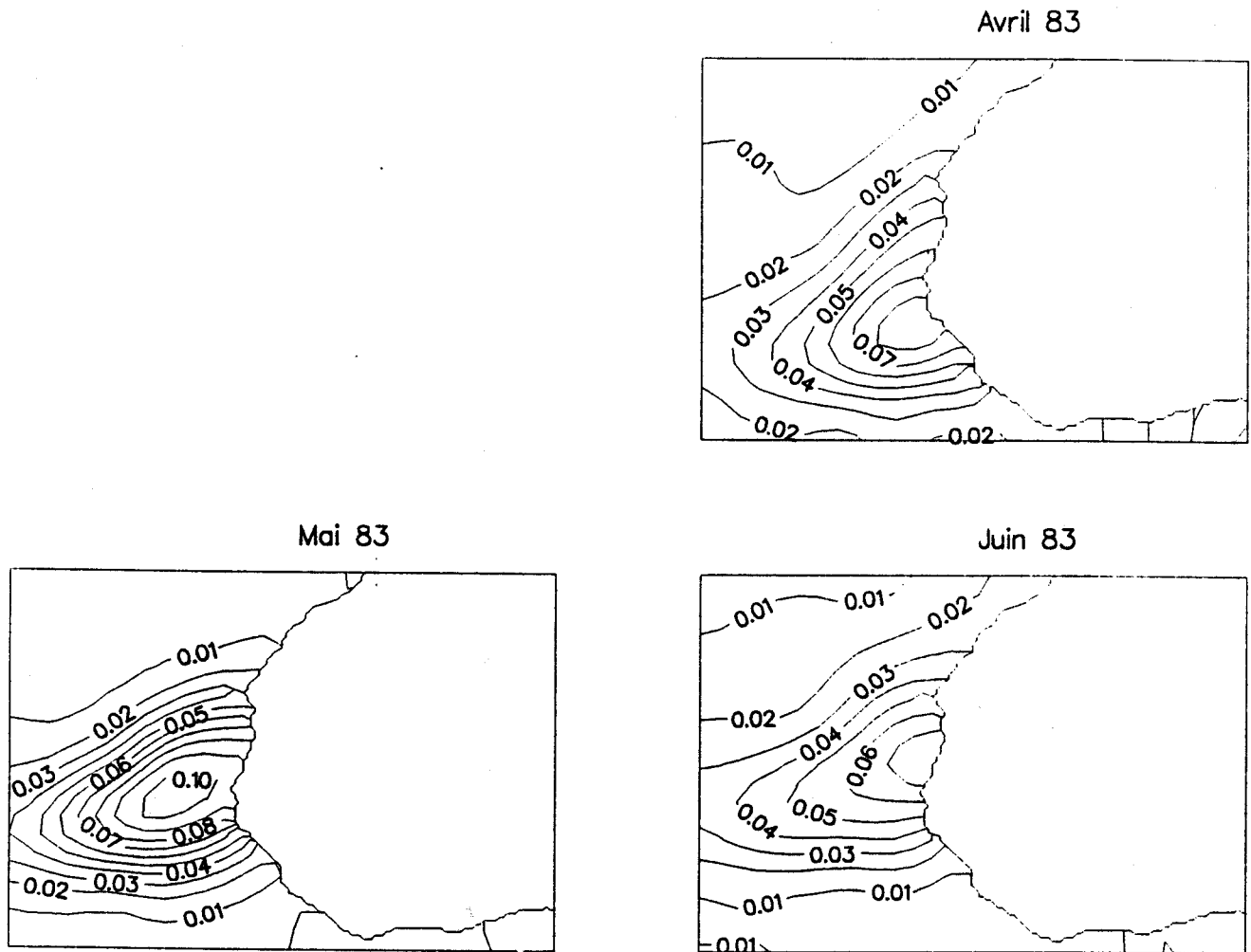
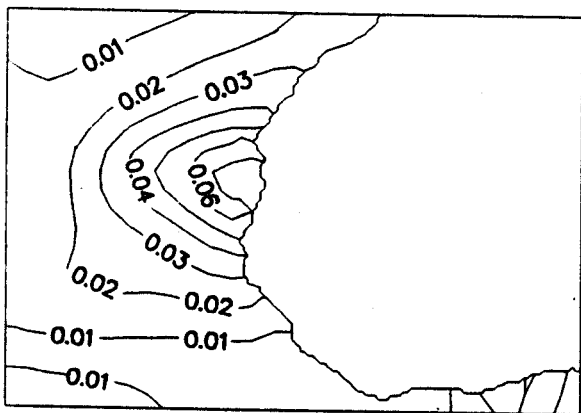
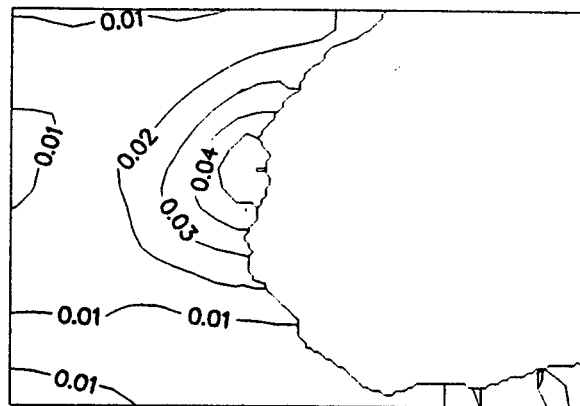


Figure III.4a: Diminution relative, due aux événements de poussières, du flux solaire arrivant à la surface de l'océan pour les mois d'avril à juin 1983.

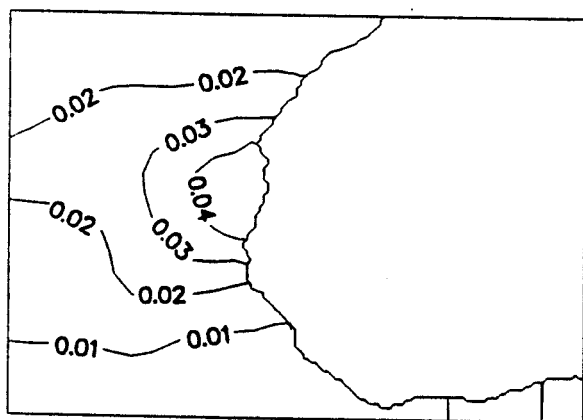
Juillet 83



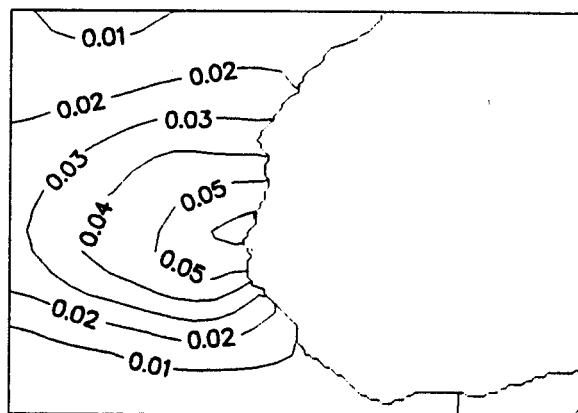
Aout 83



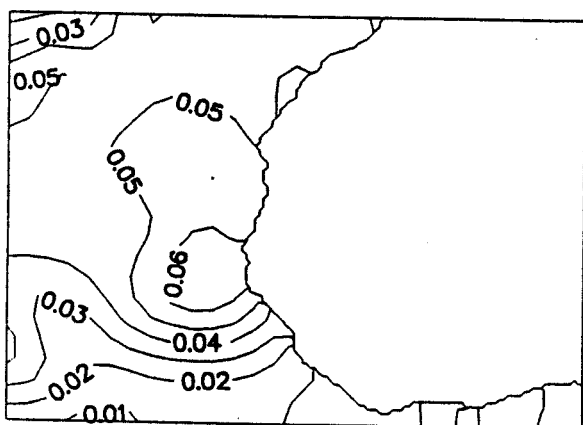
Septembre 83



Octobre 83



Novembre 83



Decembre 83

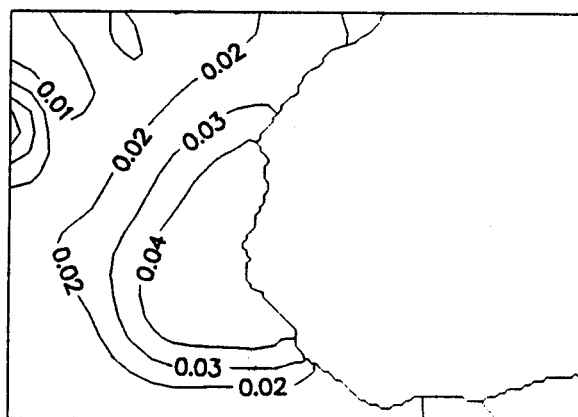
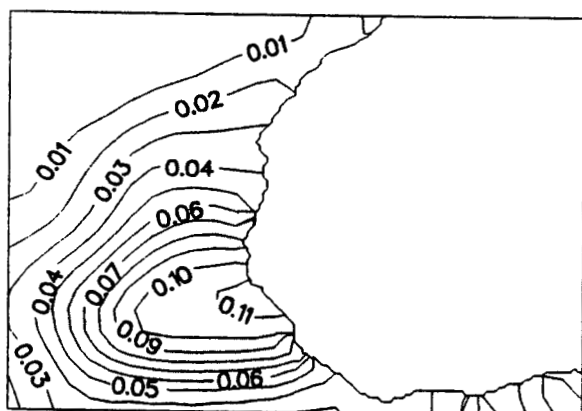
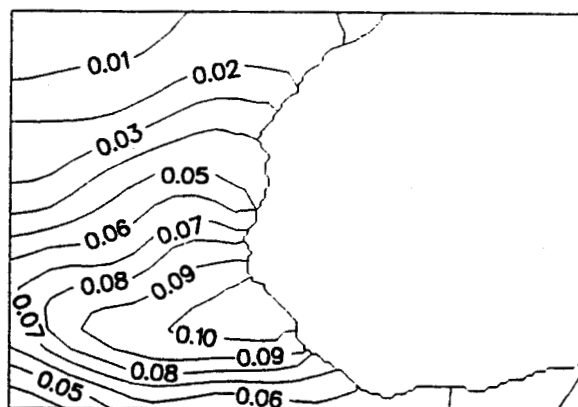


Figure III.4b: même légende que pour le figure III.4a, mais pour les six derniers mois de l'année.

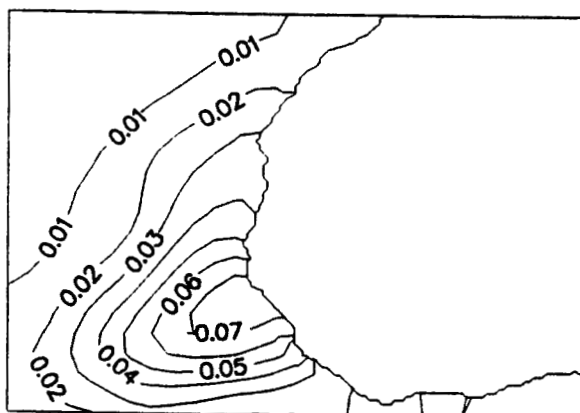
Janvier 84



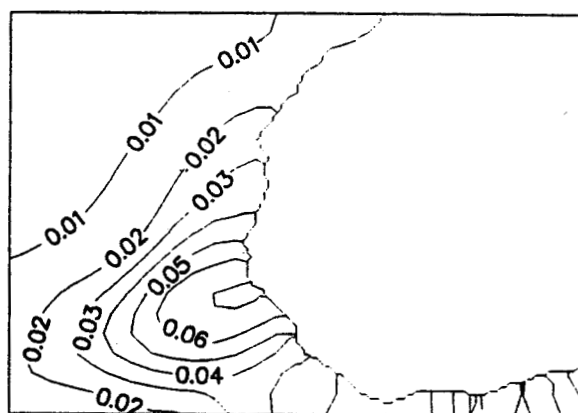
Fevrier 84



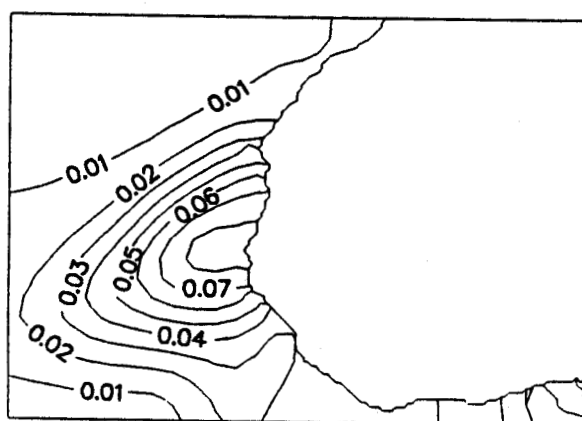
Mars 84



Avril 84



Mai 84



Juin 84

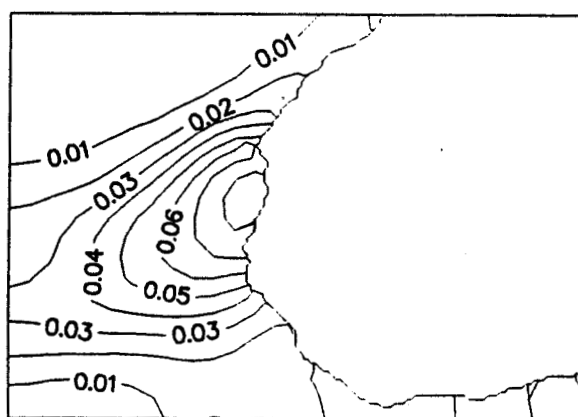
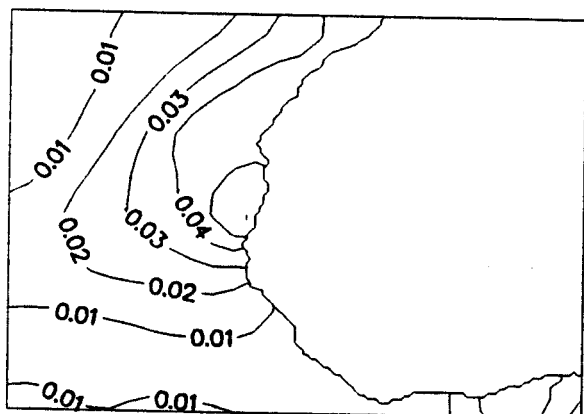
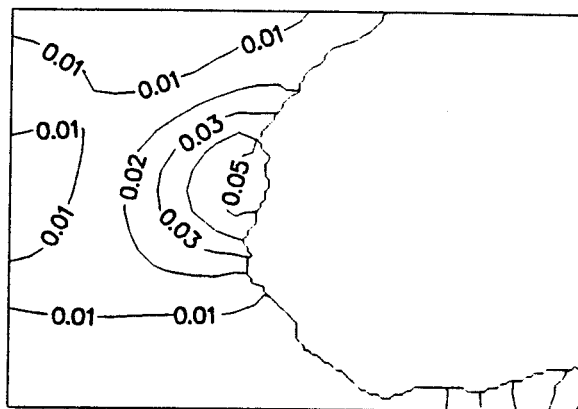


Figure III.5a: Diminution relative, due aux événements de poussières, du flux solaire arrivant à la surface de l'océan pour les six premiers mois de l'année 1984.

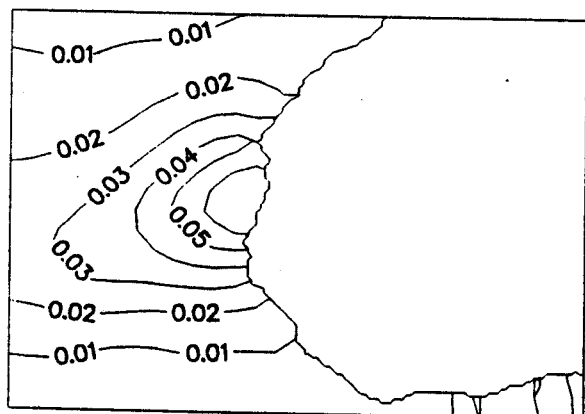
Juillet 84



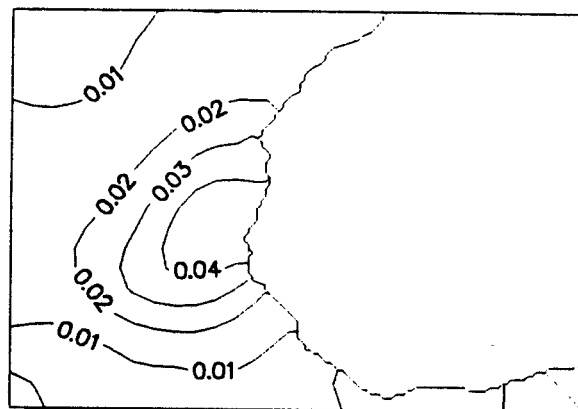
Aout 84



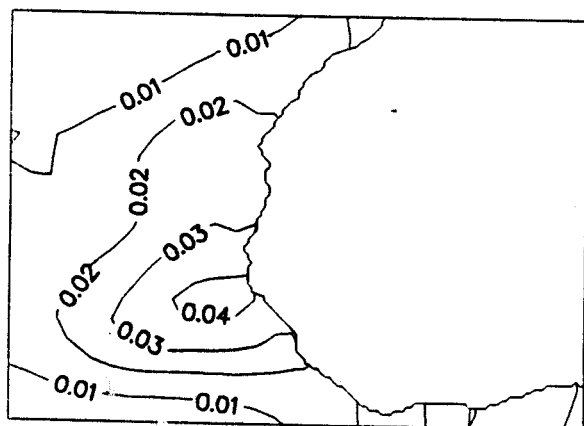
Septembre 84



Octobre 84



Novembre 84



Decembre 84

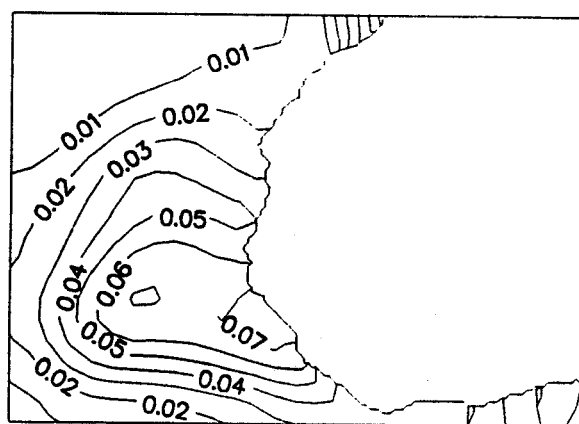


Figure III.5b: même légende que pour le figure III.5a, mais pour les six derniers mois de l'année.

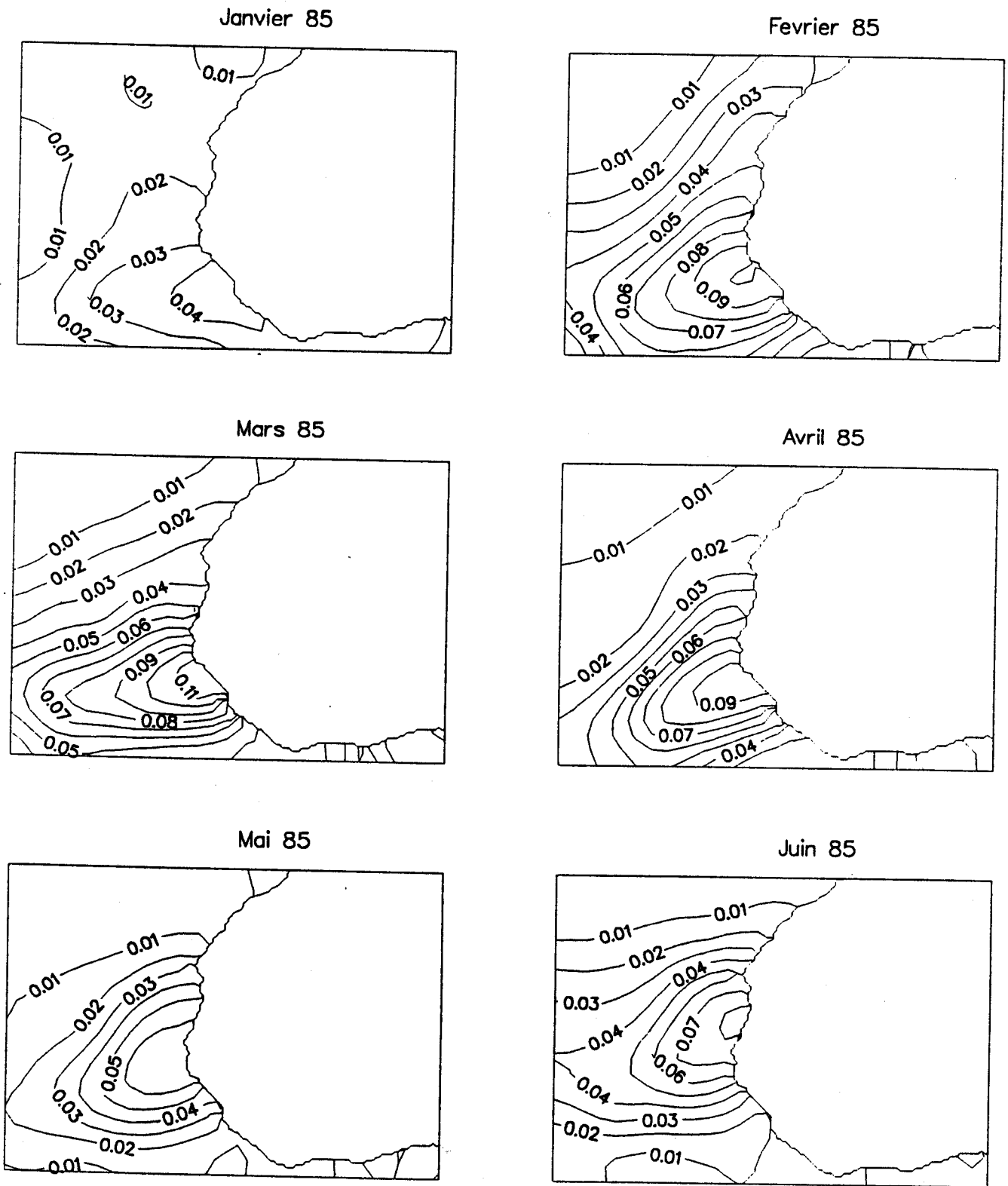


Figure III.6a: même légende que pour le figure III.5a, pour l'année 1985.

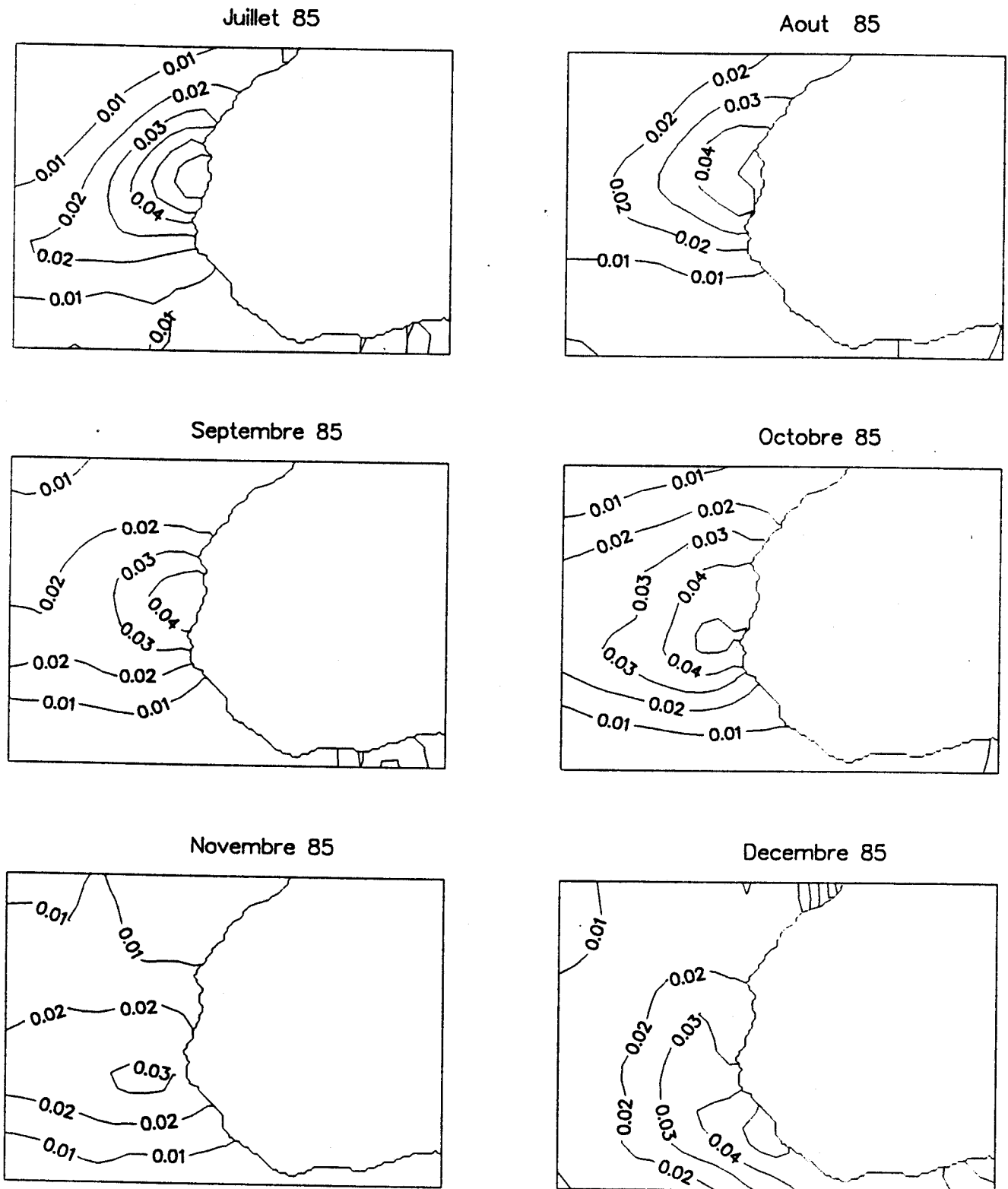
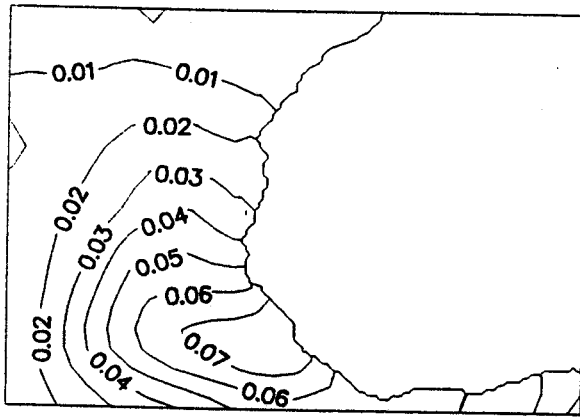
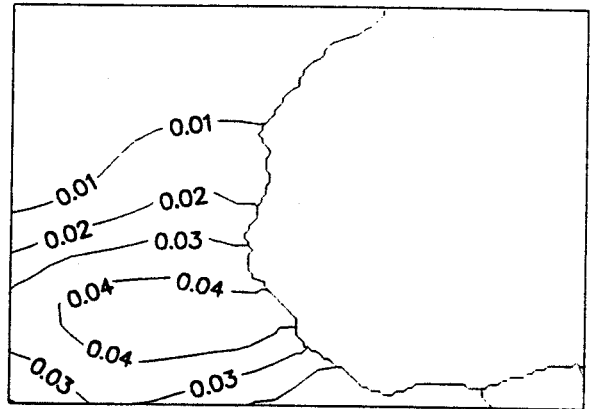


Figure III.6b: même légende que pour le figure III.5b, pour l'année 1985.

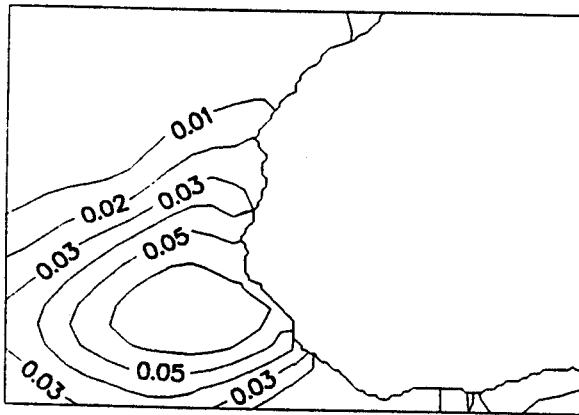
Janvier 86



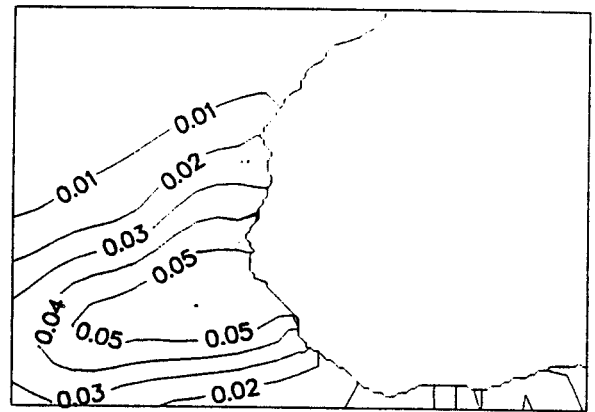
Fevrier 86



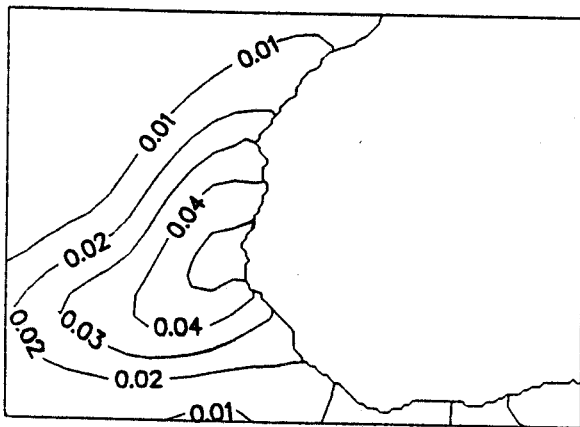
Mars 86



Avril 86



Mai 86



Juin 86

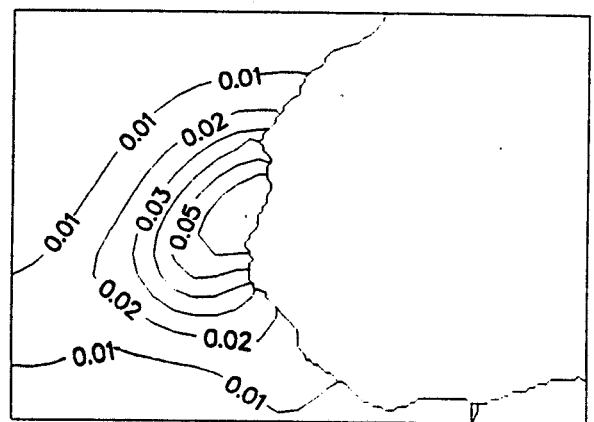
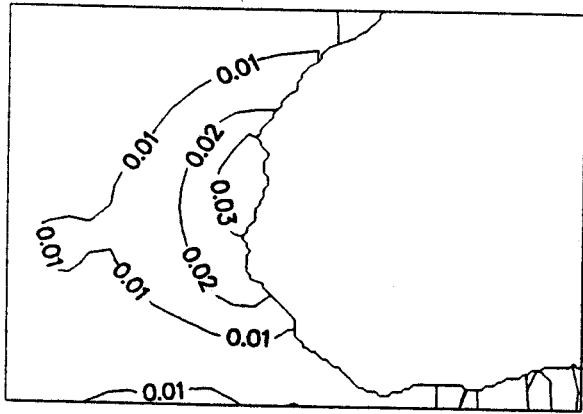
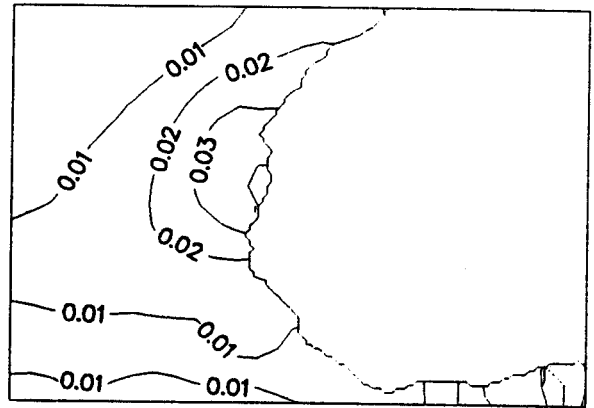


Figure III.7a: même légende que pour le figure III.5a, pour l'année 1986.

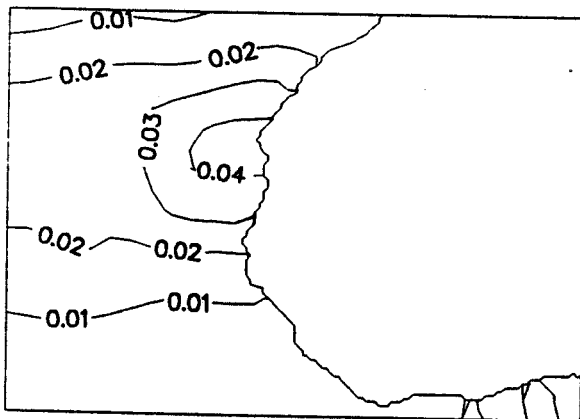
Juillet 86



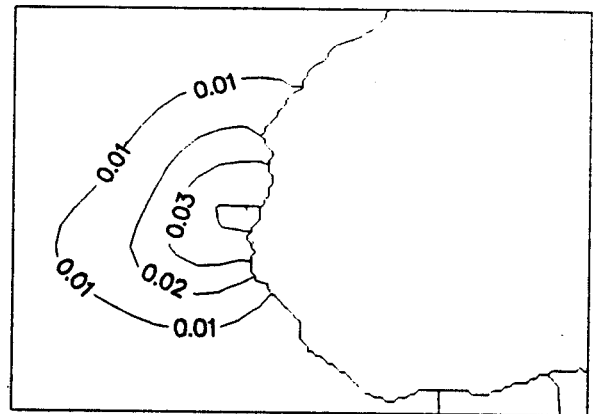
Aout 86



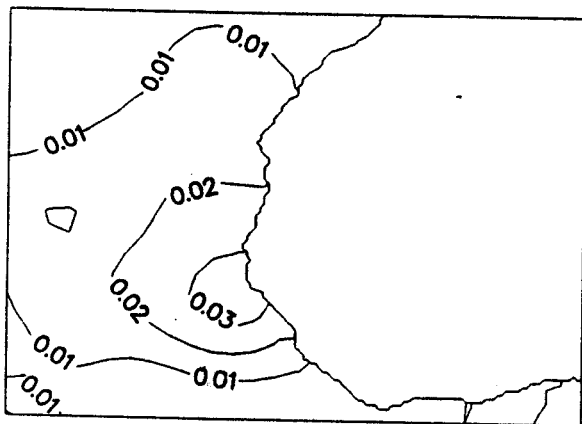
Septembre 86



Octobre 86



Novembre 86



Decembre 86

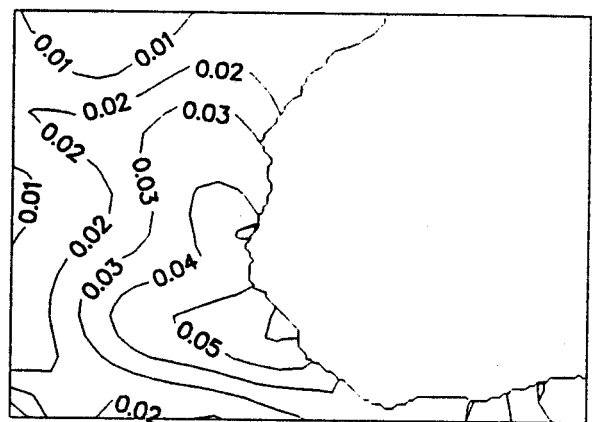
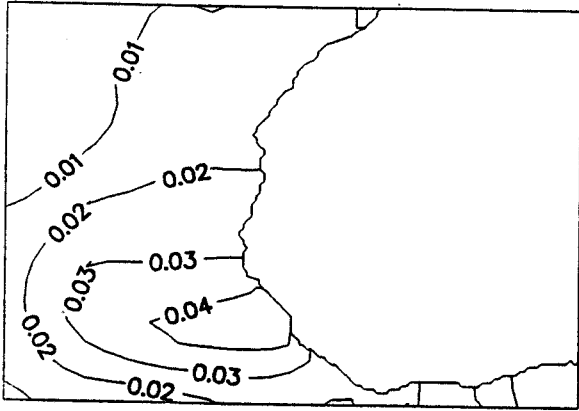
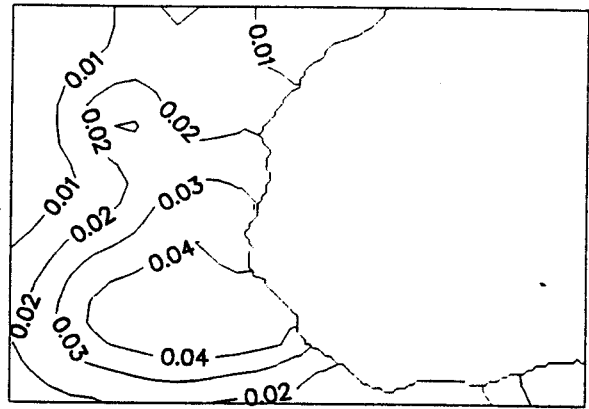


Figure III.7b: même légende que pour le figure III.5b, pour l'année 1986.

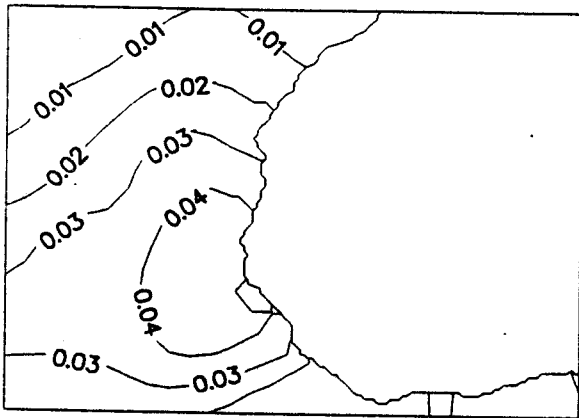
Janvier 87



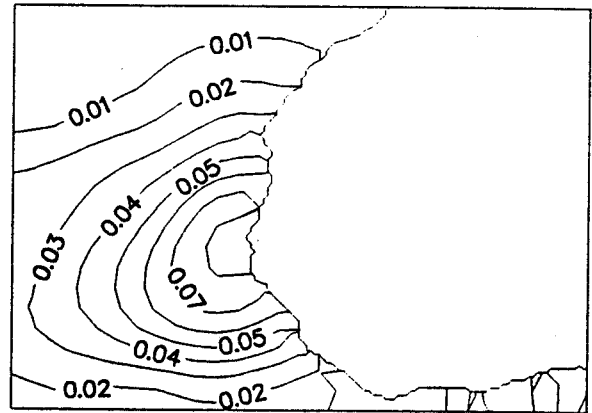
Fevrier 87



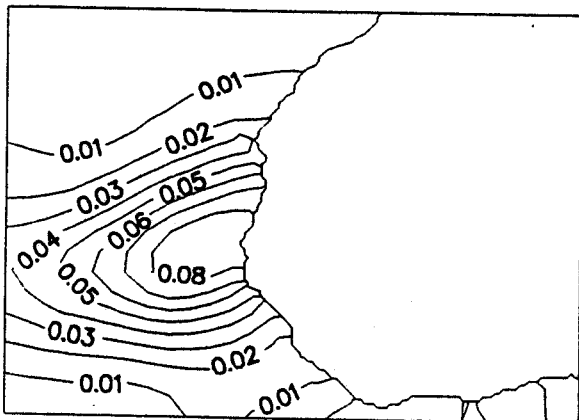
Mars 87



Avril 87



Mai 87



Juin 87

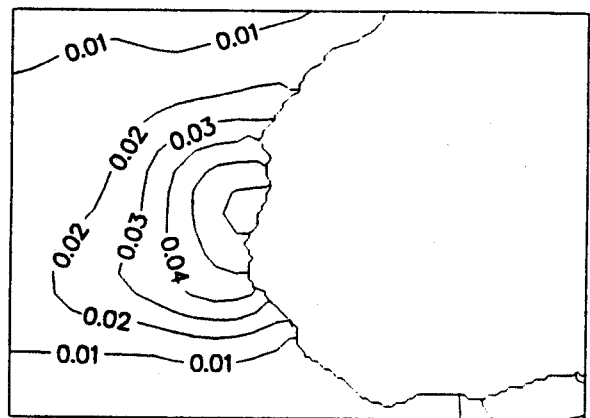
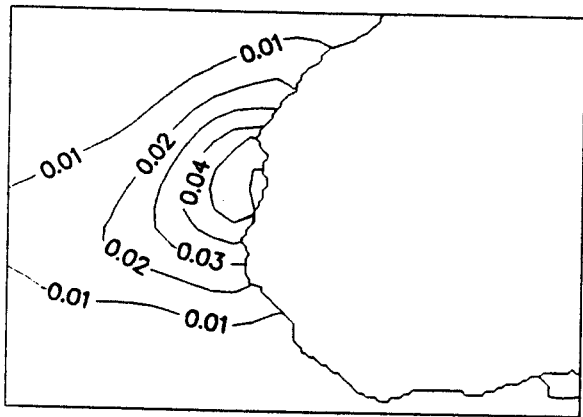
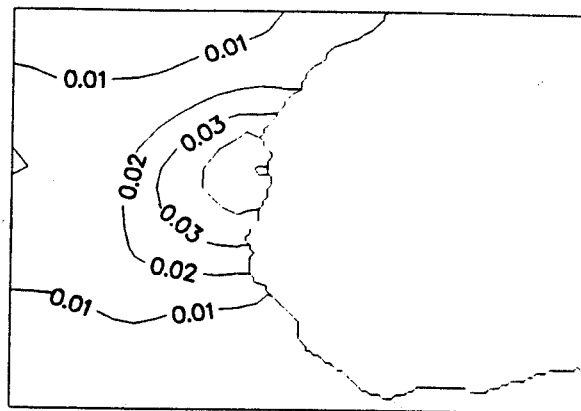


Figure III.8a: même légende que pour le figure III.5a, pour l'année 1987.

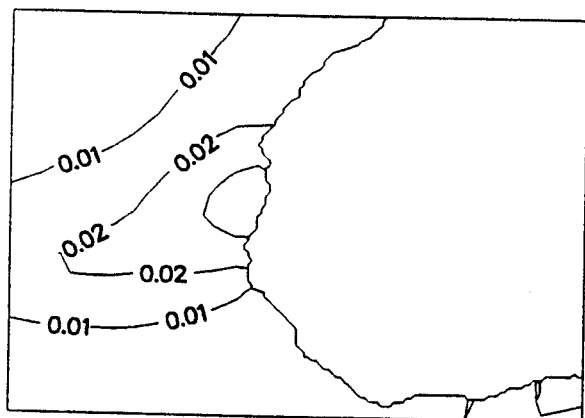
Juillet 87



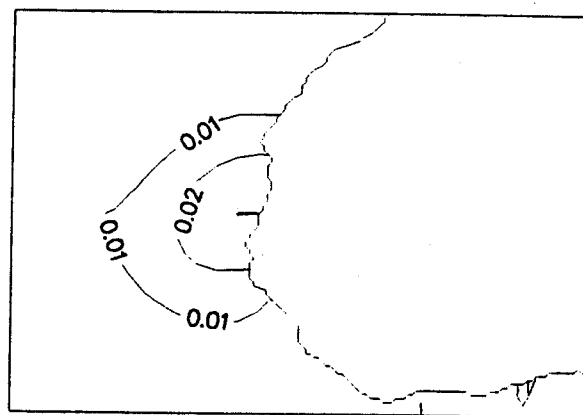
Aout 87



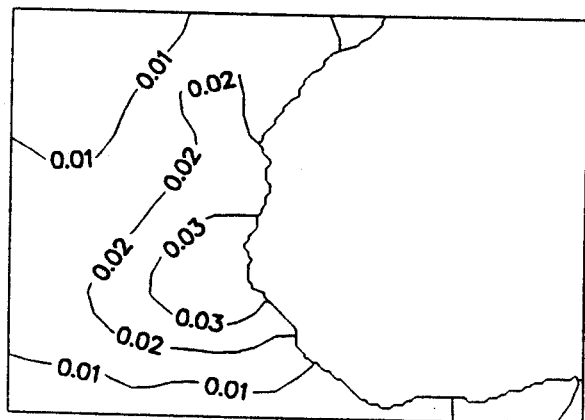
Septembre 87



Octobre 87



Novembre 87



Decembre 87

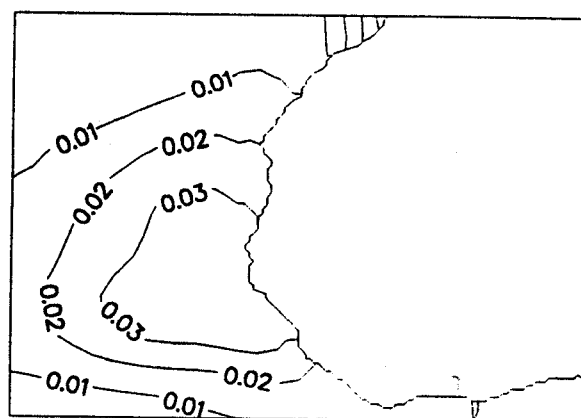


Figure III.8b: même légende que pour le figure III.5b, pour l'année 1987.

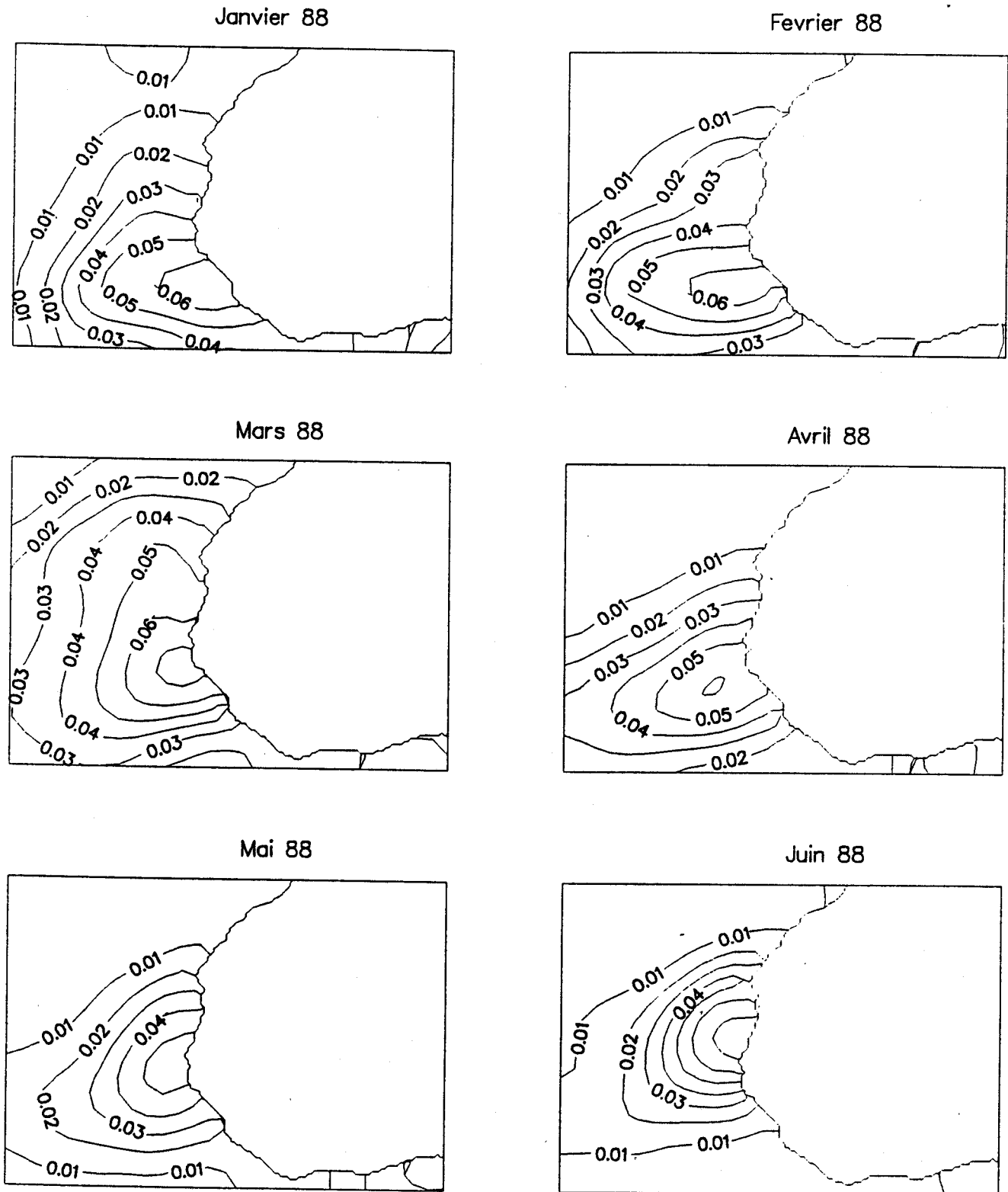
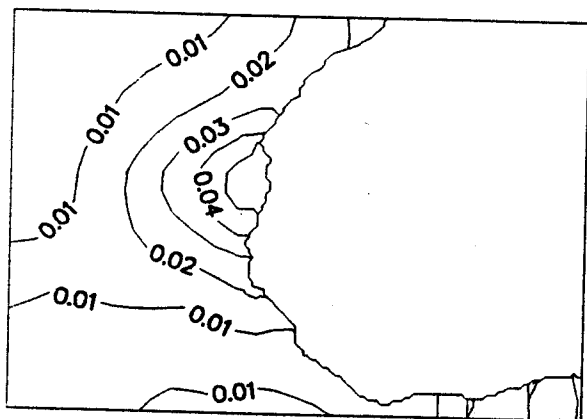
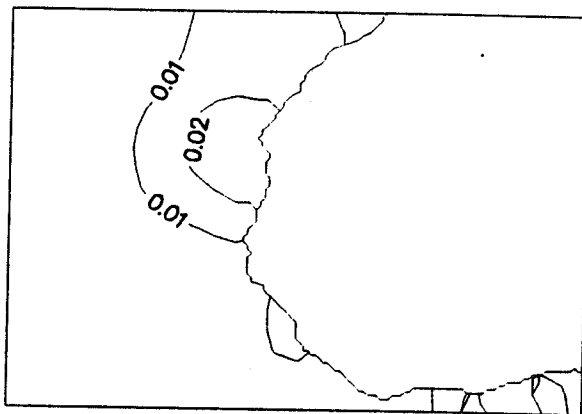


Figure III.9a: même légende que pour le figure III.5a, pour l'année 1988.

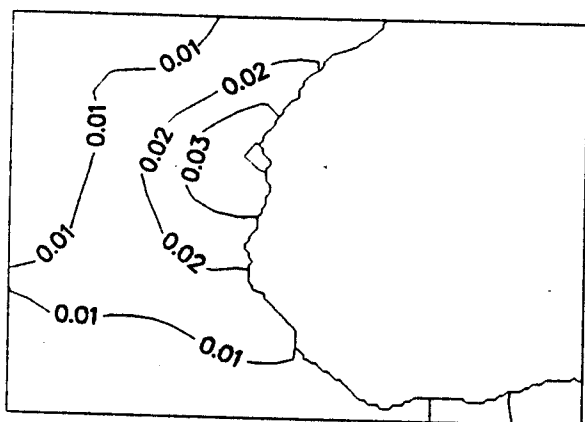
Juillet 88



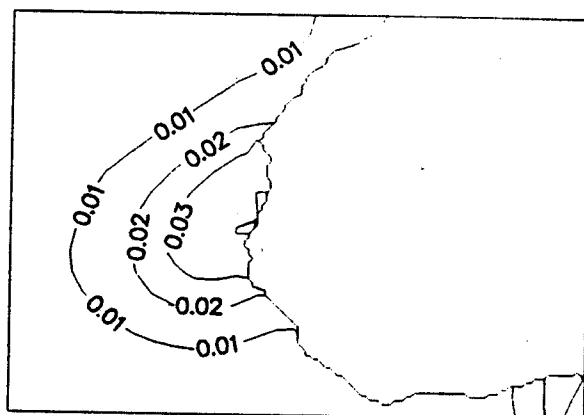
Aout 88



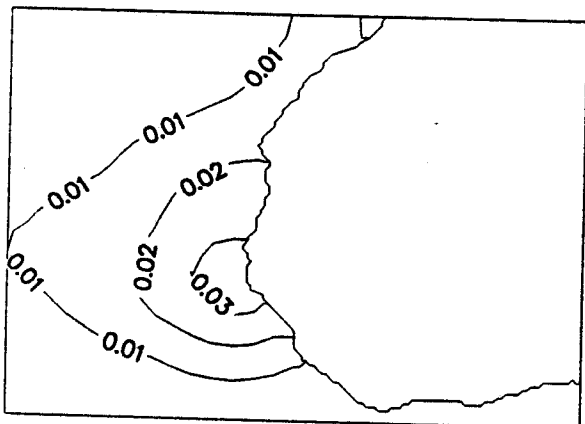
Septembre 88



Octobre 88



Novembre 88



Decembre 88

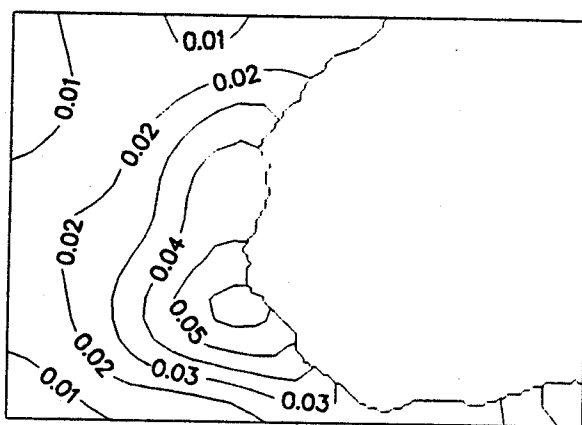


Figure III.9b: même légende que pour le figure III.5b, pour l'année 1988.

CONCLUSION

L'importance des aérosols sur l'estimation des flux de surface à l'aide du code de rayonnement SUNRAY a été clairement établie au cours de ce chapitre. La présence d'aérosols peut, certains mois, réduire de 11 % le flux solaire disponible à la surface de l'océan.

Il serait maintenant souhaitable d'homogénéiser les méthodes utilisées pour obtenir d'un côté l'épaisseur optique des aérosols et d'un autre côté celle des nuages. L'utilisation du programme GAME qui semble être opérationnel permettra de résoudre ce problème et de lever le doute quant à l'utilisation des fonctions bidirectionnelles pour le satellite Météosat.

Il conviendrait également d'approfondir d'avantage cette étude en comparant les résultats obtenus avec des mesures de flux in-situ, mais il serait également fort intéressant de voir ce que cet impact apporte au niveau de la modélisation de la couche océanique, le flux disponible à la surface étant un paramètre d'entrée à une telle modélisation.

Chapitre IV

**Téledétection des aérosols au-dessus
de l'Afrique**

Etude de faisabilité.

INTRODUCTION

Notre étude s'est portée jusqu'à présent sur l'observation des aérosols au-dessus de l'océan Atlantique à partir des données de Météosat. Il serait maintenant souhaitable de chercher à étendre le suivi des événements au-dessus des continents afin de remonter vers les zones sources et d'étudier les phénomènes de transport et de déposition.

Au-dessus de la mer, le problème est relativement simple car l'albédo de surface est faible et stable dans le temps; le signal satellitaire est alors directement relié au contenu en aérosols. Ceci est loin d'être le cas au-dessus des terres et cela rend l'observation des nuages de poussières plus complexe. Au-dessus des zones désertiques, la réflectance de surface étant élevée, le signal satellitaire ne dépend que faiblement du contenu en aérosols et il semble difficile de détecter les aérosols par des modifications de la réflectance apparente (Kaufman and Fraser, 1984). Cependant, deux nouvelles approches permettent de les détecter. Legrand et al. (1982, 1985 et 1988) montrent que la présence de poussières augmente le signal infrarouge de nuit et le diminue de jour. En 1989, Legrand et al. démontrent qu'il est possible, à partir des données I.R., de retrouver les épaisseurs optiques d'aérosols. L'autre technique utilise l'atténuation des contrastes induits par la présence de ces poussières. Un traitement, basé sur ce principe et effectué sur des images Thematic Mapper du satellite Landsat, a montré la faisabilité de cette méthode sur des sites invariants (Tanré et al., 1988). Nous avons choisi d'utiliser une méthode plus générale, similaire à cette dernière et qui utilise les fonctions de structure.

Dans un premier temps, nous présenterons les bases théoriques de cette méthode. Nous expliquerons ensuite comment nous avons éliminé les pixels nuageux. Puis, nous montrerons que cette technique nous permet de trouver des sites invariants sur lesquels nous validerons cette méthode en comparant nos résultats avec les épaisseurs optiques mesurées lors de la campagne réalisée au Sénégal en 1987.

I. METHODE

Pour effectuer le traitement au-dessus de l'océan, nous avons utilisé les images Météosat au format B2 (résolution au sol de 30 km*30 km). Pour ce format, les pixels sont échantillonnés par rapport au format pleine résolution. Il nous a semblé plus logique dans un premier temps, afin d'avoir une connaissance plus détaillée de l'état de la surface, de nous servir des données R.T.W. (Real Time Window), fenêtres particulières des images pleine résolution (résolution au sol de 2.5 km*5 km). Ce chapitre est une étude de faisabilité de la méthode utilisant les fonctions de structure. Nous la ferons sur le mois d'avril 1987 où nous disposons à la fois de mesures-sol et de données Météosat au format R.T.W..

Le principal problème sera par la suite de tenter d'appliquer les résultats obtenus au format B2 bien mieux adapté pour une étude climatologique. Il est à remarquer que ce format B2 est un échantillonnage des pixels par rapport au format R.T.W. et non pas une dégradation de la résolution. Par conséquent, l'information concernant la structure d'une scène devrait rester présente. Le problème principal que l'on rencontrera alors sera plutôt lié au choix de la taille de la zone sur laquelle seront alors calculées les fonctions de structure car une des hypothèses que nous devons faire concerne l'homogénéité du panache d'aérosols. Ce point n'est malheureusement qu'effleuré au cours de ce chapitre.

Un pixel d'une image sera référencé par ses coordonnées en ligne (i) et en colonne (j). Nous utiliserons l'exposant "*" pour représenter les valeurs au sommet de l'atmosphère. Les mêmes valeurs sans cet exposant désigneront les grandeurs au sol.

La fonction de structure entre deux pixels séparés par un nombre d de pixels (que nous appellerons distance), sur une maille n*m d'une image, est définie par :

$$FS^*(d) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^{m-d} \left(\rho_{i,j}^* - \rho_{i,j+d}^* \right)^2} \quad (IV.1)$$

où $N = n * m - d$ représente le nombre de points sur lequel nous avons fait le calcul.

En reprenant l'équation (I.21), qui exprime la réflectance ρ^* au sommet de l'atmosphère dans le cas d'un satellite à large champ comme Météosat,

$$\rho^*(\theta_s, \theta_v, \varphi) = t_g \left[\rho^{atm}(\theta_s, \theta_v, \varphi) + \rho \frac{T(\theta_s) T(\theta_v)}{1 - \rho_s} \right] \quad (IV.2)$$

la variation de réflectance entre ces deux pixels au niveau du satellite peut alors s'écrire :

$$\Delta \rho_{i,j}^* = \rho_{i,j}^* - \rho_{i,j+d}^* = \Delta \rho_{i,j} t_g T(\mu_s) T(\mu_v) \quad (IV.3)$$

où $\Delta \rho_{i,j}$ représente la variation de la réflectance au niveau du sol et en négligeant les interactions sol-atmosphère. En considérant deux pixels relativement proches, la composition de l'atmosphère peut raisonnablement être considérée invariante à cette échelle de distance, c'est à dire que les transmissions gazeuses, les facteurs de transmission totale ainsi que la réflectance atmosphérique seront supposés identiques sur toute la zone.

Nous pouvons donc exprimer, en combinant les équations IV.1 et IV.3, la fonction de structure au sommet de l'atmosphère en fonction de celle définie au sol par

$$FS^*(d) = FS(d) t_g T(\mu_s) T(\mu_v) \quad (IV.4)$$

Comme le facteur de transmission totale est proportionnel à l'épaisseur optique en aérosols, cette équation, associée à l'équation IV.1, démontre que plus le contenu en aérosols est important, plus le contraste apparent au niveau du satellite diminue.

De cette équation IV.4 et en supposant connues la fonction de structure au niveau de la surface ainsi que la transmission gazeuse t_g , nous pouvons déduire les transmissions totales de l'atmosphère $T(\mu_s)$ et $T(\mu_v)$ en mesurant la fonction de structure au niveau du satellite. Il est alors possible de calculer l'épaisseur optique des aérosols. Cependant dans notre cas, l'état de la surface n'est pas connu, mais il est alors possible d'obtenir des informations sur la variation de la quantité d'aérosols présente.

En effet, si nous supposons que la réflectance du sol est invariante entre deux dates données t_1 et t_2 , nous pouvons calculer les fonctions de structure $[FS^*(d)]_{t_1}$ et $[FS^*(d)]_{t_2}$ quelle que soit la distance d . Comme ces deux fonctions obéissent à l'équation IV.4, leur rapport est donc

$$\frac{(FS^*(d))_{t_1}}{(FS^*(d))_{t_2}} = \frac{(T(\mu_s) T(\mu_v))_{t_1}}{(T(\mu_s) T(\mu_v))_{t_2}} \quad (IV.5)$$

cela nous permet donc de connaître la variation de l'épaisseur optique en aérosols entre les deux instants t_1 et t_2 . Si nous traçons pour différentes distances d , les valeurs des fonctions $[FS^*(d)]_{t_1}$ au temps t_1 en fonction de celles au temps t_2 , nous devons donc obtenir une droite passant par l'origine et dont la pente sera fonction de la différence des épaisseurs optiques entre ces deux journées.

Pour appliquer cette méthode, il nous faudra donc d'abord vérifier que la réflectance de sol est constante. Si au temps t quelconque, nous calculons les fonctions de structure au sommet de l'atmosphère pour deux distances d_i et d_j différentes mais peu éloignées pour que la composition de l'atmosphère soit homogène, nous pouvons écrire que :

$$\frac{FS^*(d_i)}{FS^*(d_j)} = \frac{FS(d_i)}{FS(d_j)} \quad (IV.6)$$

Si pour deux instants t_1 et t_2 différents, les fonctions de structure vérifient la relation :

$$\left[\frac{FS^*(d_i)}{FS^*(d_j)} \right]_{t_2} = \left[\frac{FS^*(d_i)}{FS^*(d_j)} \right]_{t_1} \quad (IV.7)$$

nous pouvons affirmer que la surface est invariante et à partir de l'équation IV.5 estimer les variations de l'épaisseur optique des aérosols entre deux journées. Les seules contraintes liant les distances d_i et d_j est de les choisir telles que les fonctions de structure soient assez différentes. Nous rechercherons donc un jour de référence correspondant aux conditions les plus claires. Ce jour sera celui

pour lequel la fonction de structure est maximale. De ce jour de référence, nous tirerons alors les variations d'épaisseur optique.

Remarque :

Ce formalisme n'est applicable qu'aux satellites à large champ comme Météosat. Dans le cas des satellites à haute résolution spatiale, comme par exemple le satellite Landsat, Tanré et al. (1988) démontrent que l'équation IV.3 s'écrit alors :

$$\Delta\rho_{i,j}^* = \Delta\rho_{i,j} t_g T(\mu_s) \exp(-\tau/\mu_v) \quad (\text{IV.8})$$

La fonction de structure est dans ce cas proportionnelle au produit de la transmission directe sur le trajet sol-capteur par la transmission totale sur le trajet soleil-soleil, quantité plus sensible au contenu d'aérosols que la fonction $T(\mu_s)T(\mu_v)$ (Holben et al. 1992).

Un dernier point à soulever est le choix de la taille de la zone sur laquelle nous allons calculer la fonction de structure. Un pixel représente dans le canal visible une surface de 2.5 km * 5 km, la zone devra être assez importante pour éviter les problèmes de superposition d'image mais cependant limitée car nous devons considérer que les propriétés des aérosols doivent être homogènes sur la zone d'étude. Ce choix dépend de la structure intrinsèque du paysage mais également de la distance d sur laquelle nous voulons effectuer nos calculs. Ce point sera développé dans la partie III.1.

II. Elimination des pixels nuageux

Le problème de la discrimination des nuages est bien plus complexe sur terre que sur mer. En effet, si sur mer une méthode de seuil sur la variance dans le canal visible suffisait, sur terre, la surface n'est plus homogène et la méthode n'est plus applicable.

Au-dessus des zones arides, la surface est très chaude alors que les nuages, en altitude, sont beaucoup plus froids. Il est donc possible, en utilisant le canal infrarouge, de différencier les pixels clairs des nuages. Nous pouvons prendre par exemple, comme image visible de référence, l'image visible

correspondant à l'image infrarouge qui donne des comptes numériques maxima. Cette image devra être choisie sur une période de temps relativement limitée pour que les changements de température dus à la variation de l'éclairement solaire soient négligeables. Il est alors possible d'obtenir uniquement par simple différence, la composante atmosphérique (Legrand, 1990). Cependant, les poussières sont légèrement plus froides que la surface et sont susceptibles de se trouver également dans cette différence, mais les quantités présentes sont très faibles et cela n'entraîne pas d'impact sur la détermination de l'épaisseur optique.

Nous avons pris, sur notre période d'un mois, un simple seuil choisi visuellement sur le compte numérique. Les résultats obtenus pour le 1^{er} avril 1987 sont visualisés sur les figures IV.1a et IV.1b où la figure IV.1a représente l'image I.R. et la figure IV.1b l'image visible superposée avec le masque sur les nuages obtenus par simple seuil. Cette illustration démontre bien que cette méthode s'applique parfaitement sur des zones désertiques pour lesquelles la réflectance de surface est élevée. Cependant, sur les zones de végétation moins réfléchissantes, cette méthode est beaucoup moins fiable car la température des nuages peut être proche de celle de la surface.

Ce point reste à résoudre dans le cadre d'une étude plus systématique sur une période de plusieurs années. De plus, Legrand (1990) montre par exemple, que la température peut varier de 3 à 4 K en une dizaine de jours en février. Le seuil simple dans l'infrarouge, même différent pour chaque mois, serait donc insuffisant.

Figure 1a

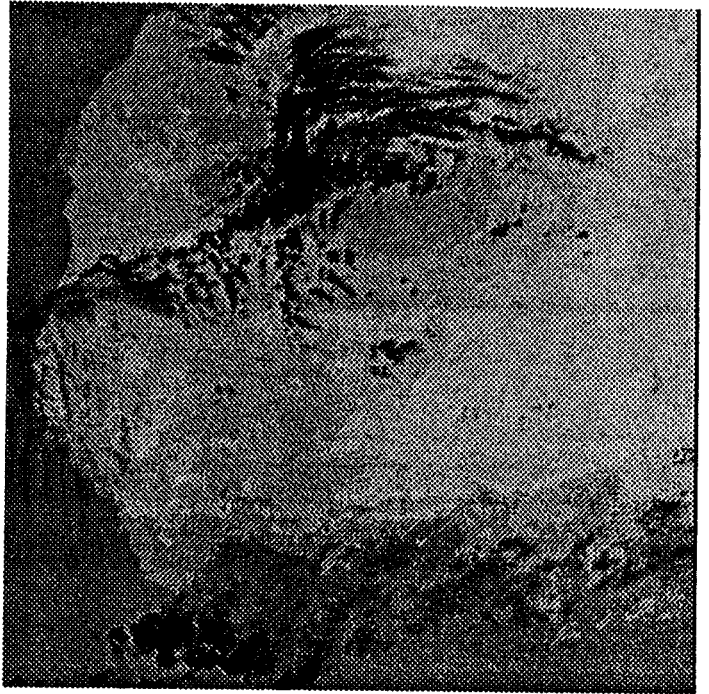


Figure 1b

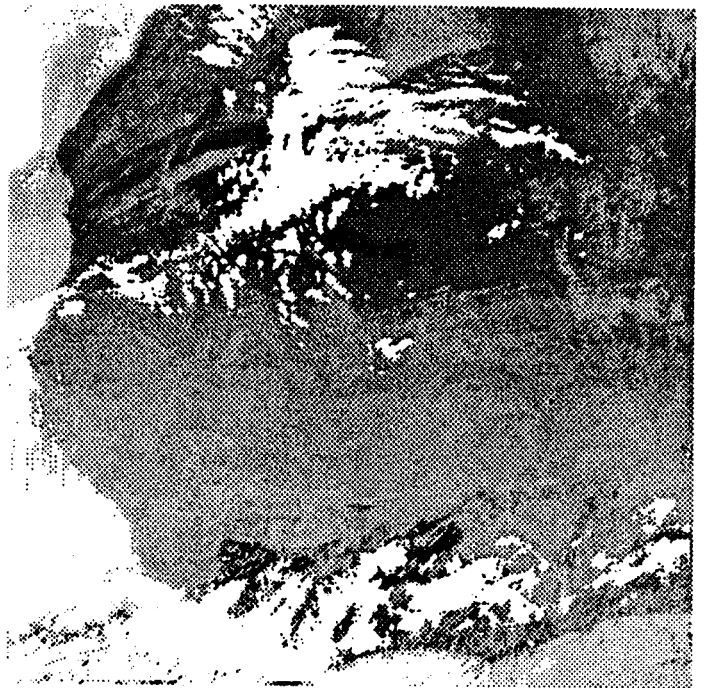


Figure IV.1: Image infrarouge du premier avril 1987 (figure IV.1a) ainsi que l'image visible superposée avec le filtre sur les nuages obtenu par simple seuil sur le compte numérique infrarouge (figure IV.1b). Les nuages apparaissent en blanc.

III. Jour de référence

Nous voulons déterminer les variations de l'épaisseur optique sur le continent africain. Nous devons donc trouver un jour de référence commun à l'ensemble de l'étude. Cependant, pour pouvoir valider nos résultats à l'aide de la campagne réalisée en Afrique, nous avons décidé de prendre une zone d'étude proche du site des mesures-sols. Le jour de référence que nous trouverons pour cette région ne sera peut-être pas celui que nous garderons à l'échelle du continent.

1. Fonction de structure

Les figures IV.2 et IV.3 présentent les fonctions de structure pour deux régions voisines de M'bour. Sur chaque figure, nous avons représenté plusieurs fonctions de structure calculées sur différentes images Météosat d'avril et mai 1987. Les calculs ont été effectués sur des mailles de 20*20 pixels, soit une surface de l'ordre de 50 km*100 km. La première zone d'étude (figure IV.2) est située entièrement au-dessus des terres, la seconde (figure IV.3) est une région côtière donc beaucoup plus contrastée. Les fonctions de structure sont calculées uniquement pour des pixels non nuageux de la maille. Nous pouvons noter que, pour de faibles distances, la courbe est rapidement croissante puis qu'elle tend vers une constante. Par conséquent, plus la distance entre deux pixels est grande, plus la différence entre leur compte numérique est élevée. Cependant, à partir d'une certaine distance, ces valeurs ne sont plus corrélées et la fonction de structure tend vers une valeur asymptotique correspondant à l'échelle moyenne de la structure du paysage. Nous remarquons d'ailleurs que la distance de corrélation n'existe pas sur la figure IV.3, la structure moyenne étant supérieure à la taille de la zone. Les fonctions de structures calculées sur des régions côtières sont beaucoup plus régulières que celles obtenues au-dessus des terres car les problèmes de décalage de un à deux pixels entre les images sont beaucoup moins cruciaux. Si, pour des régions avec une frontière très marquée, une zone relativement petite est suffisante pour le calcul des fonctions de structure, cela semble être différent dans le cas d'une zone terrestre où la fonction de structure reste très bruitée. Nous avons alors testé plusieurs largeurs de maille de façon empirique. Une zone de 40*20 pixels, soit une surface de 100 km* 100 km, semble être dans notre cas bien adaptée pour la zone autour de Dakar (fig.IV.4).

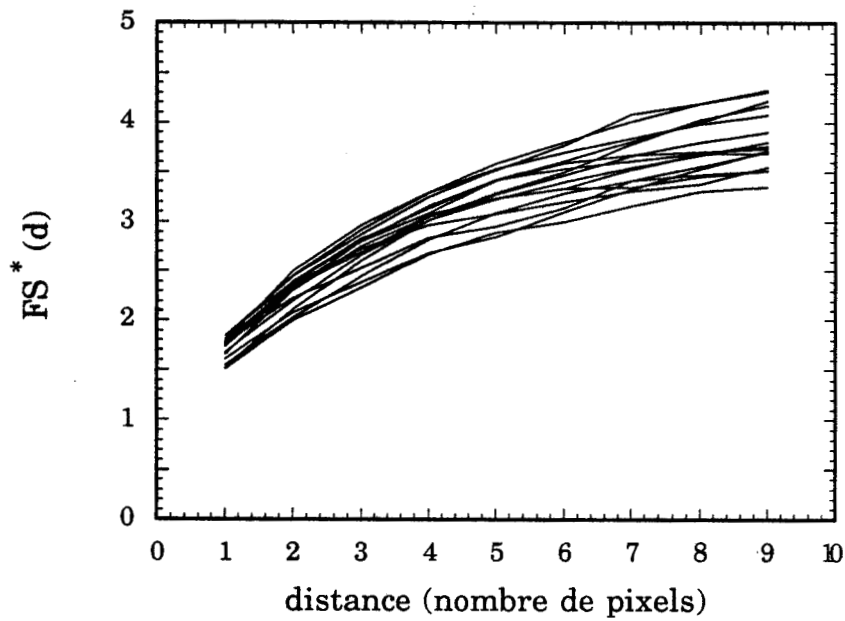


Figure IV.2 : Fonctions de structure calculées sur une maille de 20*20 pixels situés tous au-dessus du continent. Chaque courbe représente une fonction de structure calculée sur une image Météosat d'avril 1987 à 11h30.

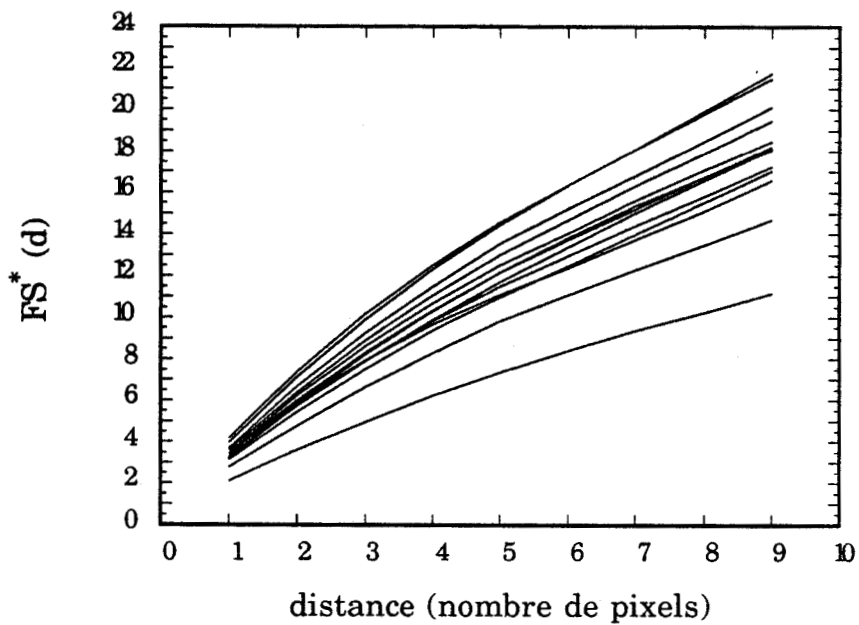


Figure IV.3 : même légende que pour la figure IV.2, mais dans le cas d'une région côtière.

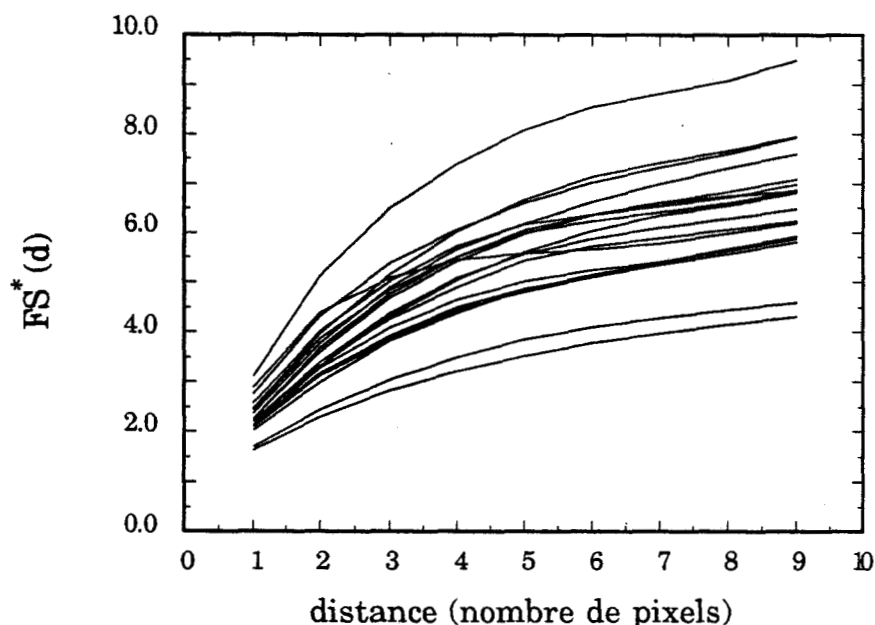


Figure IV.4 : même légende que pour la figure IV.2 (zone continentale), mais les fonctions de structure ont été calculées sur une zone de 20*40 pixels, soit une surface de 100 km*100 km.

Cette étude devra être reprise et approfondie lors de l'extension de la méthode à d'autres zones.

Nous utiliserons donc désormais cette surface de 20*40 pixels pour la région située exclusivement sur terre; nous garderons pour la zone océan-continent, une maille de 20*20 pixels.

2- Choix du jour de référence

Nous devons démontrer qu'il est possible de trouver une zone invariante sur la durée de notre étude, ceci afin de pouvoir rechercher une journée qui nous servira de référence. Traçons pour deux distances relativement proches l'une de l'autre, le rapport des fonctions de structure défini par l'équation IV.6. Nous ne prendrons pas de distance d_j trop petite (comme $d=1$), car la fonction de structure calculée sera alors trop proche du niveau de bruit introduit par le traitement géométrique et car nous voulons minimiser les éventuels problèmes de recalage. De même, la distance d_i sera prise de l'ordre de la portée du phénomène, soit une distance de 5 ou 6 pixels sur la zone continentale. Nous

avons reporté, en fonction du jour pour la période d'avril 1987, ce rapport pour les deux zones et des distances d_i de 5 pixels et d_j de 3 pixels sur les figures IV.5a et IV.5b.

Ce rapport de l'ordre de 1.3 pour la zone continentale et de l'ordre de 1.5 pour la zone mixte, présente des fluctuations importantes pour les jours très nuageux où la fonction de structure obtenue dans ce cas n'est peut-être plus représentative de la maille car le nombre de pixels résiduels est insuffisant. Nous éliminerons dorénavant tous ces points de notre étude différents suivant la zone étudiée.

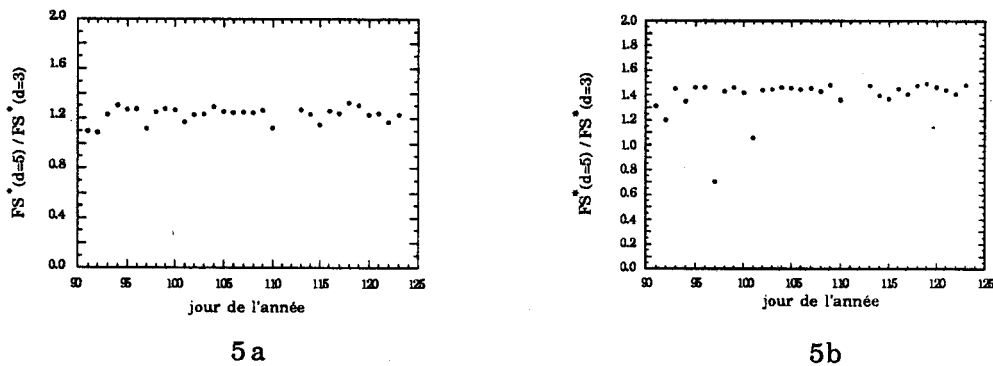


Figure IV.5: Rapport des fonctions de structure pour deux distances différentes entre deux pixels. Les calculs ont été faits sur une région de 20*40 pixels situés uniquement sur terre (figure IV.5a), et de 20*20 pixels pour la région côtière (figure IV.5 b).

Nous avons vu que la présence d'aérosols entraîne une diminution de la structure apparente de la cible. Le jour de référence sera donc choisi en prenant le jour pour lequel la fonction de structure est maximum en excluant les points s'éloignant de la valeur moyenne des figures IV.5a et IV.5b, car ils correspondent à une évolution de la surface et la zone de référence ne serait alors pas invariante.

Nous avons tracé alors des figures analogues aux figures IV.3 et IV.4 en excluant de notre étude tous les points nuageux. Cela nous a permis de trouver que nos journées de référence seront celles du 08 avril 1987 (le 98^{ème} jour de l'année) pour la zone côtière et du 14 avril (104^{ème} jour de l'année) pour l'autre zone. Si le jour de référence est différent pour ces deux régions étudiées pourtant très proches, cela s'explique par le fait que nous observons des nuages sur la région côtière lors de la seconde journée. Ces résultats sont à rapprocher des mesures sol effectuées lors de la campagne de 1987. Le 104^{ème} jour était le jour le

plus clair, l'épaisseur optique mesurée était de 0.62, mais le 098^{ème} jour avec une valeur de 0.64, est tout à fait comparable.

IV. Validation de la méthode

1- Relation entre les différentes fonctions de structure.

Si nous supposons maintenant que la composition de l'atmosphère est constante, excepté pour la composante en aérosols et que la vraie fonction de structure de la surface FS (d) est invariante, nous pouvons appliquer l'équation IV.5 et écrire que :

$$\left(FS^* (d) \right)_J = a(\tau^{aer}) \left(FS^* (d) \right)_{Jc} \quad (IV.7)$$

où $a(\tau^{aer})$ est une fonction dépendant de la différence entre les épaisseurs optiques en aérosols entre le jour J et le jour de référence Jc . Si nous supposons que la quantité d'aérosols est homogène sur chaque maille étudiée et que nous traçons, pour différentes distances d, la courbe reliant les valeurs des fonctions de structure pour une journée donnée en fonction de celles calculées sur la journée de référence, nous devons obtenir un système de droites de même origine mais de pentes différentes, la pente de chaque droite étant directement reliée au contenu en aérosols du jour considéré. En effet, d'après l'équation IV.5, la fonction $a(\tau^{aer})$ est définie comme étant le rapport des transmissions totales pour un jour donné par celles obtenues le jour de référence. Comme nous avons vu au cours du premier chapitre (cf équation I.17) que le facteur de transmission totale est relié à l'épaisseur optique, si nous connaissons l'épaisseur optique des aérosols le jour de référence, nous pourrions alors en déduire celle correspondant à la journée étudiée.

Nous avons tracé sur les figures IV.6a et IV.6b, pour les deux zones d'études, les valeurs des fonctions de structure obtenues pour d variant de 1 à 6 pour la région située sur terre et d variant de 1 à 9 pour la zone côtière. Sur ces graphes, ces valeurs sont symbolisées par des croix et les droites représentent les droites de régression linéaire. L'ajustement linéaire est plus ou moins bien réalisé, cela se répercutera sur le coefficient de corrélation qui sera un test d'éjection comme nous le verrons dans le prochain paragraphe.

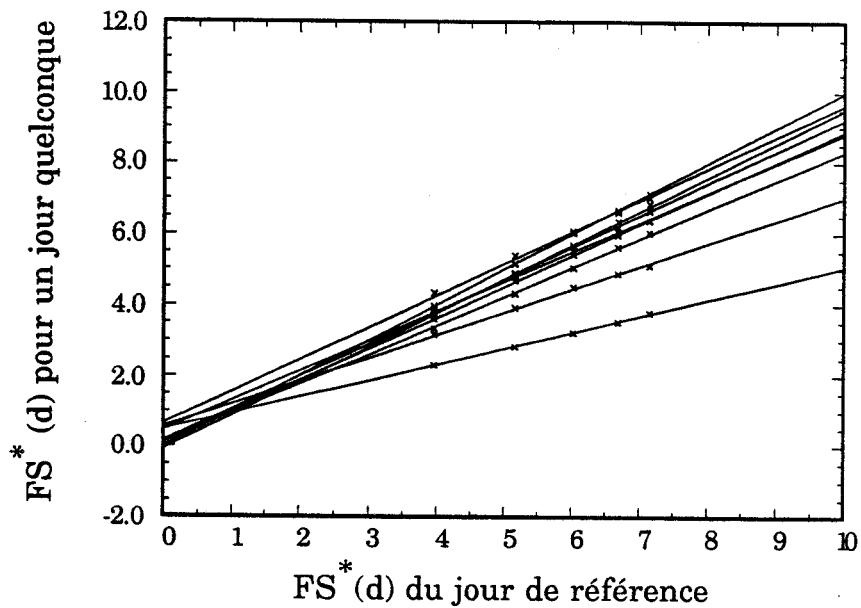


Figure IV.6a : Valeurs des fonctions de structure en fonction de celles obtenues sur la journée de référence pour une distance d variant de 1 à 6 ainsi que les droites de régressions linéaires calculées pour chaque jour. Les calculs ont été effectués sur une région de 20×40 pixels situés exclusivement sur terre.

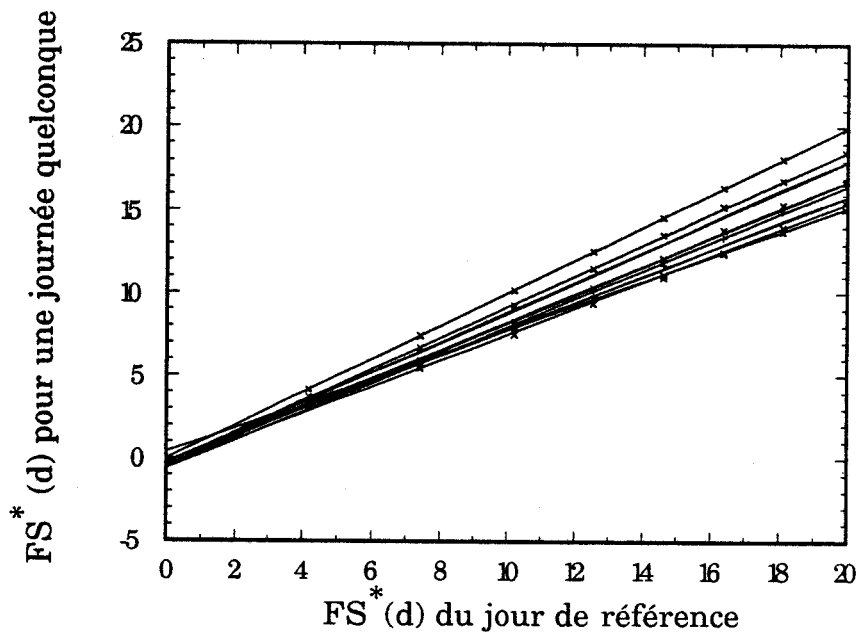


Figure IV.6b : même légende que pour la figure IV.6a, mais sur la région côtière de 20×20 pixels et pour une distance d variant de 1 à 9.

2 - Validation de la méthode

Afin de valider la méthode, nous avons tracé, pour les deux régions étudiées et pour chaque jour où nous avons à la fois de mesures sol et des données Météosat, l'épaisseur optique mesurée à M'bour en fonction des coefficients directeurs de chacune des droites obtenues le jour correspondant. Les résultats sont donnés sur les figures IV.7a pour la zone terrestre et IV.7b pour la zone côtière. Nous disposons au départ de 17 jours communs entre les mesures satellitaires et les vérités-terrain. Ce nombre est réduit suivant la couverture nuageuse de la maille étudiée, soit 10 points pour la zone terrestre et 7 points sur la zone côtière, car le nombre de pixels nuageux détectés y est plus important. Nous avons également reporté sur ces figures les courbes représentant les facteurs de transmission totale $T(\mu_s) * T(\mu_v)$ calculés pour les deux modèles d'aérosols définis au cours du premier chapitre; ces deux modèles étant caractéristiques l'un des grosses particules (modèle D.S.) et l'autre des petites particules (modèle B.G.). Signalons que nous avons normalisé ces facteurs par rapport à celui obtenu le jour de référence.

Un certain nombre de jours, d'ailleurs communs aux deux zones, se place de façon quasi parfaite sur la courbe correspondant au modèle B.G, modèle que nous savons représentatif de nos conditions de mesures. D'autres se placent entre les deux courbes théoriques, il y a là plusieurs explications possibles.

Jusqu'à présent nous avons considéré que la composition gazeuse de l'atmosphère était invariante sur toute la durée de l'étude or, dans ce cas, les valeurs obtenues pour le 8 avril et le 14 avril aurait dues être beaucoup plus proches. Nous pouvons cependant remarquer à partir des mesures sol que le contenu en vapeur d'eau a été compris entre 0.6 et 3.5 g/m² pendant la campagne. Ces variations du contenu en vapeur d'eau peuvent expliquer des variations de la pente de la droite de l'ordre de 2 à 3 % (Jankowiak and Tanré, 1992). Prendre en compte ce phénomène rapprocherait par exemple les 8 et 14 avril de la figure IV.7a où les contenus étaient différents bien que les épaisseurs optiques fussent identiques, mais cela n'expliquerait pas les points de mesures des autres jours, eux très éloignés.

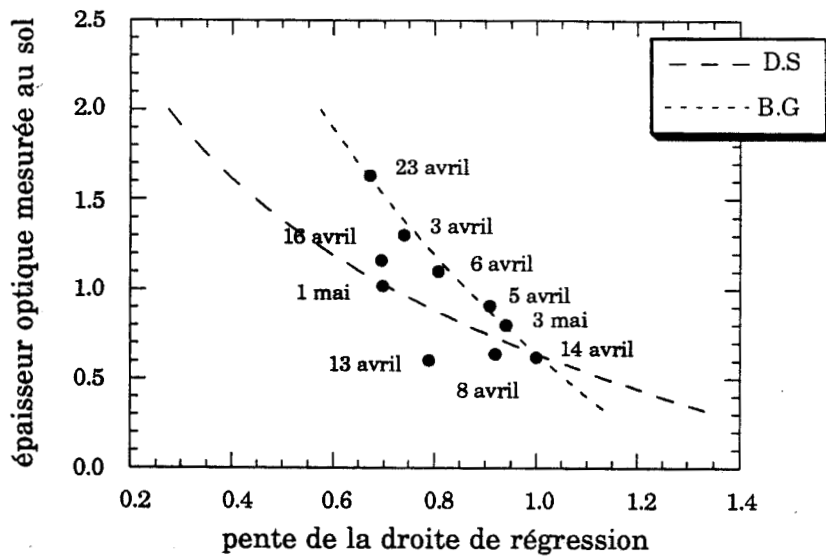


Figure IV.7a : Epaisseur optique mesurée au sol en fonction du coefficient directeur de chaque droite de régression obtenue à la figure IV.6a. Les courbes en trait tireté représentent les fonctions de transmission totale normalisées au jour de référence pour les deux modèles extrêmes de granulométrie.

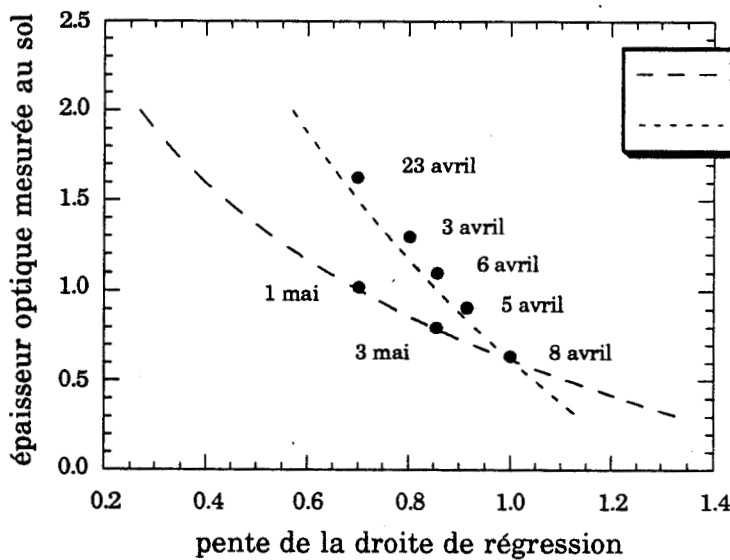


Figure IV.7b : Epaisseur optique mesurée au sol en fonction du coefficient directeur de chaque droite de régression obtenue à la figure IV.5b, ainsi que les fonctions de transmissions totales.

Nous pouvons également penser à des aérosols de caractéristiques optiques différentes car, sur la figure IV.7.b, les valeurs obtenues pour les 1^{er} et 3 mai s'ajustent parfaitement sur la courbe du modèle D.S. Cette explication reste possible car les épaisseurs optiques mesurées les 1^{er} et 3 mai sont comparables à celles obtenues les 5 et 6 avril alors que les contenus en vapeur d'eau sont différents : 2.3 et 2.6 pour les 1^{er} et 3 mai à comparer respectivement à 1.4 et 0.87 pour les 5 et 6 avril. Il y a, pour cette zone côtière où les caractéristiques des masses d'air sont très variables, une ambiguïté sur le modèle d'aérosols difficile à lever.

Nous nous sommes également demandés si la zone était parfaitement invariante pour les différents jours. Nous avons alors introduit un seuil sur le coefficient de corrélation calculé pour chaque droite de régression linéaire obtenue précédemment. En fixant ce seuil à 0.9995, nous apportons une amélioration notable car il ne reste que les pixels confondus aux courbes théoriques (Fig. IV.8.a et IV.8.b). Cela voudrait dire que les autres jours présentaient des variations de réflectance au niveau de la surface ou alors que des nuages de tailles inférieures à la taille du pixels n'ont pas été détectés par l'algorithme infrarouge mais le sont par l'usage des fonctions de structure. Mais comme sur ces figures, seuls restent les cas correspondant au modèle B.G, nous pouvons penser que cette approche nous permet peut-être de révéler une variabilité spatiale plus importante des cas D.S.

Nous pouvons noter, sur la figure IV.8a, le point particulier correspondant au 16 avril qui n'a pas été éliminé mais qui s'écarte encore des autres jours. Nous n'avons pas à proprement parler une explication pour ce point particulier. Nous pouvons simplement constater, à partir des mesures sol, que l'épaisseur optique est passée de 1.35 à 1.15 dans les deux heures qui ont précédé l'acquisition de l'image Météosat. La couche d'aérosols est donc peut-être hétérogène sur notre zone et cela n'aurait pas été détecté par le critère de seuil. La mesure satellitaire ne correspond pas parfaitement à la mesure sol puisque la zone a été décalée de la côte afin d'avoir une zone purement continentale.

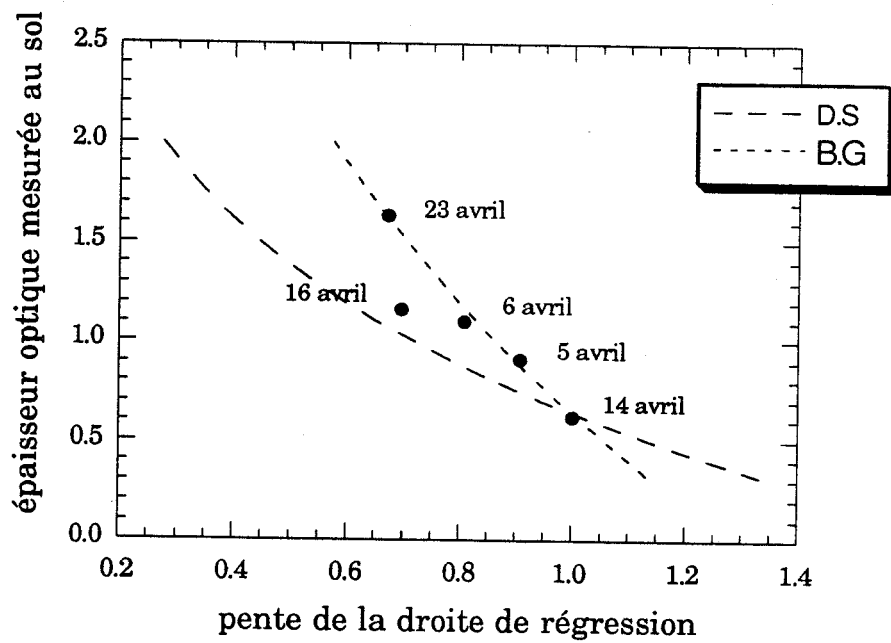


Figure IV.8a : Epaisseur optique mesurée au sol en fonction du coefficient directeur de chaque droite de régression obtenue à la figure IV.5a dont le coefficient de corrélation est supérieurs à 0.9995

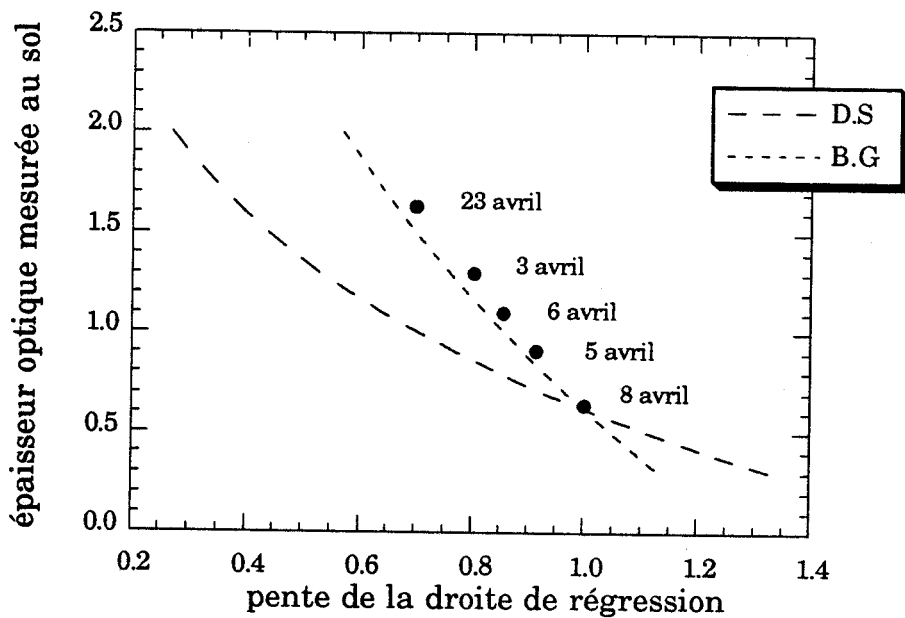


Figure IV.8b : Epaisseur optique mesurée au sol en fonction du coefficient directeur de chaque droite de régression obtenue à la figure IV.5b dont le coefficient de corrélation est supérieurs à 0.9995

CONCLUSION

Nous avons démontré au cours de ce chapitre, la faisabilité partielle d'une méthode basée sur l'utilisation des fonctions de structure calculées sur une maille donnée et nous permettant de retrouver, au-dessus des terres, les épaisseurs optiques en aérosols. Nous avons démontré que cette méthode pouvait aussi bien être appliquée sur des régions à fort contraste comme par exemple une région côtière, mais également sur des régions beaucoup moins contrastées bien que les résultats obtenus présentent plus de dispersion.

Cette méthode est différente mais assez complémentaire de celle utilisée dans l'I.R par Legrand et al. (1989). Comme cela a déjà été souligné dans l'article de Tanré et Legrand (1991), la méthode I.R. nécessite des zones uniformes alors que cette méthode recherche des zones fortement contrastées. Cependant, la détermination de l'épaisseur optique par la première méthode nécessite de se référer à des mesures terrain alors que celle décrite au cours de ce chapitre utilise simplement une image correspondant aux conditions de ciel clair si le type d'aérosols rencontré est bien caractérisé.

Cependant, un certain nombre de points reste encore à approfondir. Si la taille de la zone d'étude doit être directement reliée à la structure du paysage, nous n'avons qu'abordé l'étude de la sensibilité des résultats à la taille de la zone choisie. Il reste également à rechercher des sites bien contrastés au-dessus du continent africain pour lesquels la méthode décrite semble donner de meilleurs résultats. Pour finir, il serait intéressant de poursuivre cette étude au-dessus de l'ensemble du continent.

Conclusion

Conclusion

Ce travail a porté sur l'observation des aérosols sahariens à partir d'observations du satellite Météosat qui permet une bonne couverture spatiale et temporelle du phénomène.

Nous avons tout d'abord établi les bases théoriques essentielles à la mise en place d'une climatologie au-dessus de l'océan, une méthode de seuil en variance éliminant les pixels nuageux et une image de référence permettant d'extraire le signal-aérosols des pixels clairs. A l'aide d'un modèle moyen, il nous a alors été possible de traduire le signal satellitaire en épaisseur optique qui est une quantité reliée au nombre de particules présentes dans l'atmosphère. Finalement, après avoir montré le bon accord des résultats obtenus avec quelques observations-sol, nous avons analysé six années de données Météosat et mis clairement en évidence les fréquences d'occurrence, les transports et les variations saisonnières des événements de brumes sèches.

Nous avons ensuite abordé l'étude de l'impact radiatif des aérosols toujours à partir de données réelles que sont les données Météosat. Pour cela, nous avons utilisé le code radiatif Sunray mis au point au Laboratoire d'Optique Atmosphérique dans le cas particulier des poussières sahariennes. A partir de leurs caractéristiques radiatives, nous avons alors calculé à 11h30, le poids de l'impact direct de ces poussières sur le rayonnement solaire; la diminution du flux solaire arrivant à la surface pouvant atteindre 11% au maximum en moyenne mensuelle pour une année très riche en événements. Il serait par la suite intéressant d'estimer le rôle des aérosols en moyenne journalière. En effet, l'océan tropical influence de manière notable la circulation générale à grande échelle. Par conséquent, en modifiant l'apport d'énergie à la surface de cet océan, les aérosols doivent avoir un impact climatique qui ne se limite pas uniquement à la région où ils sont situés.

Dans un dernier temps, nous avons cherché à étendre le suivi de cette étude au-dessus du continent africain. De simples mesures de réflectance sont insuffisantes pour détecter les aérosols au-dessus de ces terres bien trop réfléchissantes et il nous a fallu développer une nouvelle approche sur des sites où la réflectance de surface est stable dans le temps. Nous avons démontré, sur des données pleine Résolution (résolution au sol de 2.5 km*5 km), qu'il était possible d'identifier les poussières par la dégradation des contrastes qu'elles

induisent. L'"outil" utilisé est alors la fonction de structure qui nous sert à la fois à détecter les régions invariantes et à relier la dégradation de contraste à la quantité de poussières présentes dans l'atmosphère. Cette étude de faisabilité de la méthode montre qu'elle peut également être utilisée sur des régions quelconques, bien que les résultats obtenus soient plus satisfaisants dans le cas de surface fortement contrastées.

Ce travail nous ouvre également de nouvelles perspectives parmi lesquelles nous pouvons citer comme objectifs à court terme les points suivants :

Tout d'abord, nous devons étendre la méthode décrite dans le dernier chapitre à l'ensemble du continent africain. Dans un premier temps, il nous faudra rechercher les régions fortement contrastées pour lesquelles la réflectance du sol est invariante sur une période de temps de l'ordre du mois. En appliquant alors notre méthode, nous pourrions estimer la quantité d'aérosols présents dans l'atmosphère sur différentes zones bien réparties sur l'ensemble du continent et ainsi obtenir une cartographie des poussières à l'échelle globale. Un autre point important sera le passage au format B2, format très pratique pour lequel un pixel représente toujours une surface de 2.5 km*5 km mais échantillonnée à 30 km*30 km. Le nombre des régions contrastées risque alors d'être inférieur à celui obtenu en format pleine résolution et par conséquent de ne plus permettre de tracer des courbes d'épaisseur optique à l'échelle du continent africain.

L'un des objectifs de ce travail sera également la détermination des zones sources. En effet, si nous arrivons alors à obtenir sur terres des isocontours d'épaisseur optique, ceux-ci seront centrés sur des régions au-dessus desquelles les épaisseurs optiques seront très importantes et donc sur les sources.

Dans les zones de retombées océaniques, les aérosols sahariens jouent un rôle fertilisant non négligeable. Comme il est par ailleurs possible de relier l'épaisseur optique des aérosols à leurs concentrations massiques (Mekler et al., 1977, Dulac et al., 1992), il serait maintenant intéressant, à partir d'un modèle moyen d'aérosols, de chercher à déterminer en masse les quantités de poussières retombant sur la surface océanique et d'estimer ainsi les apports éoliens à la sédimentation océanique.

Annexe

ANNEXE

LE GLITTER

L'étendue de la tache du glitter dépend de l'état de la surface considérée, donc de la vitesse du vent. La réflectance du glitter s'exprime de la façon suivante, d'après les travaux de Cox et Munk (1954) :

$$\rho = \frac{\pi r(\omega) p(\tan \theta_n)}{4 \cos \theta_s \cos \theta_v \cos^4 \theta_n} \quad (\text{A-1})$$

où

les angles θ_s et θ_n sont décrits sur la figure ci-dessous

$r(\omega)$ est le facteur de réflexion de l'eau

$p(\tan \theta_n)$ représente la probabilité pour qu'une facette de vague ait une pente $\tan \theta_n$ telle qu'il ait réflexion spéculaire dans la direction de visée. Elle s'écrit sous la forme :

$$p(\tan \theta_n) = \frac{1}{\pi \sigma^2} \exp \left(- \frac{1 - \cos^2 \theta_n}{\sigma^2 \cos^2 \theta_n} \right) \quad (\text{A-2})$$

avec $\sigma^2 = 0.003 + 0.00512 V$ où V est la vitesse de vent.

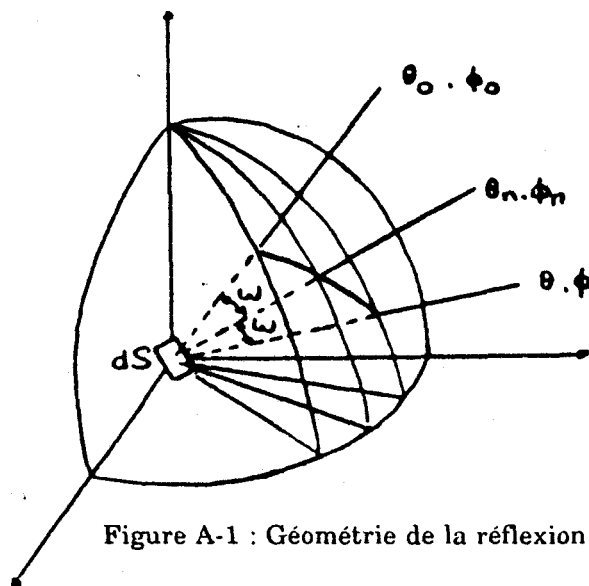


Figure A-1 : Géométrie de la réflexion

Bibliographie

Bibliographie

- BACH W., 1976 : Global air pollution and climatic change, *Rev. Geophys.*, 4, 429-474.
- BERGAMETTI G., GOMES L., COUDE-GAUSSEN G., ROGNON P. and Le COUSTOMER M. N., 1989b : African Dust observed over Canary Islands : Source-Regions identification and transport pattern for some summer situations, *J. Geophys. Res.*, Vol 94, 14-855, 14-864.
- BERGAMETTI G., GOMES L., REMOUDAKI E., DESBOIS M., MARTIN D. and BUAT-MÉNARD P., 1989a : Present transport and deposition patterns of African dust to the Northwestern Mediterranean, in *Paleoclimatology and Paleometeorology : Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transports*, by M. Leinen and M. Sarnthein eds., D. Redel, Hingham, Mass., 227-252.
- 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, 230 pp.
- 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 P. WENDLING, 1977 : Reflected radiance measured by NOAA 3 VHRR as a function of optical depth for Saharan dust, *J. Appl. Meteor.*, 16, 1368-1371
- CARLSON T. N., 1979 : Atmospheric turbidity in Saharan dust outbreaks as determined by analysis of satellite brightness data, *Mon. Wea. Rev.*, 107, 322-335
- CARLSON T. N. and BENJAMIN S. T., 1980 : Radiative heating rates for Saharan dust, *J. Atmos. Sci.*, 37, 193-213.
- CARLSON T. N., 1982 : Saharan dust over the Atlantic : A Status Report, *Symposium COSPAR sur le Sahel*, Janvier 1982, Paris.

Bibliographie

- CERF A. 1985 : Contribution à l'étude des aérosols Sahariens : Influence sur le transfert du rayonnement dans l'atmosphère, caractéristiques optiques. *Thèse de doctorat d'état*, Université des Sciences et Techniques de Lille, 281 pp.
- CHESTER R., A. G. GRIFFITHS and J. M. HIRST, 1979 : The influence of soil-sized atmospheric particulates on the elemental chemistry of the deep-sea sediments of the North Eastern Atlantic, *Mar. Geol.*, 32, 141-154.
- CHESTER R., 1986 : The maritime mineral aerosol, in the *The role of air-sea exchange in geochemical cycling*, ed. P. Buat-Ménard, 443-471, D. Reidel, Hingham, Mass.
- COAKLEY J. A. Jr. and R. D. CESS, 1985 : Response of the NCAR Community Climate Model to the radiative forcing by the naturally occurring tropospheric aerosol, *J. Atmos. Sci.*, 42, 1677-1692.
- COUDE-GAUSSSEN G., 1982 : Les poussières éoliennes sahariennes : Mise au point. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 31, 49-69.
- COUDE-GAUSSSEN G. and ROGNON P., 1983 : Les poussières sahariennes, *La Recherche*, Vol 14, No 147, 1050-1062.
- COUDE-GAUSSSEN G., ROGNON P., BERGAMETTI G., GOMES L., STRAUSS B., GROS J. M. and Le COUSTUMER M. N., 1987 : Saharan dust on Fuerteventura Island (Canaries) : Chemical and mineralogical characteristics, air mass trajectories, and probable sources, *J. Geophys. Res.*, Vol. 92, 9753-9771.
- COUREL M. F., R. S. KANDEL and S. I. RASOOL, 1984 : Surface albedo and the Sahel drought, *Nature*, 307, 528-531.
- COX C. and MUNK W.H., 1954 : The measurements of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter, *J. Opt. Soc. Amer.*, 44, 838-850.

Bibliographie

- D'ALMEIDA G. A., 1986: A model for Saharan dust transport, *J. Climate. Appl. Meteor.*, 24, 903-916
- D'ALMEIDA G. A., 1987: On the variability of desert aerosol radiative characteristics, *J. Geophys. Res.*, 92, 3017-3026
- DELANY A. C., DELANY A. C., PARKIN D. W., GRIFFIN J. J., GOLDBERG E. D. and REIMANN B. E. F., 1967 : Airborne dust collected at Barbados, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol 31, 885-909.
- DEUZÉ J. L., C. DEVAUX, M. HERMAN, R. SANTER and D. TANRÉ, 1988 : Saharan aerosols over south of France, Characterization derived from satellite data and ground based measurements, *J. Clim. Appl. Meteor.*, 27, No 5, 680-686
- DUBUISSON P., 1990 : Mise au point et validations d'une méthode précise de calcul du transfert radiatif en courtes longueurs d'onde dans une atmosphère réaliste, *Diplôme d'Etudes Approfondies*, Université des Sciences et Techniques de Lille.
- DULAC F., D. TANRÉ, G. BERGAMETTI, P. BUAT-MÉNARD, M. DESBOIS and D. SUTTON, 1992 : Assessment of the african airborne dust mass over the western mediterranean sea using Meteosat data. *Accepté au J. Geophys. Res.*
- FOUQUART Y. and BONNEL B. , 1980 : Computations of the solar heating of the Earth's atmosphere : A new parametrization. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 53, 35-62.
- FOUQUART Y., B. BONNEL, G. BROGNIEZ, J. C. BURIEZ, L. SMITH, J. J. MORCRETTE and A. CERF, 1987 : Observations of saharan aerosols: Results of ECLATS field experiment. Part II: Broadband radiative characteristics of the aerosols and vertical radiative flux divergence.* *J. Climate Appl. Meteor.*, 26, 38-52

Bibliographie

- FRASER R. S., 1976: Satellite measurement of mass of Sahara dust in the atmosphere, *Appl. Opt.*, Vol 15, No 10, 2471-2479
- GILLETTE D. A., 1981 : Production of dust that may be carried great distances, *Geol. Soc. Amer.*, Special Paper 186, 11-26
- GOUDIE A. S., 1978 : Dust storms and their geomorphological implications. *J. Arid. Env.* vol. 1, 291-310.
- GRIFFIN J. J, WINDOM H. and GOLDBERG E. D., 1968 : The distribution of clay minerals in the world oceans, *Deep Sea Research.*, Vol. 51, 433-459.
- GRIGGS M., 1979: Satellite observations of atmospheric aerosols during EOMET cruise, *J. Atmos. Sci.*, 36, 695-698
- HAGGERTY J. A., P. A. DURKEE and B. J. WATTLE, 1990 : A comparison of surface and satellite-Derived aerosol measurements in the Western Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, 95, 1547-1537.
- HIDY G. M. and J. R. BROCK, 1971 : An assessment of the global sources of tropospheric aerosols. *Proc. 2nd Clean Air Cong.*, Washington DC, 1088-1097.
- HOLBEN B. N., E. VERMOTE, Y. J. KAUFMAN, D. TANRÉ and V. KALB, 1992 : Aerosol retrieval over land from AVHRR data - Application for atmospheric correction, à paraître dans *IEEE*.
- JAENICKE R. and SCHÜTZ L., 1978 : Comprehensive study of physical and chemical properties of the surface aerosols in the Cape Verde Island region, *J. Geophys. Res.*, 83, 2585-2599.
- JANKOWIAK I. and TANRÉ D., 1992 : Satellite climatology of saharan dust outbreaks : Method and preliminary results, *J. Climate*, sous press. .

Bibliographie

- JOSEPH J. H., 1976 : The effect of a desert aerosol on a model of the general circulation, *Proceeding Symposium on Radiation in the Atmosphere*. Ed. H. J. Bolle, Science - Press, 487-492.
- JOSEPH J. H., 1984 : The sensivity of a numerical model of the global atmosphere to the presence of desert aerosol, in H. E. GERBER and A. DEEPAK (Eds), *Aerosols and their Climatic effects*, A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia, 215-226.
- JUNGE C., 1972 : Our knowledge on the physico-chemistry of aerosols in the undisturbed marine environment, *J. Geophys. Res.*, 77, 5183-5200.
- JUNGE C., 1979 : The importance of mineral dust as an atmospheric constituent, in "Saharan dust : mobilization, transport, deposition", *Ed C. Morales*, SCOPE Report 14, Swedish Natural Science Research Council, Wiley, Chichester, 49-60.
- KALU A. E., 1979 : The african dust plume : Its characteristics and propagation across west Africa in winter, in "Saharan dust : mobilization, transport, deposition", *Ed C. Morales*, SCOPE Report 14, Swedish Natural Science Research Council, Wiley, Chichester, 95-118
- KAUFMAN Y. J. and R. S. FRASER, 1984 : Atmospheric effect on classification of finite fields, *Remote Sens. Environ.*, 15, 95-118.
- KEPKE P., 1982 : Calibration of the Vis-channel of METEOSAT-2, *Adv. in Space Res.*, Vol. 2, No. 6, 93-96.
- 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.

Bibliographie

- LEGRAND M., J. J. BERTRAND 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 : Etudes des aérosols sahariens au-dessus de l'Afrique à l'aide du canal à 10 microns de Météosat : Visualisation, Interpretation et Modélisation. *Thèse de doctorat d'état n° 787*, Université des Sciences et Techniques de Lille.
- LENOBLE J., 1977 : Standart procedures to compute atmospheric radiative transfer in scattering atmosphere. *Proc. IAMAP Radiation Commission*, NCAR Boulder, 125 pp
- LUNDHOLM B., 1979 : Ecology and dust transport in "Saharan dust : mobilization, transport, deposition", *Ed C. Morales*, SCOPE Report 14, Swedish Natural Science Research Council, Wiley, Chichester, 61-71.
- Mc CLATCHEY R. A., FENN R. W., SELBY J. E. A., VOLTZ F. E. and GARING J. S., 1971 : Optical properties of the atmosphere, AFCRL-TR-71-0279, *Enviro. Research papers*, No 354, L.G. HANCOM FIEL Bedford, Mass. U.S.A.
- MEKLER Y., H. QUENZEL, G. OHRING and I. MARCUS, 1977 : Relative atmosphere aerosol content from Erts observations, *J. Geophys. Res.*, vol. 82, 967-970.
- NORTON C. C. , F. R. MOSHER, B. HINTON, D. W. MARTIN, D. SANTEK and W. KUHLOW, 1980: A model for calculating desert aerosol turbidity over oceans from geostationary satellite data, *J. Appl. Meteor.*, 19, 633-644

Bibliographie

- NTCHAYI M. G., 1988: Etude statistique des brumes sèches au sud du Sahara à partir des réductions de visibilités au sol, *Diplôme d'Etudes Approfondies*, Université Nationale de Côte d'Ivoire, Adidjan.
- ORANGE D., 1990 : Hydroclimatologie du Fouta Djallon et dynamique actuelle d'un vieux paysage latéritique (Afrique de l'Ouest). *Thèse Sciences, Géologie / Géochimie*, Université de Strasbourg, 220p
- PARTERSON E. M., D. A. GILLETTE and B. H. STOCKTON, 1977 : Complex index of refraction between 300 and 700 nm for Saharan aerosols, *J. Geophys. Res.*, vol. 82, 3153-3160.
- PETERSON S. T. and JUNGE C. E., 1971 : Sources of particulate matter in the atmosphere, in *Mathews, W. H., Kellop, W.W, and Robinson, G. D., Eds., Man's inspection on the climate* : Cambridge, M.I.T. Press, 310-320
- PEWE T. L., 1981 : Desert dust : Origin, Characteristics, and effect on man. *Geol. Soc. Amer.*, Special Paper 186, 1-10.
- PROSPERO J. M., SAVOIE D. L., CARLSON T. N. and NESS R. T., 1979 : Monitoring saharan aerosol transport by means of atmospheric turbidity measurements. *Ed C. Morales, SCOPE Report 14*, Swedish Natural Science Research Council, Wiley, Chichester, 171-186
- PROSPERO J. M., 1981 : Eolian transport to the world ocean, in *The Sea*, vol.7, *The Oceanic Lithosphere*, Edited by C. Emiliani, Wiley Interscience, New York, 801-874.
- PROSPERO J. M. and NESS R. T., 1986 : Impact of the North African drought and El-Niño mineral dust in the Barbados trade winds, *Nature*, 320, 735-738.
- PROSPERO J. M., 1990 : Mineral-aerosol transport to the North Atlantic and North Pacific : the impact of African and Asian sources, in *the Long-Range Atmospheric Transport of Natural and Contaminant Substances*, A. H Knap eds., Kluwer Academic Publishers, 59-86.

Bibliographie

- PYE K., 1987 : Aeolian dust and dust deposits, *Academic Press*
- REA D. K., M. LEINEN and T. JANECEK, 1985 : A geological approach to the long-term history of atmospheric circulation, *Science*, 227, 721-725.
- SAVOIE D. L., PROSPERO J. M. and SALTZMAN E. S., 1989 : Non-sea-salt sulfate and nitrate in trade wind aerosols at Barbados : Evidence for long-range transport, *J. Geophys. Res.* Vol. 94, 5069-5080.
- SHETTLE E.P., 1984 : Optical and radiative properties of a desert aerosols model, *Proc. Symposium on Radiation in the Atmosphere*, G. Fiocco Ed., A. Deepak Publishing, 74-77.
- SCHUTZ L., 1979 : Saharan dust transport over the North Atlantic ocean - Model calculations and measurements, *Ed. C. Morales*, SCOPE Report 14, Swedish Natural Science Research Council, Wiley, Chichester, 267-279.
- SCHUTZ L., JÆNICKE R. and PIETREK H., 1981 : Saharan dust transport over north Atlantic ocean, *Geol. Soc Amer.*, Special Paper 186.
- SCHUTZ L., 1981 : Long-range transport of desert dust with special emphasis on the Sahara, *Ann. N. Y. Acad. Sci* , 338, 515-532.
- SCOTT N. A., 1973 : A direct method of computation of the transmission function of an inhomogeneous gaseous medium. - I : Description of the method. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.*, 14, 691-704.
- SCOTT N. A. and A. CHEDIN, 1981 : A fast line-by-line method for atmospheric absorption computations : The automatized atmospheric atlas, *J. Appl. Meteor.*, 20, No 7, 802-812.
- SLINGO A. and H. M. SCHRECKER, 1982 : On the shortwave radiative properties of stratiform water clouds, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 108, 407-426.
- STEPHENS G. L., 1978 : Radiation profiles in extended water clouds. I: Theory . *J. Atmos. Sci.*, 35, 2111- 2122.

Bibliographie

- SCHIFFER R.A. and W.B. ROSSOW, 1983: The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): The First Project of the World Climate Research Programme, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 76, 779-784.
- TANRÉ D., HERMAN M., DESCHAMPS P. Y. and DE LEFFE A., 1979 : Atmospheric modeling for space measurements of ground reflectances, including bidirectional properties, *Appl. Opt.* , vol 18, No 21, 3587-3594.
- TANRÉ D., J. F. GELEYN and J. SLINGO, 1984 : First results of the introduction of an advanced aerosol-radiation interaction in the ECMWF low resolution global model in H. E. GERBER and A. DEEPAK (Eds), *Aerosols and their Climatic effects*, A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia, 133-177.
- TANRÉ D., DEVAUX C., HERMAN M., SANTER R. and GAC J. Y., 1988 : Radiative properties of desert aerosols by optical ground-based measurements at solar wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 83, 14,223-14,231.
- TANRÉ D., P. Y. DESCHAMPS, C. DEVAUX and M. HERMAN, 1988 : Estimation of saharan aerosol optical thickness from blurring effects in Thematic Mapper Data, *J. Geophys. Res.*, 93, D12, 15955-15964.
- TANRÉ D., DEROO C., DUHAUT P., HERMAN M., MORCRETTE J. J., PERBOS J. and DESCHAMPS P. Y., 1990 : Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum : the 5S code, *Int. J. Rem. Sens.*, 11, 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.
- TAYLOR V.R. and L. L. STOWE, 1984 : Reflectance characteristics of uniform Earth and cloud surface derived from Nimbus-7 ERB, *J. Geophys. Res.*, 89, 5345-5363.

Bibliographie

YAALON D. H. and GANOR E., 1979 : East mediterranean trajectories of dust - carrying storms from the Sahara and Sinai. *Ed. C. Morales*, SCOPE Report 14, Swedish Natural Science Research Council, Wiley, Chichester, 187-196.

