

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PARIS VI

Spécialité : Physique

DIRIGEE EN COTUTELLE / KO-BETREUUNG

DISSERTATION DER UNIVERSITÄT HAMBURG

**Modélisation de la minéralogie
et du forçage radiatif des poussières désertiques**

/

**Die Charakterisierung der mineralischen Zusammensetzung des
Wüstenstaubes und die Modellierung des Strahlungseffektes**

présentée par / vorgelegt von

M. Tanguy Claquin

aus Paris

pour l'obtention du

Grade de Docteur de l'Université de Paris VI

/

Dissertation zur Erlangung des

Doktorgrades des Fachbereichs Chemie der Universität Hamburg

préparée au

Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (UMR CEA-CNRS, Gif-sur-Yvette)
et au

Institut für Anorganische und Angewandte Chemie der Universität Hamburg

Soutenue le 29 octobre 1999, l'après-midi devant le jury composé de:

M. Yves Balkanski

M. Gilles Bergametti

M. Patrick Buat-Menard

M. Walter Dannecker

M. Gerard Mégie

M. Michael Schulz

M. Didier Tanré

Rapporteur pour Univ. Paris VI

Gutachter für Universität Hamburg

Président

Rapporteur pour Univ. Paris VI

Tag der letzten mündlichen Prüfung 17.11.1999

Remerciements.

Ce travail fut réalisé de octobre 1996 à octobre 1998 à l'Institut de Chimie Inorganique Appliquée de l'Université de Hamburg, puis de octobre 1998 à octobre 1999 au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement du Commissariat à l'Energie Atomique, à Saclay.

Je tiens à remercier ici très sincèrement le Professeur Gérard Mégie l'instigateur de cette thèse, qui fut internationale et multidisciplinaire au delà de toutes mes espérances. Qu'il ait accepté d'être le responsable scientifique et le président du Jury de cette thèse fut pour moi un très grand honneur.

Je remercie également le Professeur Walter Dannecker pour sa bienveillance permanente et l'extraordinaire atmosphère de convivialité qu'il insuffle à son institut. Je suis reconnaissant, ainsi qu'au Professeur Jürgen Heck doyen de l'Institut de Chimie, d'avoir accepté de venir à Paris participer au Jury de cette Thèse.

Je remercie le Dr. Didier Tanré et le Dr. Patrick Buat-Ménard d'avoir accepté d'être les rapporteurs de ce travail, ainsi que les Professeur Harmut Graßl et Professeur Klaus Nagorny de m'avoir fait passer les examens oraux.

A chaque étape de cette thèse, depuis le difficile début à Leipzig jusqu'à la soutenance, le Dr. Gilles Bergametti a un oeil critique et constructif sur mes travaux. Je l'en remercie vivement.

Je remercie aussi le Dr. Laurent Turpin de m'avoir accueilli dans son laboratoire pour la dernière année de cette thèse et de l'intérêt qu'il a toujours manifesté pour les résultats de ce travail.

Les années « allemandes » de cette thèse se sont déroulées sous la direction du Dr. Michael Schulz. J'ai beaucoup apprécié son approche de la recherche scientifique, et notamment la grande liberté qu'il m'a laissée dans mes travaux. L'esprit et l'organisation de cette thèse lui doivent beaucoup.

L'année « française » de cette thèse s'est déroulée sous la direction du Dr. Yves Balkanski. J'ai aimé sa rigueur dans la gestion des objectifs scientifiques et je le remercie pour sa sollicitude constante depuis mes premiers pas en stage de DEA.

Je suis très reconnaissant au Dr François Dulac d'avoir toujours été disponible pour relire des ébauches d'article et la première version de cette thèse.

Les différentes étapes de cette thèse furent toutes l'occasion de coopérations que j'ai particulièrement appréciées : avec le Dr. Olivier Boucher pour mes débuts sur le bilan radiatif, avec Olivier Flores pour l'étude de la minéralogie des sols, avec tous les membres de l'équipe MAGIC, en particulier le Dr. Sandy Harrison, Colin Prentice, Caroline Roelandt et Natalie Mahowald et enfin avec l'inimitable Dr. Walter Guelle pour l'algorithmique.

Je remercie aussi toutes les personnes qui sont venues à mon secours soit pour l'informatique, comme Rüdiger Harmel, Sören Ziehe, François Marabelle et Jean Yves Peterschmitt soit pour la physique comme le Dr. Jean Jacques Morcrette et Bertrand Wiel, soit pour les jeux de données, comme le Dr Frank Dentener, le Professeur Geneviève Coudegaussen, le Dr. Béatrice Marticorena et le Dr. Freddy Nachtergaele.

Danksagung.

Diese Arbeit wurde in der Zeit von Oktober 1996 bis Oktober 1998 im Institut für Anorganische und Angewandte Chemie der Universität Hamburg, und in der Zeit vom Oktober 1998 bis Oktober 1999 im Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement in Saclay angefertigt.

Herrn Prof. Dr. Gérard M gie danke ich sehr herzlich für die Idee dieser internationalen Promotion. Es ist für mich eine große Ehre, daß er Pr sident des Prüfungsausschusses gewesen ist.

Herrn Prof. Dr. Walter Dannecker danke ich für sein permanentes Wohlwollen und für die freundliche Atmosph re, die in seinem Institut herrscht. Zusammen mit Herrn Prof. Dr. Heck gilt ihnen mein besonderer Dank, daß sie zu meiner Disputation nach Paris gekommen sind.

Ich danke Herrn Dr. Didier Tanr  und Herrn Dr. Patrick Buat-Ménard, daß sie meine Arbeit begutachtet haben. Den Professoren Dr. Harmut Graßl und Dr. Klaus Nagorny danke ich auch ganz herzlich für die spontane Bereitschaft, das Rigorosem durchzuführen.

 ber jeden Schritt in dieser Arbeit, vom schwierigen Anfang in Leipzig bis zur Disputation, hat mir Herr Dr. Gilles Bergametti seine skeptische, aber konstruktive Meinung mitgeteilt. Ich möchte ihm dafür danken.

Herrn Dr. Laurent Turpin danke ich auch ganz herzlich für seine Gastfreundschaft in seinem Labor und für sein permanentes Interesse an meiner Arbeit.

Die « deutschen » Jahre dieser Arbeit sind von Herrn Dr. Michael Schulz betreut worden. Ich habe sein wissenschaftliches Vorgehen und besonders die Freiheit, die er mir gelassen hat, sehr gesch tzt. Der Geist und die Organisation dieser Arbeit sind ihm sehr zu verdanken.

Die « französische » Zeit dieser Arbeit ist von Herrn Dr. Yves Balkanski betreut worden. Ich habe seine Präzision für wissenschaftliche Ziele sowie seine permanente Besorgtheit seit meinem Diplom zu sch tzen gewußt.

Ich danke allen Kollegen, mit denen ich während dieser Arbeit kooperiert habe, insbesondere Herrn Dr. Olivier Boucher für die Berechnungen der Strahlung Herrn Olivier Flores für die Zusammenarbeit über Mineralogie der Böden, weiterhin allen Mitglieder des MAGIC Teams, insbesondere Fr. Dr. Sandy Harrison, Fr. Dr. Caroline Roelandt, Fr. Dr. Natalie Mahowald und Herrn Colin Prentice und auch Herrn Dr. Walter Guelle für die Algorithmen.

Ich danke auch allen Personen, die mir geholfen haben, den Herren Rüdiger Harmel, S ren Ziehe, François Marabelle und Jean Yves Peterschmitt für die Hilfestellungen in Informatik, den Herren Dr. Jean Jacques Morcrette und Bertrand Wiel für die Beratungen im Fach Physik, den Frauen Prof. Dr. Geneviève Coud Gaussen und Dr. Béatrice Marticorena sowie den Herren Dr. Frank Dentener und Dr. Freddy Nachtergaele für die Bereitstellung der Datenbanken.

Table des matières

1	Introduction générale	9
1.1	Le cycle atmosphérique des poussières minérales	9
1.1.1	Mise en évidence : aspect historique	9
1.1.2	Mise en évidence : les techniques actuelles	11
1.1.3	La variabilité des poussières minérales : différentes échelles de temps . . .	13
1.2	Les poussières minérales et l'environnement : état des connaissances.	15
1.2.1	L'impact des poussières sur le climat	15
1.2.2	L'impact des poussières sur la chimie troposphérique	18
1.2.3	L'impact des poussières sur les cycles biogéochimiques	19
1.3	Objectif de cette thèse	20
2	La modélisation des poussières minérales : état de l'art et méthodes utilisées	21
2.1	Organisation des différents modèles	21
2.2	Les données climatologiques	22
2.3	La paramétrisation du soulèvement	22
2.3.1	L'état des connaissances	22
2.3.2	Cette approche	25
2.4	La paramétrisation de la distribution en taille	25
2.4.1	L'état des connaissances	25
2.4.2	Notre approche	27
2.5	La paramétrisation du transport	29
2.5.1	L'état des connaissances	29
2.5.2	Notre approche	30
2.6	La paramétrisation des propriétés optiques des poussières	30
2.6.1	L'état des connaissances	30
2.6.2	Les incertitudes	32
2.7	Les données d'albédo des surfaces	34
2.7.1	L'albédo des surfaces continentales	34
2.7.2	L'albédo des surfaces océaniques	35
2.8	La paramétrisation de l'effet radiatif des poussières	35
2.8.1	L'état des connaissances	35
2.8.2	Notre approche : présentation du modèle et justification de son utilisation	38
3	Le choix d'un modèle microphysique de poussières	41
3.1	Présentation de l'approche minéralogique	42
3.1.1	Les mesures d'indices de réfraction disponibles	42
3.1.2	Présentation de l'approche minéralogique numérique	44
3.2	Les indices de réfraction des différentes espèces minérales	46
3.3	Le choix du nombre d'espèces minérales nécessaires	48
3.4	La modélisation du mélange des espèces minérales	49

3.4.1	Différentes théories optiques des mélanges	49
3.4.2	Les mélanges entre quartz, argiles et carbonates et leur effet sur les propriétés optiques dans l'infrarouge	51
3.4.3	Les mélanges incluant les oxydes de fer et leur effet sur les propriétés optiques dans le visible	52
3.5	Conclusions de ce chapitre et perspectives	54
4	Le développement de cartes mondiales de la minéralogie des surfaces érodables.	57
4.1	Précision sur le choix des minéraux étudiés	58
4.1.1	Quelques espèces minérales supplémentaires	58
4.1.2	Taille des particules et fraction érodable	58
4.2	Outils et méthodes	59
4.2.1	Hypothèse de travail	59
4.2.2	La base de données sur la minéralogie des surfaces arides (BDMSA) . . .	59
4.2.3	La Table Minéralogique Moyenne (TMM)	61
4.2.4	De la Carte des Sols du Monde de la FAO aux cartes minéralogiques . . .	63
4.3	Résultats et discussion	63
4.3.1	La table minéralogique moyenne	63
4.3.2	Les cartes minéralogiques	65
4.4	Conclusions et perspectives	70
5	Le développement d'une formulation globale simple de l'érosion des sols.	71
5.1	Outils utilisés dans cette étude	71
5.1.1	Les cartes de vitesses seuil moyennes de Marticorena (1995)	72
5.1.2	Les images satellite TOMS	72
5.2	Calibration des différents paramètres	74
5.2.1	Les vitesses seuil d'érosion en l'absence de précipitations	74
5.2.2	Les facteurs d'émissions	78
5.2.3	L'effet des précipitations sur les vitesses seuil d'érosion	79
5.3	Validité du modèle d'érosion des sols	80
5.3.1	Comparaison avec les vitesses seuil de Marticorena (1995)	81
5.3.2	Comparaison avec les Indices Aérosols TOMS	82
5.3.3	Comparaison avec les émissions moyennes de chaque désert	85
5.4	Résumé, conclusions et perspectives	85
6	Le transport atmosphérique des minéraux et leur forçage radiatif	87
6.1	Description de trois expériences de transport atmosphérique des minéraux	87
6.2	Les concentrations atmosphériques des poussières minérales	89
6.2.1	Présentation des résultats	89
6.2.2	Comparaison avec les données disponibles	91
6.3	Influence de la minéralogie des poussières sur leur propriétés optiques	93
6.3.1	Influence sur l'extinction spécifique	93
6.3.2	Influence sur l'albédo de simple diffusion	95
6.3.3	Influence sur le paramètre d'asymétrie	97
6.4	Influence de la minéralogie sur le forçage radiatif des poussières	97
6.5	Conclusion et possibles applications	103

7	Le cycle atmosphérique et le forçage radiatif des poussières minérales au Dernier Maximum Glaciaire	105
7.1	Adaptation du modèle de transport aux conditions du Dernier Maximum Glaciaire	106
7.1.1	Les données climatologiques	107
7.1.2	Le modèle d'érosion et les données géomorphologiques	107
7.2	Les résultats du modèle de transport : concentrations atmosphériques et dépôts de poussières au Dernier Maximum Glaciaire	108
7.2.1	Comparaison des modèles avec les mesures de dépôts	108
7.2.2	Comparaison entre les deux simulations au Présent	109
7.2.3	Comparaison entre les simulations du Présent et du DMG	111
7.2.4	Conclusion et transition	113
7.3	Le forçage radiatif des poussières au Dernier Maximum Glaciaire	113
7.3.1	L'adaptation des albédos du sol	113
7.3.2	La relation masse de poussière - forçage au DMG	115
7.3.3	Principe d'évaluation de l'éventuelle réponse climatique	118
7.3.4	Le forçage radiatif et la réponse climatique dans les hautes latitudes . . .	118
7.3.5	Le forçage radiatif et la réponse climatique dans les basses latitudes . . .	122
7.4	Conclusions et perspectives	122
7.4.1	Conclusions de ce chapitre	122
7.4.2	Développements futurs	123
A	Variables	125
B	Acronymes	129

Chapitre 1

Introduction générale

L'atmosphère terrestre contient naturellement des particules en suspension, ou "aérosols", dont l'origine et la nature sont très variées. On distingue ainsi les aérosols minéraux, produits par érosion éolienne, les aérosols carbonés, issus des feux de biomasse, les aérosols sulfatés, dérivés de l'activité biologique et volcanique, et les aérosols marins, ou sels de mer, arrachés aux océans par le vent. Tous ces aérosols restent en général de quelques jours à une semaine dans la troposphère, ils ont une variabilité spatio-temporelle très marquée et peuvent avoir, localement, des concentrations élevées. Au sein de l'atmosphère, ils peuvent être transportés individuellement ou servir de noyaux de condensation pour les gouttelettes nuageuses. Dans les deux cas, les aérosols participent au bilan radiatif de la Terre par diffusion et absorption des rayonnements solaire et infrarouge.

Au cours des derniers siècles, l'activité humaine a fortement augmenté la quantité de ces aérosols dans l'atmosphère (Pertuisot, 1997) : les combustions d'hydrocarbures ont produit des aérosols carbonés et des sulfates, et le développement de l'agriculture a déstabilisé les sols et donc conduit à une extension des sources de poussières minérales. Le principal effet de cette augmentation est de réduire le rayonnement solaire qui atteint la surface, et donc de refroidir la Terre jusqu'à éventuellement contrecarrer, au dessus de larges régions, le réchauffement dû à l'augmentation des gaz à effet de serre (CO_2 , CH_4) (IPCC, 1995).

Bien comprendre l'effet de l'homme sur le climat requiert donc de connaître la quantité et la nature des aérosols présents dans l'atmosphère. En particulier, plusieurs observations indiquent que les poussières minérales d'origine désertique méritent la plus vive attention. Tout d'abord, les aérosols désertiques sont les plus abondants en masse (IPCC, 1995), et ils sont aussi ceux qui atteignent, localement, les plus fortes concentrations. Parallèlement, l'effet de ces poussières minérales sur le transfert radiatif atmosphérique est un des moins bien connu car non seulement on ignore le signe de leur impact global (réchauffement ou refroidissement), mais en plus on est encore incapable de quantifier précisément l'amplitude de leurs effets locaux. L'objet de cette thèse est précisément l'étude du cycle atmosphérique des aérosols minéraux afin d'arriver à une meilleure quantification de leur effet sur le bilan radiatif terrestre.

1.1 Le cycle atmosphérique des poussières minérales

1.1.1 Mise en évidence : aspect historique

EURASIE



HEMISPHERE SUD



FIG. 1.1 – Les différentes régions désertiques du monde

La présence d'aérosols dans l'atmosphère est évidente à la vue d'un vent venant du désert, d'un nuage de fumée ou d'embruns océaniques. Il est donc difficile de dater la première mise en évidence des aérosols atmosphériques. Par contre, l'amplitude du transport de ces particules et leur diverses interactions avec le climat sont des phénomènes moins évidents, qui furent l'objet de véritables "découvertes" scientifiques. Dans un des premiers traités existant sur la météorologie, Aristote distingue quatre éléments, le feu, la terre, l'eau et l'air, et précise bien que la terre peut se mélanger à l'air sous l'action du vent (Aristote, traduction publiée en 1951). Néanmoins, Aristote ne poussa pas son analyse plus loin : il remarqua ainsi que les vents atteignant Athènes par le sud étaient souvent responsables de pluies "sales", mais n'en tira pas de conclusion sur un quelconque transport atmosphérique.

L'importance du transport atmosphérique des aérosols et ses conséquences sur les dépôts, en particulier par les pluies, ne fut découvert que très récemment. Ainsi, les récits effrayés de "pluies de sang" ou de "pluie de boue", phénomène que l'on attribue généralement à des dépôts d'aérosols, se retrouvent depuis la Bible jusqu'au début du vingtième siècle (Bücher, 1986). Dans le cas des poussières minérales, il faut attendre les deux derniers siècles pour que les observations de dépôt "sec" de poussières soient attribuées à du transport atmosphérique depuis les déserts (Dobson, 1781, Darwin, 1846). Ce phénomène ne fut pas immédiatement reconnu, comme en témoigne le récit de Delany et al. (1967), qui voulurent étudier les poussières extra-terrestres depuis un observatoire dont l'atmosphère était supposée pure : l'île de la Barbabe. Ce choix s'avéra malheureux, vue l'importance des apports de poussières sahariennes, mais il eut l'intérêt d'initier la première station de mesures continues pour les aérosols minéraux, station qui est d'ailleurs toujours en service (Prospero et al., 1970). Dans les années 1970, on prit également conscience du rôle primordial des retombées atmosphériques comme source de matière à la surface du plein océan (Buat-Ménard et Chesselet, 1979, Duce, 1986). Parallèlement, des études scientifiques sur l'érosion éolienne et sur l'apport géochimique des dépôts de poussières se développèrent aux USA et en Israël, pour des raisons économiques évidentes (Chepil, 1941, Yaalon, 1964). D'une certaine manière, ces premières études lancèrent plusieurs

décennies d'études sur le cycle atmosphérique des poussières minérales.

L'interaction des aérosols avec le climat se fait selon deux processus : l'absorption et la diffusion de la lumière, décrite par Al-Hazem dès le dixième siècle (Rashed, 1968), et la génération de gouttelettes nuageuses, évoquée plus tard par Aitken (cité dans la thèse de Boucher, 1995). La quantification de ces phénomènes vint, au début du vingtième siècle, en même temps que les instruments capables de les mesurer (Angström, 1929), mais l'intérêt de la communauté scientifique ne fut vraiment éveillé qu'à la fin des années 1960, quand il devint clair que les aérosols influençaient notablement le climat et que leur production augmentait à la suite des activités anthropiques (Charlson et Pilat, 1969). Il faut cependant attendre la fin des années 1970 pour que les stations de mesures, les campagnes de terrain, les études en laboratoires commencent à se développer. D'Almeida (1986) mit ainsi en place le premier réseau photométrique en Afrique saharienne. Cette idée fut ensuite reprise par l'Organisation Météorologique Mondiale qui recommanda le suivi de l'épaisseur optique en aérosols dans les stations de surveillance de la pollution de fond. Mais les nombreuses données acquises pendant ces deux décennies sont peu exploitables du fait d'insuffisances sur le suivi de l'étalonnage et de la dérive des photomètres. Plus récemment, un nouveau réseau mondial, appelé AERONET, a été en place pour fédérer tous les photomètres mesurant les aérosols de manière continue (Holben et al., 1998, Figure 1.2).

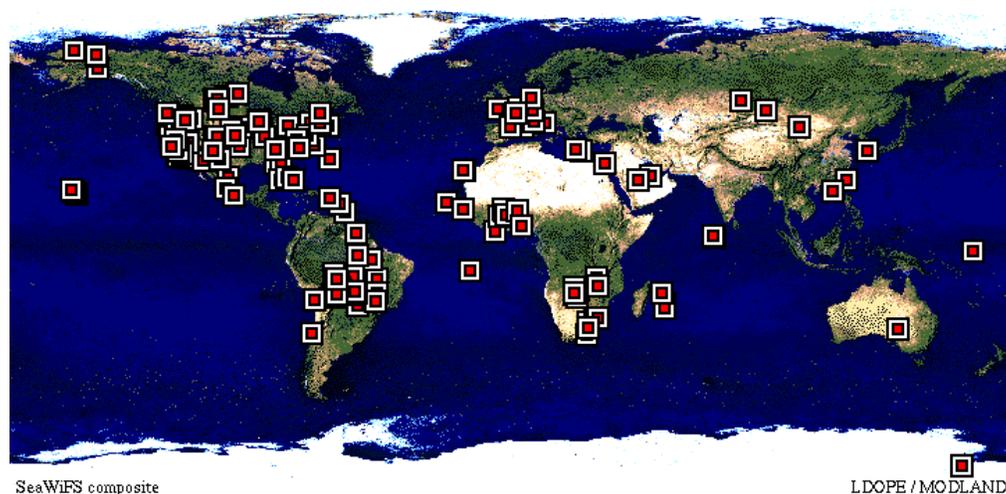


FIG. 1.2 – Localisation des photomètres inclus dans le réseau AERONET.

1.1.2 Mise en évidence : les techniques actuelles

A l'heure actuelle, plusieurs méthodes assurent le suivi continu des poussières minérales dans l'atmosphère : les prélèvements au sol, les mesures photométriques au sol, et les mesures satellitales.

Au sol, les particules minérales sont prélevées sur des filtres et leur concentration est ensuite mesurée, soit par pesée, soit grâce à la concentration en aluminium, élément caractéristique de la croûte terrestre dont il représente en moyenne 8% (Taylor and McLennan, 1985). Au lieu de l'aluminium (Al), certains auteurs basent parfois leur analyse sur le fer (Fe) ou le silicium (Si) qui sont également représentatifs de la croûte terrestre. Par cette technique, les concentrations atmosphériques en poussières sont suivies de manière plus ou moins continue en divers points du globe : les apports du Sahara sont suivis par les mesures sur les îles de Sal, de Ténérife et de la Barbade, et les panaches de poussières asiatiques sont suivis, à distance, depuis les îles japonaises et américaines du Pacifique. Par contre, les événements de poussières venant des

déserts australien, sud-africain, et surtout moyen-orientaux (Arabie, désert du Thar, Kyzil-Kum) n'ont donc pas bénéficié d'un suivi continu.

Depuis le sol, il est également possible de connaître la quantité d'aérosols dans l'ensemble de la colonne atmosphérique grâce aux mesures photométriques qui, à partir de l'épaisseur optique totale de l'atmosphère, permettent de déduire l'épaisseur optique des aérosols. En principe, la qualité des épaisseurs optiques obtenues ne dépend que de la précision à laquelle la diffusion Rayleigh est modélisée. Cette technique a l'avantage de ne pas requérir d'hypothèse sur les propriétés optiques des aérosols. Ses principaux inconvénients, outre la couverture spatiale discrète, sont l'absence de résolution verticale et de spéciation chimique.

Les données satellitales permettent aussi d'évaluer les épaisseurs optiques des aérosols, via l'utilisation d'un code de transfert radiatif. Cette technique a l'avantage unique d'une excellente couverture temporelle et spatiale, mais elle se heurte aussi à plusieurs difficultés : elle est encore inutilisable au dessus des continents et en présence de nuages, elle ne donne pas d'information sur la structure verticale des nuages de poussières et elle exige de faire de nombreuses approximations sur les propriétés optiques des particules. Par exemple, les procédures d'évaluation de l'épaisseur optique grâce aux satellites Meteosat (Dulac et al., 1992, Moulin et al., 1997a, Moulin et al., 1997b) ou AVHRR (Husar et al., 1997) font toutes l'hypothèse que les aérosols ont une composition constante, ce qui est contraire à toutes les observations.

La détection satellitale de la distribution verticale des aérosols sera peut-être bientôt possible grâce au lidar, instrument à source laser mesurant la rétro-diffusion de l'atmosphère à chaque altitude et y indiquant donc la quantité de poussières. Jusqu'ici, cette technique n'a été utilisée que depuis le sol (Hamonou et al., 1999) ou depuis la navette spatiale (campagne LITE, *Lidar In space Technology Experiment*, Winker, 1999), mais les résultats furent suffisamment encourageants (Figure 1.3) pour qu'un lidar soit installé à bord d'un satellite dès 2003 lors de la mission PICASSO-CENA (*Pathfinder Instruments for Cloud and Aerosol Spaceborne Observations-Climatologie Etendue des Nuages et des Aérosols*; Vann, 1999).

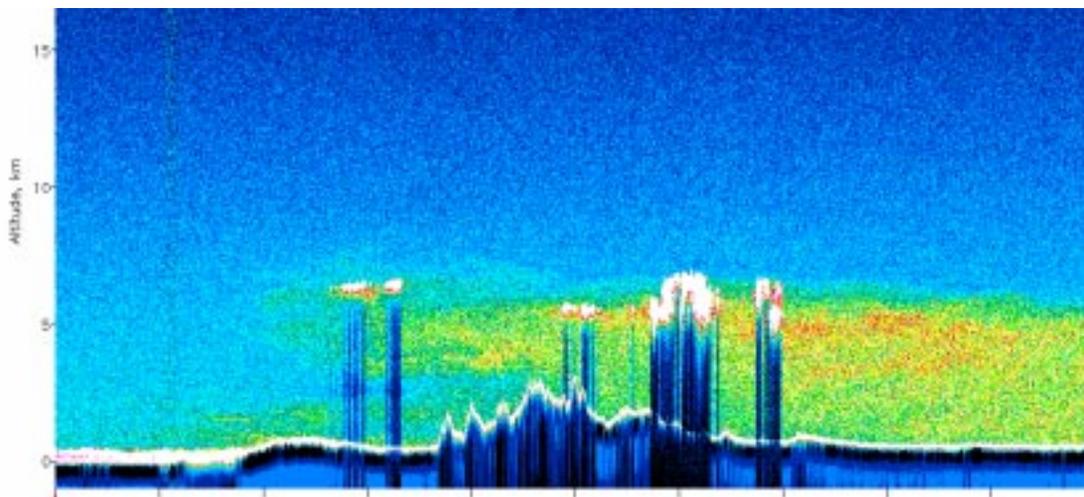


FIG. 1.3 – Profil LIDAR mesuré depuis la navette spatiale pendant la campagne LITE. La trajectoire de la navette va de $(34.1^\circ \text{ N}, -8.2^\circ \text{ W})$ à $(29.0^\circ \text{ N}, -3.6^\circ \text{ W})$. De la gauche vers la droite, elle survole donc d'abord l'Océan Atlantique, puis l'Atlas marocain, puis le Nord-Ouest saharien, essentiellement le Grand Erg Occidental. On distingue, en rouge et en jaune, les zones de forte rétrodiffusion, donc sans doute chargées de poussières minérales. La structure verticale du panache de poussières, qui passe au dessus des montagnes, est très visible. Les trois points blancs au dessus de l'Atlas à environ 5 km d'altitude sont des nuages.

Toutes les méthodes évoquées précédemment s'intéressent directement aux particules sus-

pendues dans l'atmosphère, mais on peut également caractériser les poussières minérales par leurs dépôts dans : les sédiments océaniques, les loess continentaux (on trouvera une bibliographie de l'étude des loess dans Smalley, 1980) et les glaces (Petit et al, 1981). Le principal obstacle à ces techniques de mesures vient du fait que les particules d'origine éolienne sont alors mélangées à des sédiments locaux. La reconnaissance des poussières minérales se fait soit grâce à la morphologie des grains, soit grâce à leur composition. Ces mesures permettent de caractériser les variations de la quantité des poussières sur de larges échelles de temps.

1.1.3 La variabilité des poussières minérales : différentes échelles de temps

Grâce à toutes ces techniques, on a maintenant une bonne connaissance de la variabilité des concentrations atmosphériques en poussières à l'échelle quotidienne, saisonnière, interannuelle et géologique.

A l'échelle quotidienne, l'épaisseur optique des poussières minérales est très variable comme en témoigne les mesures faites par Météosat au large des côtes africaines (Figure 1.4, Moulin, 1997). Cette variabilité provient du fait que les émissions de particules minérales dépendent non-linéairement de la force du vent, via une vitesse-seuil d'érosion (Marticorena, 1995), et que cette intensité du vent est elle-même très variable. La quantité de poussières présentes dans l'atmosphère doit donc d'avantage être envisagée comme une suite de pulsations plutôt que par une valeur moyenne.

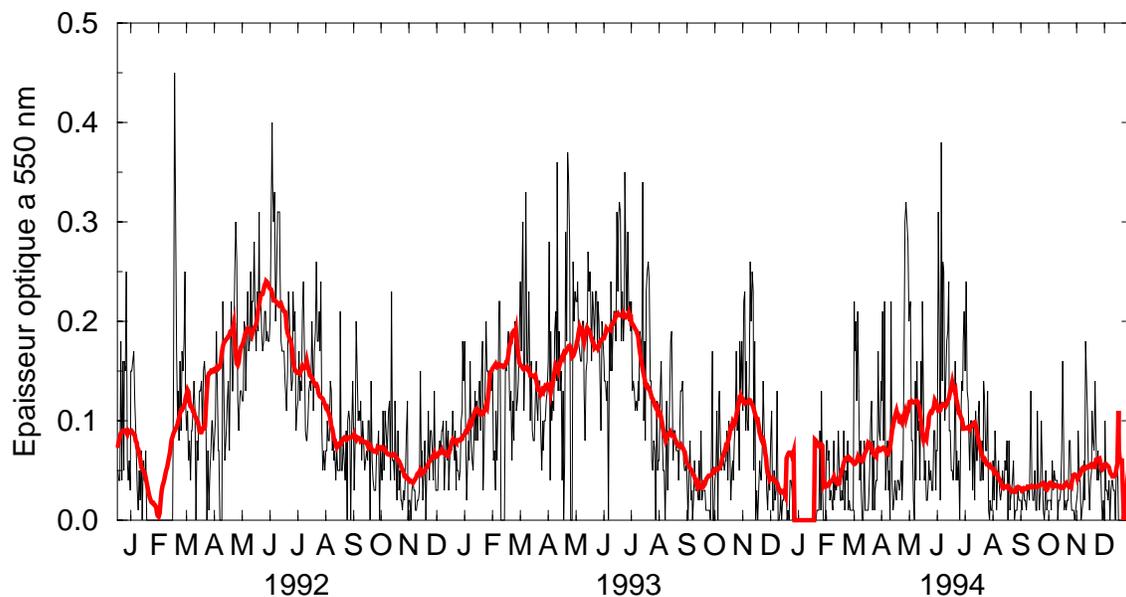


FIG. 1.4 – *Epaisseur optique à 550 nm évaluée quotidiennement au dessus de l'Atlantique tropical d'après les mesures du satellite Météosat (Figure prise dans la thèse de Moulin, 1997). La courbe en gras résulte d'un lissage des données.*

A l'échelle saisonnière, la position et l'intensité des panaches de poussières suivent le mouvement annuel des anticyclones tropicaux. Au large de l'Afrique, la position de ce panache oscille de 20°N pendant l'été, période pendant laquelle on observe le plus de poussières, à 10°N pendant l'hiver. Au dessus de la Mer d'Arabie, les épaisseurs optiques maximales s'observent en été, quand la Mousson de Sud-Est balaye les côtes de l'Ethiopie et de la péninsule Arabe. En Asie, les déserts du Takla-Makan et de Gobi émettent des poussières surtout pendant le printemps.

A l'échelle interannuelle, les concentrations atmosphériques des poussières suivent les varia-

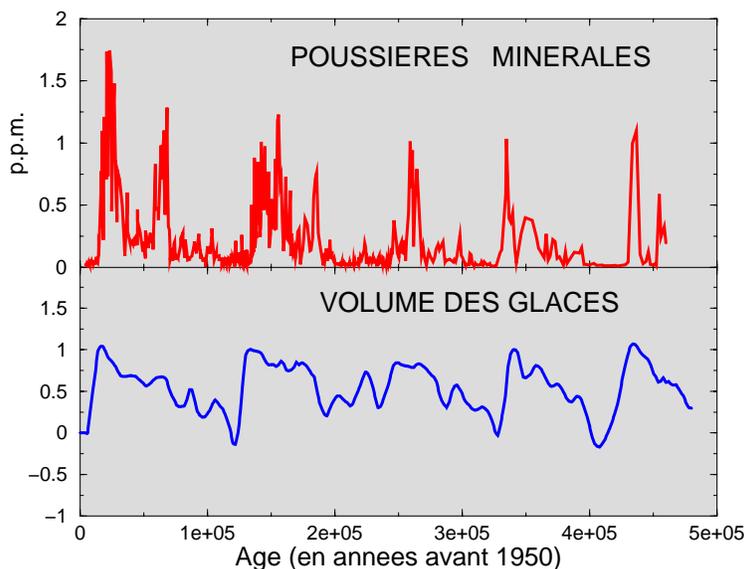


FIG. 1.5 – *En haut* : série temporelle de la quantité de poussières minérales mesurées dans la carotte de glace de Vostok (Antarctique). *En bas* : série temporelle des volumes de glace estimées à partir du $\delta^{18}O$. Ces données proviennent de l'article de Petit et al. (1999).

tions climatiques à grande échelle. Moulin et al. (1998) ont ainsi mis en évidence une corrélation entre le cycle atmosphérique des poussières sahariennes et l'Oscillation Nord-Atlantique (ONA) : plus la différence de pression entre l'Islande et l'Atlantique est forte, plus est grande l'exportation de poussières à grande distance.

La perturbation anthropique des sources de poussières atmosphériques est aussi une cause de variabilité interannuelle. Au cours des 20 dernières années, la population a largement augmenté dans les régions peridésertiques comme le Sahel. Cet accroissement s'est naturellement accompagné d'une augmentation des pratiques agraires telles que les brûlis, le surpâturage et l'agriculture extensive, qui ont déstabilisé des écosystèmes déjà fragiles. De grandes surfaces furent ainsi livrées à l'action éolienne. Tegen et al. (1996) estimèrent que seule une source anthropique représentant 50 % de toutes les émissions permettait d'obtenir des distributions de poussières réalistes dans le Modèle de Circulation Générale (MCG) du Goddard Institute for Space Science (GISS). Cette conclusion est toujours très discutée et résulte sans doute en partie d'une mauvaise représentation des vents en Atlantique tropical par le MCG du GISS (Tegen et Fung, 1995, Figure 3). Elle suggère cependant qu'une composante importante de l'aérosol minéral pourrait être d'origine anthropique.

A l'échelle géologique, la quantité de poussières dans l'atmosphère suit l'évolution de l'étendue des déserts. Dans les périodes froides, comme au Dernier Maximum Glaciaire, il y a 20.000 ans, le cycle de l'eau est ralenti, la végétation moins abondante, et les régions arides sont plus étendues. Cette assèchement des sols et l'abaissement du niveau de la mer exposent de plus grandes surfaces à l'érosion éolienne, et la quantité de poussières dans l'atmosphère augmente donc de façon significative (Figure 1.5). Dans l'optique de l'étude des interactions entre les aérosols et les poussières, l'étude de ces données historiques est particulièrement intéressante et a fait l'objet d'études numériques dès la fin des années 1980 (Joussaume, 1990).

1.2 Les poussières minérales et l'environnement : état des connaissances.

Dans cette partie, je présente les différents impacts environnementaux des poussières minérales.

1.2.1 L'impact des poussières sur le climat

Une particule atmosphérique perturbe le bilan radiatif de la Terre de deux manières : soit en absorbant et en diffusant elle-même une fraction des flux solaire ou infrarouge, c'est l'“effet direct”, soit en servant de noyau de condensation pour les gouttes nuageuses, c'est l'“effet indirect”. De plus, Hansen et al. (1997) ont aussi évoqué la possibilité d'un effet “semi-direct”, où l'élévation de température due à l'absorption d'énergie dans la couche d'aérosols augmenterait l'humidité relative et favoriserait donc la formation des gouttes. Jusqu'à présent, un tel effet n'a jamais été mis en évidence.

L'effet radiatif direct des poussières

Mesurer la perturbation radiative due au passage d'un nuage d'aérosol n'est pas un exercice trivial : un examen complet requiert en effet de connaître les flux radiatifs au sol et au sommet de l'atmosphère dans le visible et dans l'infrarouge. Seule cette combinaison de mesures permet d'évaluer la quantité d'énergie piégée dans l'atmosphère, et donc d'avoir une idée de l'éventuelle réponse climatique.

Historiquement, les mesures au sol furent les premières à être réalisées. Les fortes diminutions du flux solaire (Idso, 1972) et les augmentations du flux infrarouge (Idso, 1973, 1978) associées au passage des nuages de poussières vinrent assez tôt confirmer les modèles théoriques de Charlson et Pilat (1969). Plus tard, plusieurs séries de mesures vinrent confirmer qu'en région désertique en présence de poussières, les variations du flux étaient de l'ordre de -100 W.m^{-2} dans le visible et de $+10 \text{ W.m}^{-2}$ dans l'infrarouge (Ackerman et Cox, 1982, Cerf, 1985, Fouquart et al., 1987, Cautenet et al., 1992, Legrand et al., 1992).

Les mesures de flux au sommet de l'atmosphère furent possibles, plus tard, grâce aux satellites, mais avec un certain nombre de limitations dues à ces instruments (pas de mesures au dessus des continents ou en présence de nuages). Sur quelques cas d'études au dessus de déserts, il fut possible de montrer que l'effet de poussières dans le visible atteignait plusieurs dizaines de W.m^{-2} selon la surface considérée, et une dizaine de W.m^{-2} dans l'infrarouge (Ackerman et Chung, 1992, Zhou et al., 1994).

A l'heure actuelle, aucun instrument n'offre de couverture globale de la perturbation radiative des poussières minérales. Le recours aux modèles numériques est donc une étape obligatoire. De nombreuses études radiatives furent ainsi réalisées avec des modèles adimensionnés (Andreae, 1995, Sokolik et Toon, 1996, Sokolik et al., 1998), avec des modèles mono-dimensionnels (Carlson et Benjamin, 1980, Sokolik et Golitsyn, 1993, Claquin et al., 1998, Liao et Seinfeld, 1998), et avec des modèles tri-dimensionnels (Tanré et al., 1984, Tegen et al., 1996, Tegen et Lacis, 1996). Globalement, ces études concluent que l'effet radiatif moyen des poussières au sommet de l'atmosphère est compris entre $+1.0$ et -1.0 W.m^{-2} à l'échelle globale et atteint localement plusieurs dizaines de W.m^{-2} . L'amplitude et la valeur précise de ce forçage n'ont cependant jamais été données avec une précision acceptable et, à l'heure actuelle, on ne sait pas encore si les poussières minérales ont globalement un effet réchauffant ou refroidissant. Ce manque de précision dans les estimations du forçage vient d'incertitudes qui seront exposées en détail dans la partie 2. La réduction de ces incertitudes sera l'un des principaux objectifs de cette thèse.

L'effet radiatif indirect des poussières minérales

Au contraire d'autres types d'aérosols comme les sulfates, les poussières minérales ne sont pas composées d'espèces très solubles (exceptée la calcite qui n'est jamais un composé majeur) et sont donc a priori de mauvais noyaux de condensation pour les gouttelettes nuageuses. Cette idée à récemment été remise en question par plusieurs types d'observations. Tout d'abord, Maname et Gottlieb (1989) ont mis en évidence, en laboratoire, la formation de nitrates et de sulfates sur les particules minérales. Cette expérience venait confirmer les nombreuses observations de collage de sulfates sur les poussières désertiques (Ganor et Maname, 1982, Okada et al., 1990, Ganor et al., 1991, Parungo et al., 1995). Dans cette même optique, Savoie et al. (1989) montrèrent que le transport des sulfates et des poussières étaient bien corrélés dans l'est de l'Atlantique, soulignant ainsi qu'ils pourraient être transportés ensemble. La possibilité d'une association entre les nitrates ou les sulfates et les particules minérales a deux conséquences sur le transfert radiatif.

Tout d'abord, la présence d'espèces solubles à la surface des particules désertiques suggèrent qu'elles pourraient servir de noyaux de condensation "géants" très efficaces, ce qui est confirmé par les observations d'inclusion de minéraux dans les gouttelettes par Levin et al. (1990). Pour expliquer la formation de ces associations sulfates-minéraux, Levin et al. (1996) suggérèrent qu'une goutte peut successivement se condenser sur un sulfate, puis collecter une particule minérale et enfin s'évaporer, ce qui laisse dans l'atmosphère une particule minérale sulfatée prête à servir de noyau de condensation. Ce phénomène fut récemment introduit dans un modèle dynamique adimensionné et il apparut que la présence de noyaux de condensation géants pouvait modifier la taille des gouttelettes, changer les propriétés optiques des nuages et accélérer la formation de précipitations (Yin et al., 1999).

De plus, cette association avec des grosses particules réduit le temps de résidence atmosphérique des sulfates et des nitrates. Or on considère souvent que ces deux espèces, dont la concentration est augmentée par l'activité industrielle, perturbent directement et indirectement le bilan radiatif de manière très significative. Dans une modélisation avec un MCG, Dentener et al. (1996) montrèrent ainsi que pour la majeure partie de l'atmosphère 40% des nitrates et 10% des sulfates sont associées à des particules minérales, ces proportions pouvant aller jusqu'à 80% et 50% dans les régions désertiques. Bien que ces premiers résultats soient encore limités par les incertitudes pesant sur les coefficients de collage entre espèces, ils indiquent cependant que le temps de résidence des nitrates et des sulfates pourrait être significativement réduit par les poussières. L'effet radiatif de ces composés fut évalué jusqu'ici sans tenir compte de ce processus (Kiehl et Briegleb, 1993, Boucher et Anderson, 1995), et il est donc probable qu'il ait été surévalué.

Il faut également noter que Sokolik et al. (1999) ont récemment évoqué la possibilité que certaines argiles, dites "gonflantes" pour leur capacité à fixer l'eau liquide, pourraient également servir de noyau de condensation pour les gouttes nuageuses. Cette hypothèse, si elle s'avérait exacte, viendrait confirmer les premières observations de Bertrand (1970) qui n'ont pas été vérifiées lors de campagnes plus récentes. Un tel processus pourrait influencer la formation des nuages dans les régions équatoriales. A ce titre, il mérite donc que des études plus poussées soient menées.

L'effet des poussières sur les températures

Les mesures

Les variations des températures de surface sont la conséquence directe des effets radiatifs évoqués précédemment. La mise en évidence de cette réponse climatique reste cependant difficile car la séparation des causes et des effets de la présence de poussières rend toute analyse délicate. Par exemple, en Europe méditerranéenne, un panache de poussières est toujours as-

socié à une masse d'air chaud saharienne qui a tendance à gommer, à la surface, l'effet sans doute refroidissant des poussières (Alpert et Ganor, 1993). Pour l'instant, seules les méthodes statistiques permettent donc d'évaluer l'effet des poussières sur les températures. Il existe, pour l'instant, deux études de ce type.

La première étude, réalisée par Alpert et al. (1998), est basée sur la comparaison des erreurs faites par un modèle de prévision météorologique au nombre de jours où l'atmosphère est chargée en poussières. Comme le modèle de prévision utilisé néglige l'effet des aérosols, une partie de ses erreurs peut leur être attribuée, en particulier dans les zones de fortes concentrations comme l'Est de l'Atlantique tropical nord. Les auteurs mirent ainsi en évidence que les poussières étaient probablement responsables d'un réchauffement de $6^{\circ}\text{C.an}^{-1}$ entre 1.5 et 4 km d'altitude le long de la côte africaine. D'un côté, ce résultat est en bon accord avec les estimations théoriques, ce qui est assez satisfaisant, mais la corrélation trouvée entre les erreurs du modèle et la position des nuages est beaucoup plus forte qu'avec les occurrences de poussières, ce qui pousse à prendre ces résultats avec précaution.

Une seconde étude statistique récemment menée par Schollaert et Merrill (1999) s'intéresse à la relation entre les températures océaniques de surface, T_{oce} , et l'épaisseur optique des aérosols, τ . En se focalisant sur le mois de Juillet dans l'Atlantique tropical Nord, i.e. dans la région océanique et à la période les plus riches en panaches de poussières, les auteurs mirent en évidence une corrélation positive, faible mais significative, entre les variations de T_{oce} et les variations de $\exp(-\tau)$. Dans une région comme l'Atlantique tropical Nord, il n'est pas anodin que les poussières minérales puissent influencer les températures océaniques de surfaces car celles ci sont contrôlées par les courants océaniques ascendants (*upwelling*). Ce résultat suggère clairement que les poussières minérales ont une influence climatique non négligeable dans les régions tropicales.

Parallèlement, peu d'auteurs ont essayé de modéliser les changements de température dus aux poussières. Une étude pionnière fut menée par Tanré et al. (1984) avec le modèle de circulation générale à basse résolution du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT) et avec des répartitions simplifiées d'aérosols atmosphériques. L'épaisseur optique des poussières était alors idéalisée, centrée au dessus du Sahara, répartie entre 0 et 3 km et atteignait au maximum 0.63. Les propriétés optiques des poussières étaient constantes. Leur principale conclusion était alors que les aérosols avaient un effet négligeable sur la dynamique et notable sur les températures, avec une diminution de 4°C à la surface du Sahel ce qui est sans doute une estimation très "haute" de la situation moyenne.

Plus récemment, Miller et Tegen (1998) introduisirent les champs de poussières de Tegen et Fung (1994, 1995) dans le Modèle de Circulation de Générale du GISS (Goddard Institute for Space Science) et trouvèrent que le refroidissement était de l'ordre de 1°C en dessous des panaches de poussières. De plus, ils montrèrent que la présence de poussières était susceptible d'affecter la convection profonde mais que la réponse dynamique était difficilement discernable du bruit de fond du modèle. On peut noter que les résultats de Tegen et Fung (1994, 1995) et de Tegen et Lacis (1996) furent souvent stigmatisés pour leurs grandes incertitudes (Marticorena et al., 1999a, Sokolik et Toon, 1996, Guelle, 1998), mais l'un des principaux résultats de cette étude demeure que l'effet climatique des poussières se manifeste surtout à l'échelle régionale et provoque une réponse notable de la température et du flux de chaleur latente.

Dans une optique différente, Overpeck et al. (1996) étudièrent l'effet climatique des poussières minérales au Dernier Maximum Glaciaire (DMG), toujours grâce au Modèle de Circulation Générale du GISS. En utilisant une distribution très simplifiée des poussières atmosphériques au DMG, avec en particulier des concentrations égales au dessus du Canada et au dessus du Sahara, Overpeck et al. (1996) calculèrent que les poussières minérales auraient pu être responsables d'un réchauffement annuel de l'ordre de 4°C au dessus des calottes de glace de l'hémisphère Nord. Le manque de réalisme des champs de poussières utilisés dans cette étude rendent les conclusions de Overpeck et al. (1996) très contestables. Je montrerai dans le chapitre 7 que l'utilisation

de champs plus conformes aux observations de dépôts au DMG produisent un réchauffement polaire plus limité.

1.2.2 L'impact des poussières sur la chimie troposphérique

En plus de leur rôle sur les cycles atmosphériques des sulfates et des nitrates, présentés ci-dessus, les poussières minérales participent à la chimie atmosphérique de diverses manières.

L'alcalinité des poussières

L'augmentation du pH des gouttes de pluie fut, pendant longtemps, le seul effet chimique qu'on attribuait aux aérosols minéraux (Loÿe-Pilot et al., 1986, Avila et al., 1998). La présence de CaCO_3 (calcite) dans les poussières et sa dissolution au cours du transport ($\text{CaCO}_3 + 2 \text{H}^+ \rightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$) explique comment le pH des gouttes d'eau peut passer de 4-5 à 6-8 au contact d'une masse d'air désertique (Satsangi et al., 1999). De même, en présence de nitrates, des réactions telles que : 2HNO_3 (acide nitrique, gazeux) + $\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{Ca}(\text{NO}_3)_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, tendent également à réduire l'acidité de l'atmosphère, tout comme la transformation de calcite (CaCO_3) en gypse (CaSO_4) en présence de sulfates. A ma connaissance, cet effet des poussières sur le pH des gouttes d'eau n'a jamais été introduit dans un modèle tridimensionnel de chimie atmosphérique.

L'effet sur la capacité oxydante de l'atmosphère

Les principaux oxydants atmosphériques (l'hydroperoxyde, HO_2 , l'hydroxyde, OH , et l'ozone, O_3) réagissent avec les poussières minérales via des oxydo-réductions faisant intervenir les ions Fe ou Cu (par exemple : $\text{HO}_2 + \text{Fe (III)} \rightarrow \text{Fe(II)} + \text{O}_2 + \text{H}^+$). Les constantes de réaction et le quantité de Fe et de Cu dans les poussières sont assez mal connues. En se basant sur des approximations simples, Dentener et al. (1996) ont calculé que la destruction directe d'ozone à la surface des particules minérales pouvait être responsable d'une diminution d' O_3 n'excédant pas 10 % au coeur des régions arides. Une réduction d'un même ordre de grandeur fut trouvée pour HO_2 . Avec un modèle plus local focalisé sur le transport de particules minérales de la Chine vers le Japon, Zhang et al (1994) estimèrent que la réduction d' O_3 pouvait atteindre 25% et celle de HO_2 de 20 à 80 % lors d'un évènement de poussières. Dans l'état actuel des connaissances, il semble donc que la réduction de O_3 et de HO_2 par réaction catalytique sur poussières soit limitée aux régions sources (Dentener et al., 1996).

L'effet sur le flux actinique

La modification du flux actinique (i.e. la quantité d'énergie disponible pour la photolyse) due à la diffusion du rayonnement ultra-violet et visible par les aérosols fut récemment discutée en détails par Dickerson et al. (1997). Deux des réactions capitales pour la chimie troposphérique sont possibles grâce à l'énergie solaire ($h\nu$) : la photolyse de O_3 formant notamment O^{1D} , qui réagit ensuite avec H_2O pour former des radicaux hydroxydes HO , et la photolyse de NO_2 , qui est la première étape du cycle de production de l'ozone. Grâce à un modèle chimique couplé à un modèle de transfert radiatif, Dickerson et al. (1997) ont montré que les variations de $h\nu$ dues aux aérosols pouvaient entraîner localement des variations de O_3 de -23 à $+45$ ppbv. Des résultats similaires ont également été obtenus par Ruggaber et al. (1994) et par Dusseux (1995).

Ces résultats impliquent qu'il faudra, à terme, introduire cet effet dans les modèles chimiques globaux, mais cet exercice sera compliqué par la nécessité de prendre en compte plusieurs points délicats : 1) la composition des aérosols, car un aérosol absorbant ne modifie pas $h\nu$ comme un aérosol diffusant, 2) leur distribution verticale, car les aérosols peuvent réduire le flux actinique à la surface et l'augmenter en altitude (Reuder et Schwander, 1999).

1.2.3 L'impact des poussières sur les cycles biogéochimiques

A la fin de leur parcours atmosphérique, les poussières minérales se déposent dans divers écosystèmes et peuvent y jouer un rôle biogéochimique conséquent.

Impact sur les écosystèmes terrestres

L'impact des retombées de poussières minérales sur les sols peut être grossièrement séparé en deux catégories : les régions péri-désertiques, où les retombées sont très abondantes, et les régions distales, où les retombées sont beaucoup plus faibles.

Dans les régions péri-désertiques, l'apport de poussières est suffisant pour créer à la surface du sol une couche d'origine éolienne bien identifiée. Les dépôts éoliens modifient alors la microphysique du sol (texture, capacité de rétention de l'eau, etc) et, de ce fait, son intérêt agricole (Jahn et al., 1996, Simonson, 1995). Localement, cet apport peut aussi être pour le sol le principal pourvoyeur en potassium (en Côte d'Ivoire, Stoorvogel et al., 1997) ou en calcium (sur les sols alpins du Colorado, Litaor, 1987), ce qui modifie aussi la capacité du sol à résister à l'acidification.

Dans les régions distales, les poussières sont susceptibles d'apporter des éléments "limitants" (i.e., qui font particulièrement défaut à l'écosystème). Par exemple, Swap et al. (1992) estimèrent qu'une partie non négligeable des phosphates nécessaires à la croissance de la forêt amazonienne vient des dépôts de poussières saharienne (13 millions de Tonnes de poussières en moyenne par an). Les auteurs suggérèrent même que les cycles d'extension et de régression du Sahara étaient corrélés à ceux de l'Amazonie.

Si l'intérêt biogéochimique de ces études est certain (notamment en relation avec le cycle du carbone), il faut toutefois noter qu'elles furent toutes qualitatives. En particulier, le problème de la libération des espèces chimiques (potassium, calcium, phosphates) de leur site minéral fut rarement abordé.

Impact sur les écosystèmes marins

Dans les régions océaniques éloignées des côtes, les poussières minérales contrôlent les concentrations en éléments trace comme l'ont discuté Buat-Ménard et Duce (1986) et Duce et al. (1991). En particulier, les poussières minérales sont le principal pourvoyeur en fer dans beaucoup d'écosystèmes marins (Martin et Gordon, 1988, Martin et al., 1994). Or le fer est un élément indispensable à la croissance du phytoplancton et fait défaut dans de larges régions océaniques éloignées des continents. Récemment, l'expérience IronExII confirma ainsi que la fertilisation artificielle des eaux du Pacifique par du fer (sous forme de sulfate de fer) augmentait notablement la productivité primaire du phytoplancton (Coale et al., 1996). Or l'activité photosynthétique de ce phytoplancton joue un rôle majeur dans le cycle du carbone : c'est elle qui détermine la quantité de CO_2 que pourra absorber l'océan.

Il est difficile à l'heure actuelle de quantifier précisément cet effet : la quantité de fer présente dans les poussières est inconnue, et sa forme chimique change au cours du transport selon

des cycles d'oxydo-réduction dans les gouttelettes nuageuses (Behra et Sigg, 1990). De plus la solubilisation du fer dans l'océan est un processus encore mal-connu, et il est donc difficile de prédire la réponse d'un écosystème marin après un important dépôt de poussières. Vus les résultats de l'expérience IronExII, on peut néanmoins penser que les poussières minérales jouent un rôle significatif dans le cycle du carbone. Ainsi, Martin et al. (1990) firent l'hypothèse que les faibles concentrations atmosphériques en CO_2 lors du Dernier Maximum Glaciaire étaient directement dues à une augmentation de la quantité de poussières. Pour l'instant, ce processus de fertilisation de l'océan par le fer n'a jamais été introduit dans les modèles biogéochimiques.

1.3 Objectif de cette thèse

Le but de cet thèse est **l'amélioration du calcul de l'effet radiatif des poussières désertiques**. En premier lieu, une telle estimation requiert de connaître les concentrations atmosphériques de ces poussières, ces concentrations étant très variables à la fois dans l'espace et dans le temps. Comme les instruments de mesure n'offrent pour l'instant qu'une couverture partielle de cette variabilité spatio-temporelle, cette étude se basera surtout des modèles numériques. Plusieurs modèles seront mis en jeu au cours de cette thèse. On distingue principalement : un modèle pour reproduire les émissions de poussières dans les déserts, un modèle pour prendre en compte leur transport dans l'atmosphère, et un modèle pour calculer leur effet sur les flux radiatifs. Les problèmes rencontrés au cours de cette thèse sont donc directement liés aux difficultés numériques posées par ces modèles.

La justification rigoureuse de la démarche adoptée dans cette étude vient dans le chapitre 2 dans lequel l'état de l'art de la modélisation des poussière est présentée. J'en résume cependant ici les différentes étapes. Dans un premier temps, le calcul de l'effet radiatif des poussières nécessite de mieux traiter leurs propriétés optiques, ceci impliquant de prendre en compte leur minéralogie (Chapitre 3). Cette exigence nouvelle requiert que les modèles ne considèrent plus les poussières comme une seule espèce, mais comme un assemblage de plusieurs minéraux. Cette adaptation profonde justifie d'ailleurs le titre de cette thèse. Pour être applicable à l'échelle globale, cette nouvelle approche nécessite deux développements : le premier sur la minéralogie des zones arides (Chapitre 4), et le second sur l'intensité de l'érosion éolienne en tout point du globe (Chapitre 5). Les fruits de ce travail sont récoltés dans le chapitre 6, où l'effet radiatif des poussières est calculé globalement pour l'année 1990. Ces résultats sont ensuite affinés par l'étude des poussières minérales au Dernier Maximum Glaciaire ($-20,000$ ans), période où les poussières étaient très abondantes (Chapitre 7).

Chapitre 2

La modélisation des poussières minérales : état de l’art et méthodes utilisées

Dans le chapitre précédent, j’ai montré que les variations spatio-temporelles de la concentration des poussières minérales ne pouvaient être déterminées sans utilisation de modèles numériques. Dans ce chapitre, chacune des étapes menant à l’obtention de champs de concentrations de poussières est passée en revue. Comme le principal objectif de ce travail est d’arriver à un calcul précis du forçage radiatif des poussières, les modèles optiques et radiatifs seront aussi présentés. Pour chaque modèle, on s’intéresse à l’état de l’art et aux choix scientifiques faits au LSCE avant le début de cette thèse (Balkanski et al., 1996, Schulz et al., 1996, Schulz et al., 1998, Guelle, 1998, Guelle et al., 1998a, Guelle et al., 1998b).

2.1 Organisation des différents modèles

Plusieurs modèles (ou codes de calcul) indépendants sont utilisés dans ce travail : un modèle de production de poussières, un modèle de transport de poussières et un modèle de calcul de l’effet radiatif des poussières. Ces trois ensembles sont reliés par un modèle physique, qui décrit la distribution de la taille des particules, et par un modèle optique, qui évalue les propriétés radiatives des aérosols. L’ensemble est schématisé sur la Figure 2.1. Un tel ensemble de codes de calculs découplés est souvent qualifié de modèle “*off-line*”.

Bien sûr, l’absence de couplage entre ces modèles inhibe l’évaluation d’éventuelles rétroactions (ou *feedback*). Par exemple, Chomette et al. (1999a) ont montré que la présence de poussières au dessus d’un désert pouvait réduire la convection au point de diminuer notablement le soulèvement de ces mêmes poussières (la rétroaction est négative). L’étude d’une telle réponse climatique en présence de poussières demande l’utilisation d’un Modèle de Circulation Générale (MCG) (ou modèle “*on-line*”) auquel serait intégré un schéma interactif de production des aérosols. Cependant, dans les modèles “*off-line*”, le temps de calcul est fortement diminué car ni la dynamique atmosphérique, ni l’état hydrique du sol ne doivent être calculés. Ce gain en temps de calcul permet d’avoir une plus grande précision sur le cycle des poussières minérales, c’est pourquoi je garderai cette approche pour le reste de cette étude.

Je présente ici l’état des connaissances pour chacun des modèles décrits dans la Figure 2.1, ainsi que les choix scientifiques que j’ai fait au cours de ce travail. Les différents jeux de données nécessaires au fonctionnement de ces différents modèles sont également présentés. Notons que la

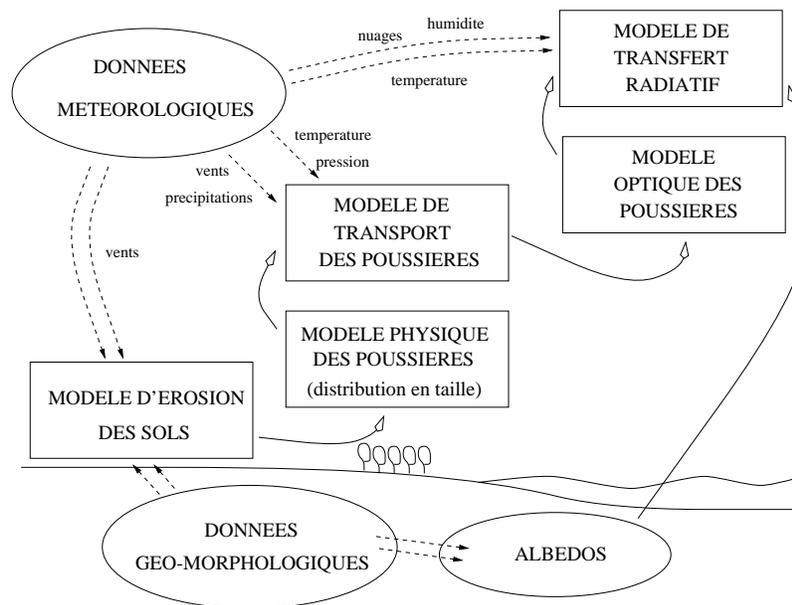


FIG. 2.1 – Hiérarchie et organisation des différents modèles utilisés pour calculer l'effet radiatif des poussières minérales.

discussion qui va suivre sur l'état des connaissances dans le domaine des poussières reste valide dans le cas des modèles “*on-line*”.

2.2 Les données climatologiques

Tout d'abord, les modèles *off-line* demandent un certain nombre de données météorologiques (champs de vents, température, pression, couverture nuageuse, etc) qui sont, dans cette étude, issues des ré-analyses du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT, aussi désigné par l'acronyme anglais *ECMWF*).

Les analyses du réseau de météorologie synoptique mondiale sont la somme d'observations au sol, de profils mesurés par les ballons sondes, et de mesures satellites des vents, des luminances, et des températures. Quatre fois par jour, ces mesures sont utilisées pour forcer un Modèle de Circulation Générale (MCG) à très haute résolution ($1.125 \times 1.125^\circ$, 31 niveaux verticaux de pression), produisant ainsi des champs “ré-analysés” qui sont à la fois “proches” des observations et physiquement réalistes.

De plus, dans cette thèse, je me pencherai plus particulièrement sur l'année 1990. Ce choix fut dicté par la nécessité de choisir une année où l'atmosphère était pure (i.e sans éruption volcanique) parmi les ré-analyses qui étaient disponibles au début de cette thèse.

2.3 La paramétrisation du soulèvement

2.3.1 L'état des connaissances

La modélisation du cycle atmosphériques des poussières minérales requiert de connaître, pour chaque point du globe et à chaque instant, la quantité Ψ de poussières injectée dans l'atmosphère (en $\text{g.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$). Cette quantité est extrêmement variable et dépend non-linéairement de la force

du vent (Figure 2.2). Il est donc clair que l'utilisation d'un modèle numérique d'érosion des sols est indispensable si l'on veut reproduire des champs tridimensionnels réalistes.

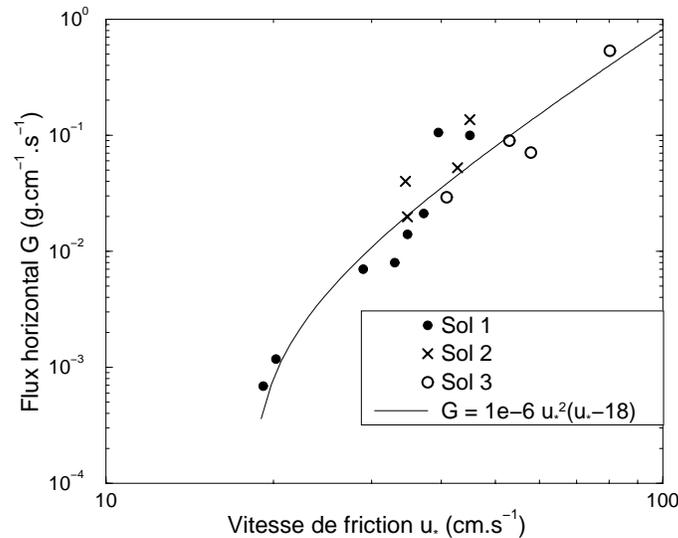


FIG. 2.2 – Le flux horizontal des poussières, Γ , est tracé en fonction de la vitesse de friction du vent pour trois sols de granulométrie différente (on notera que le flux vertical, Ψ , dépend directement de Γ). La meilleure régression pour ces données est également tracée. Ces données sont tirées de Gillette (1974).

Les études de Bagnold (1941), Chepil (1951), Gillette (1974) et Gillette (1978) ont montré que l'érosion des sols pouvait être paramétrisée par :

$$\Psi = C(u^*)^2(u^* - u_{seuil}^*) \quad (2.1)$$

où Ψ est le flux de poussières mises en suspension, C est le facteur d'érosion (unité : $\text{g.s}^2.\text{cm}^{-5}$), et u^* et u_{seuil}^* sont, respectivement, la vitesse de friction du vent et la vitesse de friction du vent à partir de laquelle l'érosion commence (ou vitesse seuil de friction) (unité : cm.s^{-1}). Classiquement, u correspond à la vitesse du vent à 10 mètres du sol.

De nombreuses études récentes dont beaucoup ont été menées au LISA (Marticorena et Bergametti, 1995, Marticorena et al., 1996, Fécan et al., 1999) et en Australie (Shao et Leslie, 1997, Raupach, 1992, Raupach et al., 1993, Raupach, 1994) ont montré que la formule 2.1 restait valide à condition de prendre en compte les caractéristiques du sol. Le soulèvement des poussières s'écrit alors :

$$F = C(r)(u^*(u, z_0))^2 \left(u^*(u, z_0) - \frac{u_{seuil}^*(r, \rho, u, h)}{A\gamma} \right) \quad (2.2)$$

et les variables mises en jeu sont :

- r , le rayon des particules du sol (en théorie il faut donc intégrer Ψ pour tous les r pour obtenir un flux instantané) ;
- u^* , la vitesse de friction du vent qui dépend de u , la vitesse du vent à 10 mètres, de z_0 , la hauteur de rugosité, et d'une hypothèse sur le profil vertical du vent ;
- u_{seuil}^* , la vitesse de friction à partir de laquelle les particules du sol se mettent en mouvement, qui dépend de la taille des grains, r , de leur densité, ρ , de l'humidité du sol, h , et de la vitesse du vent, u ;

	Paramétrisation	Echelle
Marticorena ¹	$u_{th}^* = \frac{u_{th-grains}(r_0, u, z_0)}{R(z_0)H(r_0, q_0)}$ \mathbf{z}_0 and \mathbf{r}_0 sont cartographiés $C = C(r_0)$	Sahara, Arabie
Shao ²	$u_{th}^* = \frac{u_{th-grains}(r_0, z_0)}{R(z_0)H(r_0, q_0)S(crouete)}$ \mathbf{r}_0 , "croûte", z_0 cartographiés $C = C(r_0)$	Australie
Ničkovic ³	$u_{th}^* = 0.5 \text{ ms}^{-1}, z_0 = 0.01 \text{ m}$ C calibrés sur les émissions nord africaines	Sahara
Tegen ⁴	$u_{th} = 6.5 \text{ m.s}^{-1}$ $C = 0.7 \mu\text{g s}^2 \text{ m}^{-5}$ $H_{th} = 0.$	Globale
Genthon ⁵	$u_{th} = 0 \text{ m.s}^{-1}$ $C = \text{calibré sur 2000 Mt}$ $H_{th} = 5 \text{ mm précipitations.}$	Globale
Mahowald ⁶	$u_{th} = 5 \text{ m.s}^{-1}$ $C = \text{calibré sur 3000 Mt/an}$	Globale
Carmichael ⁷	approche statistique basée sur les fréquences de tempêtes de sable	Globale

TAB. 2.1 – Les différents modèles d'érosion disponibles à l'heure actuelle, et les approximations faites pour chacun d'entre-eux. Ces modèles viennent des articles de (1) : Marticorena et Bergametti (1995), Marticorena et al. (1996), Marticorena et al. (1997), Gillette et al. (1998), Fécan et al. (1999); (2) : Shao et al. (1993), Shao and Leslie (1997), Raupach et al. (1993), Raupach (1994); (3) : Ničkovic and Dobrović (1996); (4) : Tegen and Fung (1994), Tegen and Fung (1995), Tegen et al. (1996), Tegen and Müller (1998); (5) : Jousaume (1990), Genthon (1992), Andersen et al. (1998); (6) : Mahowald et al (1999); (7) : Dentener et al. (1996).

- A , l'atténuation de la force du vent par les éléments non érodables, qui dépend de la taille et de la forme des éléments non érodables;
- γ , qui quantifie de manière empirique l'encroûtement des sols fréquents dans les régions désertiques.

Il faut noter que, si la détermination de u^* , u_{seuil}^* et A repose sur des bases physiques solides, les paramétrisations de C et γ sont en revanche très empiriques.

Le calcul du soulèvement des poussières demande donc de cartographier 6 propriétés du sol dont certaines, comme l'encroûtement des sols ou les dimensions des éléments non érodables, sont difficiles à évaluer. Pour éviter cette difficulté, les différents auteurs réduisent le nombre de ces variables. D'un coté, Marticorena et al. (1996) se limitent à z_0 et r qu'ils cartographient selon une méthode spécifique (voir Marticorena (1995) et Chatenet et al. (1996) pour les détails) et font des approximations pour les autres variables. Parallèlement, Shao et Leslie (1997) estiment empiriquement toutes les variables à partir d'une méthode spécifique et de l'indice infrarouge de végétation (NDVI). Jusqu'à maintenant, ces deux méthodes n'ont permis de couvrir que le Nord du Sahara, l'Arabie et l'Australie. Cette limitation géographique provient du caractère laborieux des méthodes de cartographie qui demandent, en chaque point, de se pencher sur les données géomorphologiques.

Les méthodes précises pour calculer les flux de poussières sont donc à la fois récentes et géographiquement limitées, et n'ont donc pas pu être utilisées dans les modèles globaux. Pour pallier ce problème, les simulations globales ont jusqu'ici utilisé des approximations plus sim-

plistes que l'on peut classer en deux groupes : les méthodes physiques et les méthodes statistiques.

Les méthodes physiques sont basées sur l'équation 2.1, dans laquelle les vitesses de friction (u^* et u_{seuil}^*) sont remplacées par les vitesses du vent à dix mètres (u et u_{seuil}). Cela revient à dire que les vitesses de friction sont proportionnelles aux vitesses à dix mètres, ou bien que la hauteur de rugosité est identique partout. En général, C est alors calibré sur une estimation du flux atmosphérique global, et u_{seuil} est ajusté pour reproduire le cycle saisonnier des poussières (voir Tegen et Fung, 1994, Ničković et Dobricić, 1996, Joussaume, 1990, Mahowald, 1999 et voir la Table 2.1 pour les détails). Fort peu d'efforts ont été dévolus à valider quantitativement les études réalisées avec cette approche. En fait, dans ces études, l'allure générale des panaches de poussières est correctement reproduite (parce que les champs de vents contrôlent leur orientation) mais l'intensité des panaches de poussières est souvent mal simulée, principalement parce que C est constant (voir l'argumentation de Guelle (1998) et l'article de Marticorena et al. (1999)).

Une approche complètement différente, la méthode statistique, est basé sur les fréquences de tempêtes de sable construite à partir d'observations de visibilité présentées par Pye (1987) et Middleton (1989). Ces cartes existent pour toutes les régions désertiques et donnent des fréquences mensuelles utilisables de manière statistique dans les modèles globaux. Cette méthode donne des résultats globalement satisfaisants quand on s'intéresse à des concentrations "moyennes" ou des années climatologiques (ce qui est intéressant dans les GCM) (Dentener et al., 1996). Cependant, l'absence de relation entre les émissions de poussières et la force du vent rend impossible la simulation d'évènements individuels de poussières ou de période particulière, ce qui réduit l'intérêt des champs ainsi obtenus.

2.3.2 Cette approche

A ce jour, les schémas physiques précis d'émission de poussières désertiques ne sont pas encore utilisables à l'échelle globale, surtout parce qu'il n'existe encore aucune carte globale des hauteurs de rugosité. A court terme, ces schémas seront certainement utilisables dans les modèles globaux, pour mener à bien cette thèse, il a fallu développer une méthode intermédiaire reproduisant de manière réaliste le soulèvement des aérosols minéraux. Ce développement sera détaillé dans le chapitre 4.

2.4 La paramétrisation de la distribution en taille

2.4.1 L'état des connaissances

Une des principales caractéristiques des poussières minérales par rapport aux autres types d'aérosols est la grande variabilité de leur taille (Figure 2.3). Il est primordial de bien représenter les variations de cette distribution en taille car quasiment toutes les propriétés physico-chimiques des particules dépendent d'elle. Par exemple les propriétés optiques des petites particules (r inférieur à $1 \mu\text{m}$) sont complètement différentes de celles des grosses particules (r supérieur à $10 \mu\text{m}$). Selon leur localisation et leur distance à la région désertique source, la taille des poussières minérales varie beaucoup et doit donc être paramétrisée dans le modèle de transport.

Patterson et Gillette (1977), Gomes et al. (1990) et Alfaro et al. (1997) ont montré que la distribution en taille des poussières pouvait être reproduite comme la somme de plusieurs fonctions élémentaires (ou "modes"). Le nombre de particules dont le rayon est compris entre r et $r + dr$ s'écrit alors

$$N(r) = \sum_i N_i n_i(r) \quad (2.3)$$

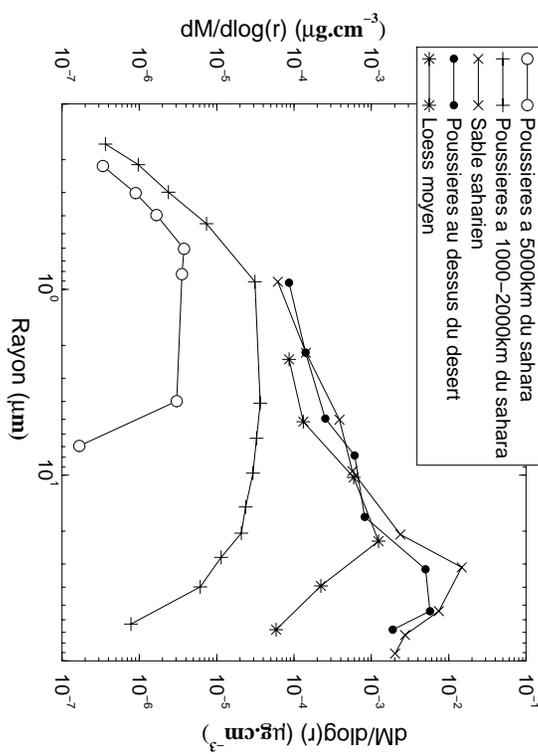


FIG. 2.3 – La variation de la quantité de particules est tracée en fonction de la taille des grains pour différents types d'aérosols (d'après Schutz, 1980).

où N_i est le nombre total de particules dans le mode i et n_i la distribution du mode i . La distribution de la surface des particules est alors $N_{sur\,face}(r) = 4\pi r^2 N(r)$, et la distribution du volume des particules s'écrit $N_{volume}(r) = 4/3\pi r^3 N(r)$. Pour toutes ces distributions, il existe un certain nombre de rayons équivalents qui sont présentés dans la table 2.2.

- Plusieurs fonctions élémentaires (ou lois) peuvent être utilisées pour les n_i .
- La loi de Junge (ou fonction "puissance") considère simplement que le nombre de particules décroît quand leur taille augmente selon :

$$\frac{dn(r)}{dr} = Jr^{-\alpha} \quad (2.4)$$

où J est une constante de normalisation et α est généralement entre 2 et 3. Cette loi ne permet pas de reproduire les distributions multi-modales.

- La loi log-normale est la plus utilisée. Elle s'écrit :

$$n(r) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_0 r} \exp\left(-\frac{(\ln(r/r_0))^2}{2\sigma_0^2}\right), \quad (2.5)$$

où σ_0 est l'écart-type géométrique et r_0 est le rayon moyen. Cette loi est entièrement déterminée par ces deux paramètres.

- La loi gamma est fréquemment utilisée pour calculer les propriétés optiques des aérosols (Hansen et Travis, 1974). Elle s'écrit :

$$n(r) = r^{\nu_1} \exp(-\nu_2 r). \quad (2.6)$$

Elle est aussi entièrement déterminée par les deux seuls paramètres ν_1 et ν_2 .

Plusieurs autres fonctions n_i ne sont pas présentées ici car elles sont plus souvent utilisées pour décrire la distribution des gouttelettes d'eau (voir Boucher, 1995, pour une description détaillée).

A ma connaissance, la qualité du modèle décrit dans l'équation 2.3 n'a jamais été discutée de manière satisfaisante, et le problème de la validation des modèles de distribution en taille reste ouvert. La première difficulté provient du grand nombre de méthodes possibles pour la mesure de

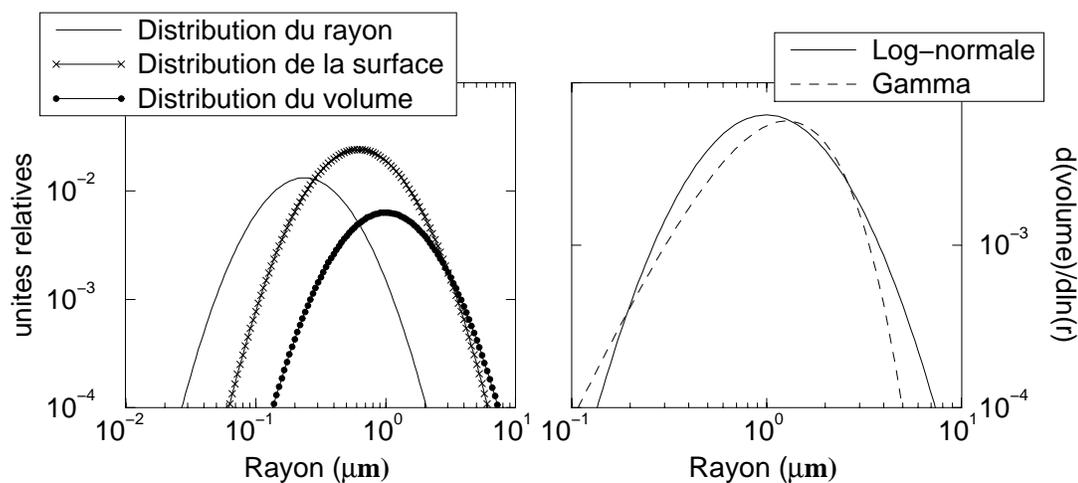


FIG. 2.4 – *Figure de gauche : distribution du rayon, de la surface et du volume de particules selon une loi log-normale dont le rayon massique médian est $1.0 \mu\text{m}$ et l'écart-type géométrique 2.0. Figure de droite : distribution du volume des particules pour une distribution log-normale et une distribution gamma ayant le même rayon massique médian ($1.0 \mu\text{m}$) et le même écart type géométrique (2.0)*

la distribution en taille des particules (impacteurs, compteurs optiques, centrifugeuses). Tous ces instruments sont limités à des mesures discrètes sur un ordre de grandeur environ, alors que la distribution en taille en couvre souvent deux ou trois, ce qui implique l'utilisation de techniques de mesures différentes pour différentes gammes de taille. De plus, les approximations faites lors des mesures (densité, forme, composition des particules, efficacité de l'instrument) ne sont jamais négligeables (Howell et al., 1998). Par ailleurs, les méthodes d'ajustement de l'équation 2.3 sur les mesures discrètes ne donnent pas toujours de solution unique, en particulier, pour le nombre de modes nécessaires pour l'ajustement (Gomes et al., 1990b). Il est donc impossible de négliger les propagations d'erreurs dans les valeurs de distribution en taille mesurées en laboratoire.

Parallèlement, les mesures des satellites permettent maintenant d'évaluer la distribution en taille des particules au prix d'approximations sur le nombre de modes, sur la composition des particules et sur la réflectance du sol (Tanré et al., 1996). La méthode utilisée repose alors sur une régression, basée sur une tabulation des différentes distribution en taille possibles, qui permet de reproduire les radiances observées par le satellite (Tanré et al., 1997). Cette méthode donne le rapport entre la masse des différents modes ainsi que le rayon effectif de la distribution. Cette technique a récemment été validée avec succès sur les aérosols urbains observés au large de l'Atlantique pendant la campagne TARFOX.

2.4.2 Notre approche

L'importance majeure de la distribution en taille pour toute étude sur les poussières minérales (érosion, transport, propriétés optiques) implique que le choix d'une paramétrisation soit fait

Variable	Définition
Rayons équivalents pour N(r)	
Rayon moyen r_0	$r_0 = \frac{\int_0^\infty r N(r) dr}{\int_0^\infty N(r) dr}$
Rayon médian r_m	$\int_0^{r_m} r N(r) dr = \frac{1}{2} \int_0^\infty r N(r) dr$
Rayon modal r_{modal}	$\frac{dN(r_{modal})}{dr} = 0.$
Rayon effectif r_{eff}	$r_{eff} = \frac{\int_0^\infty r r^2 \pi N(r) dr}{\int_0^\infty r^2 \pi N(r) dr}$
Rayons équivalents pour la puissance n de N(r)	
Rayon moyen équivalent $r_{0,n}$	$r_{0,n} = \left(\frac{\int_0^\infty r^n N(r) dr}{\int_0^\infty N(r) dr} \right)^{1/n}$
Rayon médian $r_{m,n}$	$\int_0^{r_{m,n}} r^n N(r) dr = \frac{1}{2} \int_0^\infty r^n N(r) dr$
Rayon modal $r_{modal,n}$	$\frac{dr_{modal}^n N(r_{modal})}{dr} = 0.$

TAB. 2.2 – *Rayons équivalents pour une distribution N(r) quelconque.*

avec la plus grande attention. Ce choix concerne à la fois la forme de la distribution en taille, mais aussi le nombre de modes utilisés, et la valeur des paramètres moyens (rayon moyen, écart type). Tous ces paramètres sont constants dans le modèle excepté le rayon moyen qui varie au cours du transport. Conformément au schéma de Shettle, la taille des particules est simulée dans ce modèle par une somme de trois distributions log-normales (Shettle, 1984). Il faut noter que Hansen et Travis (1974) recommandèrent l'utilisation de distributions gamma pour le calcul des propriétés optiques, mais, comme la plupart des mesures de distribution en taille font état de formes log-normales (Patterson et Gillette, 1977, Levin et Lindberg, 1979, McTainsh et al., 1997), je garderai le modèle de Shettle au cours de cette étude. Claquin et al. (1998) ont montré que ce choix avait une influence mineure sur le calcul des propriétés radiative des poussières.

Mode	Rayon massique moyen (r_m)	Ecart type géométrique (σ_g)	Fraction massique (%)
1	21.65 μm	1.89	21.9
2	1.26 μm	2.00	78.1
3	0.0055 μm	2.13	$2.6 \cdot 10^{-4}$

TAB. 2.3 – *Distribution en taille des poussières minérales utilisée en entrée du modèle de transport. Cette distribution a été adaptée de Shettle (1984) par Schulz et al. (1998).*

Le choix des rayons moyens des particules à la source détermine complètement la qualité des résultats obtenus par le modèle loin des sources (Balkanski et al., 1996). Les tests de sensibilité réalisés par Schulz et al. (1998) montrent que l'association des trois modes présentés dans la Table 2.3 sont satisfaisantes pour le Sahara. Cette combinaison est une adaptation des résultats de Shettle (1984). Le mode “central”, dont le rayon massique moyen vaut $1.26\mu\text{m}$, domine complètement la distribution dans les régions éloignées de la source. Un modèle d'érosion idéal devrait, en théorie, prédire cette valeur des rayons moyens à la source, cependant, à l'heure actuelle, aucun modèle d'érosion utilisable à grande échelle ne donne une telle information. Alfaro et al. (1997) ont récemment développé un modèle d'érosion capable de prédire la taille moyenne des particules arrachées au sol mais les données nécessaires à l'application de ce modèle ne sont pas disponibles à grande échelle.

2.5 La paramétrisation du transport

2.5.1 L'état des connaissances

Les modèles de transport des poussières dans l'atmosphère sont souvent construits à partir de codes prévus pour le transport des gaz. La spécificité des aérosols minéraux repose alors sur la nécessité de simuler leur distribution en taille, ainsi que les processus la faisant varier. Cet aspect est particulièrement important car la taille moyenne des particules minérales varie beaucoup au cours de leur transport (Schütz et al., 1979, Figure 2.3). La formule 2.3 peut alors être réécrite :

$$N(r) = \sum_i N_i n_i(r, r_i, \sigma_{0i}) \quad (2.7)$$

où N_i est le nombre de particules dans le mode i , r_i le rayon moyen du mode i , σ_{0i} l'écart-type du mode i et n_i la forme de la distribution du mode i . Deux traitements numériques de l'équation 2.7 furent proposés et utilisés dans les modèles de transport.

- Le modèle “à r_i constant”, où r_i et σ_{0i} ne varient pas au cours du transport, est appelé schéma en boîtes ou “*bin scheme*” car n_i est souvent une loi de Junge tronquée. Ce modèle a été très fréquemment utilisé, entre autres par Joussaume (1990), Genthon (1992), Tegen et Fung (1994) et Dentener et al. (1996). Pour chaque mode, la seule variable “transportée” est alors N_i , et le seul moyen d'obtenir une représentation réaliste de la distribution en taille est d'augmenter le nombre de variables (ou traceurs), ce qui augmente également le temps de calcul.
- Le modèle “à r_i variable” considère aussi que σ_{0i} est constant au cours du transport, mais permet à r_i de varier selon le lessivage ou la sédimentation. Ce modèle a été développé par Richard et Chaumerliac (1989) et récemment adapté par Schulz et al. (1998) pour les aérosols. Le modèle fut alors qualifié de “spectral” car les distributions n_i utilisées sont log-normales. Dans ce cas, chaque mode est représenté par deux traceurs, N_i et r_i , remplacés dans le modèle par N_i et M_i (M_i étant la masse du mode i) qui leur sont équivalents et sont numériquement plus faciles à traiter. Les résultats de Schulz et al. (1998) montrent que, pour un résultat de qualité semblable, ce modèle demande nettement moins de temps de calcul que les modèles “à r_i constant”.

Les processus faisant varier le rayon moyen des particules au cours du transport sont principalement la sédimentation et le lessivage (entraînement des particules par les précipitations). Suivant l'approximation de Stokes, la sédimentation gravitationnelle d'une particule est proportionnelle à sa surface (Seinfeld, 1986), et il est donc possible de définir une vitesse de sédimentation moyenne pour le nombre, la surface ou le volume des particules. Dans un schéma “à r_i variable”, la variation du rayon au cours du transport est précisément due au fait que

la vitesse de sédimentation appliquée à la masse de particules soit supérieure à la vitesse de sédimentation appliquée au nombre de particules. Le lessivage par les pluies dépend de l'efficacité de collecte des particules par les gouttes, qui est faible pour les petites particules (mouvement Brownien) ainsi que pour les grosses particules (collisions). Les variations de l'efficacité du lessivage avec la taille des particules ont été paramétrisées par Dana et Hales (1976).

2.5.2 Notre approche

Le modèle développé par Schulz et al. (1996) et Balkanski et al. (1996), puis validé par Guelle (1998), Guelle et al. (1998a), Guelle et al. (1998b) et Schulz et al. (1998) traite ces problèmes de manière détaillée. Il est basé sur le code de transport des gaz de Heimann et Keeling (1989) et Heimann (1995), auquel fut ajouté un module "spectral" du traitement des aérosols. L'advection des particules est évaluée selon la méthode de Russell et Lerner (1981) tandis que les processus "sous-grille" de transport turbulent et de flux de matières dans les cumulus sont calculés selon les schémas de Louis (1979) et Tiedtke (1989), respectivement. Les variations de l'efficacité du lessivage avec la taille des particules ont été paramétrisées par Dana et Hales (1976). Le dépôt turbulent est calculé avec les valeurs données par Balkanski et al. (1993). Je renvoie le lecteur à la thèse de Guelle (1998) pour une description détaillée de ces paramétrisations.

A ma connaissance, ce modèle est un des plus performants à l'heure actuelle et sera donc utilisé sans modification au cours de cette étude. De plus, ce modèle est ici utilisé dans sa configuration TM3 dont la résolution horizontale est de $3.75^\circ \times 5^\circ$ et de 19 niveaux verticaux (0.03 km, 0.14 km, 0.4 km, 0.81 km, 1.41 km, 2.19 km, 3.16 km, 4.31 km, 5.63 km, 7.09 km, 8.69 km, 10.4 km, 12.18 km, 14 km, 15.82 km, 17.63 km, 19.55 km, 22.07 km, 34.33 km).

2.6 La paramétrisation des propriétés optiques des poussières

2.6.1 L'état des connaissances

Définition des propriétés optiques

Chaque particule d'aérosol absorbe, diffuse et émet une quantité plus ou moins importante d'énergie à chaque longueur d'onde des spectres solaire et infrarouge. Pour chaque particule, il est classique de quantifier ces phénomènes par la section efficace de diffusion σ_{dif} et la section efficace d'absorption σ_{abs} (leur unité est le m^2). Selon les loi de Kirchhoff, la section efficace d'émission σ_{emi} est égale à σ_{abs} . De plus, la somme de la diffusion et de l'absorption est appelée extinction et

$$\sigma_{ext} = \sigma_{abs} + \sigma_{dif} \quad (2.8)$$

L'extinction, la diffusion et l'absorption peuvent également être évaluées en rapport à la surface de la particule σ exposée au rayonnement (égale à πr^2 pour une sphère), on parle alors des facteurs d'extinction, de diffusion, et d'absorption :

$$\begin{aligned} Q_{dif} &= \frac{\sigma_{dif}}{\sigma} \\ Q_{abs} &= \frac{\sigma_{abs}}{\sigma} \\ Q_{ext} &= \frac{\sigma_{ext}}{\sigma} \end{aligned} \quad (2.9)$$

L'albédo de simple diffusion est ensuite défini comme le rapport entre la diffusion et l'extinction :

$$\omega = \frac{Q_{dif}}{Q_{ext}} \quad (2.10)$$

Cet albédo de simple diffusion est fondamental pour comprendre l'effet radiatif des aérosols. Une particule exclusivement diffusante (ω vaut alors 1) diffuse toute l'énergie qu'elle reçoit. A l'opposé, une particule exclusivement absorbante (ω vaudrait 0, mais ce cas n'existe pas dans la nature) piège de l'énergie au sein de l'atmosphère et a donc tendance à la réchauffer. Enfin, on considère la fonction de phase $P(\mu)$, définie comme la probabilité qu'un photon arrivant sur la particule soit diffusé dans la direction de μ . Cette fonction de phase permet de calculer le facteur d'asymétrie, g , défini comme la moyenne azimuthale de P :

$$g = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 \mu P(\mu) d\mu \quad (2.11)$$

avec $\mu = \cos \theta$, et θ l'angle zénithal. Quand une particule diffuse toute l'énergie vers l'avant, g vaut 1, et quand une particule rétro-diffuse toute l'énergie, g vaut -1. On peut noter que plusieurs auteurs préfèrent utiliser β , la fraction de diffusion vers l'arrière, à la place de g (voir Boucher (1995) et Boucher (1998) pour une discussion à ce sujet). Dans les deux cas, g et β servent à quantifier le rapport entre la diffusion avant et la diffusion arrière, sans rendre compte de la forme détaillée de la fonction de phase. Cette information est néanmoins suffisante pour traiter du transfert radiatif dans les atmosphères épaisses (Hansen, 1969). Pour les calculs radiatifs, une particule est entièrement définie par un triplet (Q_{dif}, Q_{abs}, g) ou (Q_{ext}, ω, g) , g pouvant être remplacé par β .

Dans l'atmosphère, il faut tenir compte de la dépendance des propriétés radiatives avec la taille des particules. Si l'on note $n(r)$ le nombre de particules sphériques dont le rayon est compris entre r et $r + dr$, alors les propriétés radiatives s'écrivent :

$$\begin{aligned} \bar{Q}_{dif} &= \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S(\lambda) d\lambda \frac{\int_0^{\infty} \sigma_{dif}(r, \lambda) n(r) dr}{\int_0^{\infty} \pi r^2 n(r) dr} & \bar{Q}_{ext} &= \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S(\lambda) d\lambda \frac{\int_0^{\infty} \sigma_{ext}(r, \lambda) n(r) dr}{\int_0^{\infty} \pi r^2 n(r) dr} \\ \bar{Q}_{abs} &= \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S(\lambda) d\lambda \frac{\int_0^{\infty} \sigma_{abs}(r, \lambda) n(r) dr}{\int_0^{\infty} \pi r^2 n(r) dr} & \bar{\omega} &= \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S(\lambda) d\lambda \frac{\int_0^{\infty} \sigma_{dif}(r, \lambda) n(r) dr}{\int_0^{\infty} \sigma_{ext}(r, \lambda) n(r) dr} \\ \bar{g} &= \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S(\lambda) d\lambda \frac{\int_0^{\infty} g(r, \lambda) \sigma_{dif}(r, \lambda) n(r) dr}{\int_0^{\infty} \sigma_{dif}(r, \lambda) n(r) dr} \end{aligned} \quad (2.12)$$

Les moyennes sont pondérées par le spectre électromagnétique normalisé, $S(\lambda)$, λ étant la longueur d'onde, λ_1 et λ_2 étant les bornes de l'intervalle spectral considéré. Dans la suite de cette étude, on omettra les barres horizontales quand on parlera des propriétés de diffusion des aérosols.

Notons enfin que la quantité de poussières est convertie en épaisseur optique, τ , via la relation :

$$\tau = \frac{3 Q_{ext} M}{4 r_{eff} \rho} \quad (2.13)$$

où M est le contenu intégré en aérosols (*column burden*) (en gm^{-2}), Q_{ext} est le facteur d'extinction (sans unité), r_{eff} est le rayon efficace de la population d'aérosols (voir la Table 2.2) et ρ est la

masse volumique de l'aérosol. Cette équation peut également être écrite ainsi :

$$\tau = \sigma_{ext}^* M \quad (2.14)$$

où σ_{ext}^* est appelée l'extinction spécifique.

Physiquement, l'épaisseur optique est définie comme le rapport entre la section d'extinction par les aérosols et la section de sol, ou bien par le libre parcours moyen d'un photon dans la couche d'aérosols.

Calcul des propriétés optiques

Deux variables sont nécessaires au calcul des propriétés optiques des particules : leur indice de réfraction, m , et le rapport entre la taille des particules et la longueur d'onde incidente, appelé le paramètre de taille $x = 2\pi r/\lambda$. L'indice de réfraction est spécifique du matériau dont est formée la particule, il s'écrit $m = n' - i.n''$, où n' est le rapport entre la vitesse de la lumière dans le matériau et la vitesse de la lumière dans le vide, et n'' décrit l'absorption du rayonnement dans le matériau. Le calcul des propriétés optiques (Q_{ext} , Q_{abs} et g) à partir des données physiques (m et x) se fait au moyen de théories dépendant de la géométrie des particules. Ces théories existent pour les sphères homogènes ("théorie de Mie", Mie, 1908, Van de Hulst, 1957, Bohren and Huffmann, 1983), pour les sphères hétérogènes concentriques (Toon and Ackermann, 1981, Sinzig et Quitten, 1994), pour les sphères contenant une inclusion sphérique excentrée (Borghese et al., 1992, Ngo et al., 1996), pour les agrégats de sphères (Fuller, 1993) et pour les particules sphéroïdes (Mishchenko, 1991, Mishchenko et al., 1996).

L'effet de la taille et de l'indice de réfraction sur les propriétés optiques des particules apparaît sur la Figure 2.5. L'extinction Q_{ext} est faible quand $x \ll 1$ (petites particules), la décroissance de Q_{ext} tendant alors vers la diffusion de Rayleigh ($Q_{ext} \sim x^4$), et elle augmente avec la taille des particules en tendant vers 2.0, valeur donnée par l'optique géométrique. Entre ces deux valeurs, la taille de la sphère et la longueur d'onde sont proches, ce qui provoque des résonances responsables d'une oscillation de Q_{ext} . En pratique, l'intégration des propriétés optiques sur la distribution en taille gomme toutes ces oscillations sauf la première. De même, l'augmentation de la partie imaginaire de l'indice de réfraction réduit aussi l'amplitude de ces oscillations. Le facteur d'absorption, Q_{abs} , passe également par un maximum pour un x d'autant plus faible que l'indice de réfraction est haut. En réponse à ces variations de Q_{ext} et Q_{sca} , l'albédo de simple diffusion, ω est maximal pour x compris entre 1. et 10., alors que le paramètre d'asymétrie augmente avec la taille des particules (i.e, pour les grosses particules, la diffusion se fait de préférence vers l'avant).

Ces observations soulignent qu'une bonne représentation de la distribution en taille est indispensable au calcul des propriétés radiatives des aérosols minéraux.

2.6.2 Les incertitudes

La principale incertitude liée au calcul des propriétés optiques des poussières repose sur la valeur de l'indice de réfraction $m(\lambda)$, et en particulier sur la partie imaginaire $n''(\lambda)$.

Les mesures de n'' réalisées sur des échantillons de poussières atmosphériques témoignent en effet d'une variabilité qui atteint un ordre de grandeur dans le visible et dans l'infrarouge (Patterson, 1981, Sokolik et al., 1998). Une simple observation de la Figure 2.5 montre qu'une telle variation est susceptible de modifier complètement les propriétés optiques des aérosols. Ainsi, Sokolik et Toon (1996) ont calculé que deux types de poussières, dont les indices de réfraction mesurés sont différents, pouvaient être responsables, l'une d'un réchauffement, l'autre

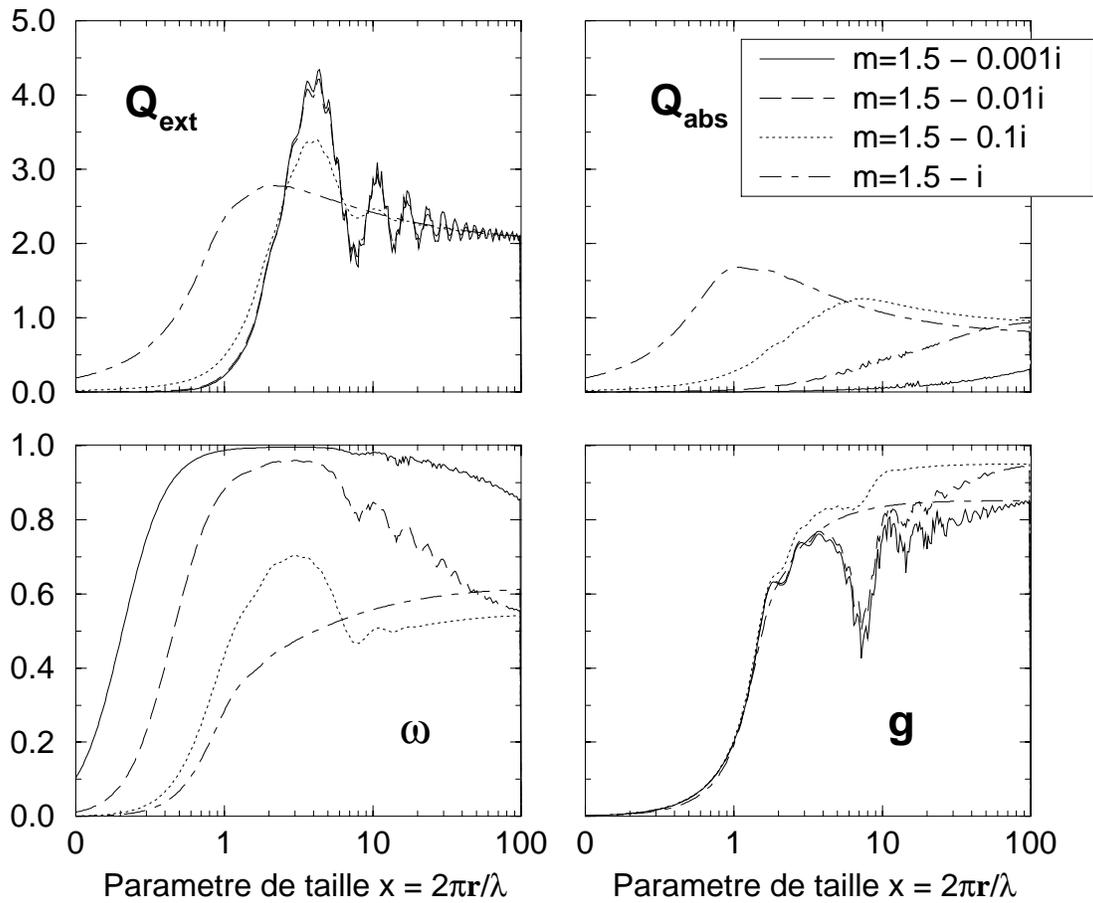


FIG. 2.5 – Facteur d’extinction Q_{ext} (en haut à gauche), facteur d’absorption Q_{sca} (en haut à droite), albédo de simple diffusion ω (en bas à gauche) et paramètre d’asymétrie (en bas à droite) en fonction du paramètre de taille, pour des particules sphériques et homogènes. Les résultats sont donnés pour trois types d’indices de réfraction depuis des particules peu absorbantes ($m = 1.5 - 0.01i$) jusqu’à des particules très absorbantes ($m = 1.5 - i$).

d’un refroidissement. De plus, Claquin et al. (1998) ont montré que : (1) parmi toutes les incertitudes liées au calcul de l’impact radiatif, celles associées à n'' étaient les plus importantes, et (2) l’utilisation d’une moyenne spectrale de n'' provoquait des erreurs non-négligeables sur les calculs radiatifs. Il est ainsi devenu clair que le modèle classique, dit “*dust-like*”, où n'' est invariable pour les poussières minérales est insuffisant. Il fut utilisé par d’Almeida (1987) et Köpke et al. (1997), et dans un MCG par Tegen et Lacis (1996) et Tegen et Miller (1998).

Il faut également remarquer que la forme des particules détermine la théorie que l’on met en jeu pour calculer leurs propriétés optiques, ce qui, pour des particules homogènes, se résume à savoir si ce sont des sphères ou des sphéroïdes. Jusqu’ici, une seule étude a abordé ce sujet et montré que la non-sphéricité des particules avait une influence négligeable sur les flux radiatifs (Mishchenko et al., 1995). Cette étude repose cependant sur un certain nombre d’hypothèses discutables comme l’équiprobabilité de l’orientation des particules (alors que les argiles, plates, “flottent” dans l’air et ont donc un grand axe orienté horizontalement) et la faible non-sphéricité (ce qui est faux pour beaucoup de particules). Des études dépassant largement le cadre de cette thèse sont en cours afin de confirmer ces résultats (E. Ganor, communication personnelle).

Enfin, il faut noter que pour toute cette étude, je considérerai que les particules ne sont pas hygroscopiques et restent donc toujours sèches. La connaissance actuelle de la composition et des propriétés physiques des minéraux ne permettent pas de prendre en compte de manière rigoureuse l'effet de l'humidité sur les propriétés optiques des poussières. Dans les prochaines années, un projet européen (MINATROC), notamment, sera focalisé sur la quantification de ce point précis.

Notre approche

La modélisation des propriétés optiques des poussières minérales, et donc de leur effet radiatif, souffre donc principalement d'une mauvaise paramétrisation des indices de réfraction. Je démontrerai dans le chapitre suivant que la variabilité de n'' est essentiellement due à la variabilité minéralogique de poussières minérales. La réduction des incertitudes sur n'' passe donc par la prise en compte de la minéralogie dans les calculs radiatifs, ce qui impose de modifier le modèle optique (Chapitre 3) et le modèle d'érosion (Chapitre 4).

2.7 Les données d'albédo des surfaces

Afin de pouvoir calculer globalement l'effet radiatif des poussières minérales, il est indispensable de connaître la réflectance de la surface (ou albédo) en tout point du globe. Pour cela, j'ai adopté une approche numérique (i.e., les albédos sont ici calculés) qui permettra, plus tard, de faire varier l'albédo en fonction du temps (voir le dernier chapitre de cette thèse). Deux méthodes sont employées pour évaluer les albédos, une pour les surfaces continentales, basée sur le modèle BIOME 3 (Haxeltine et Prentice, 1996) (partie 2.7.1), et une pour les surfaces océaniques, basée sur le modèle LMD 4 (Pinot, 1999) (partie 2.7.2).

2.7.1 L'albédo des surfaces continentales

La détermination de l'albédo des surfaces continentales repose sur le modèle BIOME 3 (Haxeltine et Prentice, 1996), qui considère qu'en chaque point, l'albédo résulte de la combinaison d'un albédo de la végétation, R_v , d'un albédo de la litière, R_l , et d'un albédo de la glace, R_g . L'albédo de la végétation, R_v , varie entre 0.13 et 0.20 selon le type de végétation et son état hydrique, qui sont deux variables évaluées par BIOME 3. L'albédo de la litière, R_l , dépend de l'épaisseur de la litière végétale. Quand celle-ci est nulle, comme par exemple dans les déserts, l'albédo est calibré sur les observations satellites et évolue de 0.11 à 0.32. L'albédo de la glace, R_g , dont l'importance est primordiale pour les calculs radiatifs, est fixé à 0.7 lors de la formation de la glace par congélation ou par précipitation. Le vieillissement de la glace provoque un assombrissement modélisé par une décroissance linéaire de R_g . De plus, quand la température passe au dessus de 2°C, la fonte de la glace se traduit par une décroissance de R_g exponentielle avec le temps. Les trois composantes R_v , R_l et R_g sont ensuite associés linéairement pour obtenir une réflectance moyenne pour chaque pixel de 1°x1°. Le rapport R_v/R_l dépend directement de l'Indice Foliaire, et le rapport R_g/R_l dépend de la hauteur de la végétation et de la quantité d'eau dans le sol. Ce modèle d'albédo a été développé par Caroline Roelandt (Max Planck Institut, Iéna). L'albédo des surfaces continentales est calculé mensuellement.

Ces albédos continentaux ont à été confrontés avec succès aux observations satellite (C. Roelandt, communication personnelle). La plus grosse incertitude repose en fait sur le choix d'une valeur initiale pour l'albédo de la glace (ici, il vaut 0.7). Ce choix conditionne la réflectance des sols dans toutes les hautes et moyennes latitudes, ce qui peut avoir un effet important sur les

valeurs de forçage radiatif. Je rappelle que l'utilisation du modèle BIOME 3 permettra ensuite d'évaluer comment l'albédo des sols varie entre deux extrema climatiques, ce qui justifie son utilisation.

2.7.2 L'albédo des surfaces océaniques

L'albédo des surfaces océaniques, R_o , est à priori plus facile à calculer. En l'absence de glace, il dépend directement de l'angle zénithal du soleil selon une relation empirique adaptée de Larsen et Barkstrom (1977) :

$$R_o = 0.7 \left(0.03 - \left(\frac{0.945}{\theta - 1.42} \right)^2 \right) \quad (2.15)$$

où θ est l'angle solaire exprimé en radians. L'effet du moutonnement de la mer sous l'action des vents forts n'est pas pris en compte.

Ensuite, la présence de glace est directement liée à la température des eaux océaniques, et varie donc saisonnière-ment. Pour prendre en compte ces variations saisonnières de la quantité de glace, j'utilise les moyennes mensuelles des albédos océaniques calculées par le Modèle de Circulation Générale LMD 4 (Sophie Pinot, communication personnelle).

L'albédo des océans souffre de la même incertitude que celui des continents sur le choix d'une valeur initiale pour l'albédo de la glace. Au cours de cette étude, je n'explore pas l'importance de ce choix sur les résultats globaux, mais il est clair que ce travail devra être un jour réalisé.

2.8 La paramétrisation de l'effet radiatif des poussières

2.8.1 L'état des connaissances

Définition du forçage radiatif

Le forçage radiatif des poussières est la différence entre les flux dans une atmosphère privée de poussières et les flux dans une atmosphère en présence de poussières. Cette variable est un outil indispensable pour évaluer l'éventuelle "réponse" du système climatique. Le forçage peut être calculé à différentes altitudes, le plus souvent au sommet de l'atmosphère, à la tropopause ou au sol, et peut être envisagé de différentes manières (Figure 2.6). La première approche, la plus simple et la plus classique, consiste à calculer la différence entre les flux avec aérosols et sans aérosols en ne considérant aucun changement de température dans l'atmosphère : c'est le forçage instantané (F_i) (Hansen et al., 1997, voir Figure 2.6, a). Ce forçage F_i témoigne du déséquilibre énergétique local dû à la présence des poussières. Dans certains cas, on peut aussi calculer le forçage ajusté, F_a , après la modification en général rapide de la température stratosphérique (Figure 2.6, b). Le calcul de F_a demande donc d'itérer les calculs radiatifs jusqu'à l'obtention de l'équilibre radiatif. Comme les poussières minérales sont des aérosols presque exclusivement troposphériques, on peut facilement vérifier que, dans leur cas, $F_a = F_i$. En tant que premier indicateur de la perturbation climatique, F_a fut souvent utilisé comme une première approximation du changement de température au sol selon la relation $\Delta T_0 (^{\circ}C) \sim 0.3 F_a (W/m^2)$ (Hansen et al, 1997, IPCC, 1994). Ces calculs peuvent ensuite être affinés en évaluant le changement de température associé à cette perturbation, soit en considérant que le gradient vertical de température reste constant (ΔT_o , Figure 2.6, c), soit en tenant compte d'éventuelles réponses climatiques, comme un changement de la couverture nuageuse ou de la circulation atmosphérique (ΔT_o , Figure 2.6, d). Ce dernier cas de figure est d'ailleurs le seul qui puisse être comparé avec les mesures, qui incluent toujours la réponse climatique, et il ne peut

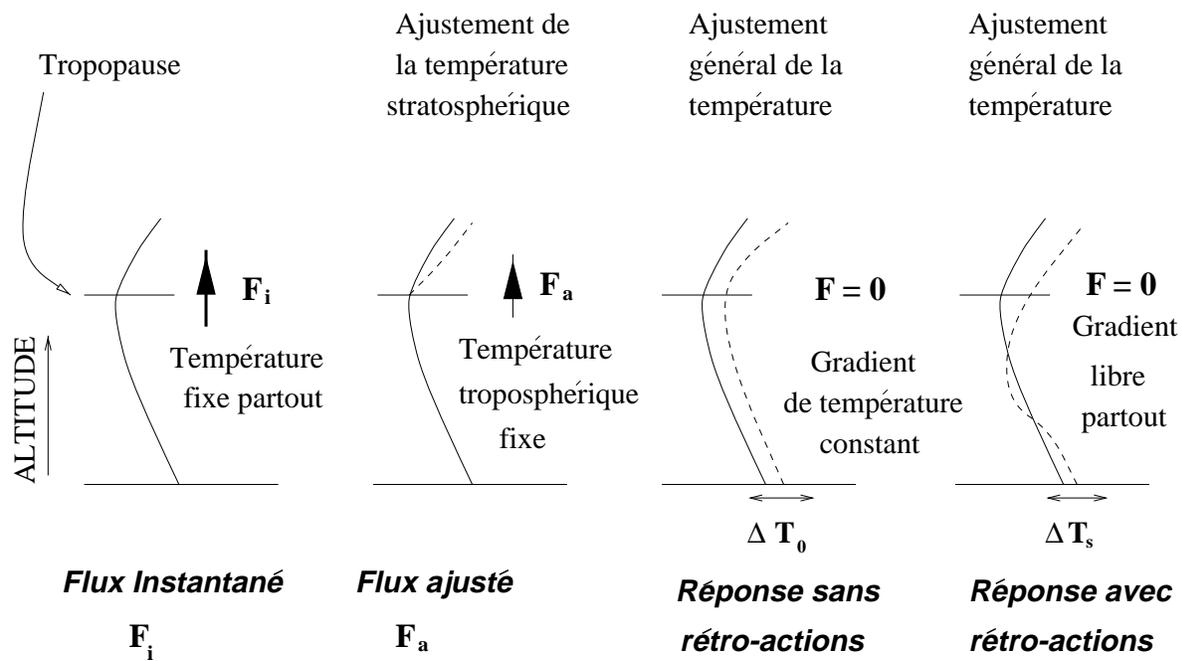


FIG. 2.6 – Différentes méthodes pour quantifier une perturbation radiative : (a) F_i , le forçage radiatif instantané, (b) F_a , le forçage radiatif ajusté, (c) ΔT_0 , le changement de température au sol, après un ajustement constant de la température troposphérique, (d) ΔT_s , le changement de température au sol, en tenant compte de toutes les rétroactions climatiques. Ce schéma est directement traduit de l'article de Hansen et al. (1997).

être calculé qu'au moyen d'un MCG. De plus, il est important de noter que l'équilibre thermique de l'ensemble Terre+Atmosphère impose que le forçage net (i.e., visible + infrarouge) disparaisse à partir du moment où la réponse climatique est prise en compte. Cela implique que les mesures de forçage ne peuvent se faire que sur une bande spectrale donnée.

La sensibilité du forçage radiatif

Le forçage radiatif des poussières minérales a été étudié à de nombreuses reprises avec des modèles 0D (Sokolik et Toon, 1996), 1D (Carlson et Benjamin, 1980, Sokolik et Golitsyn, 1993, Egan, 1994, Claquin et al., 1998, Liao et Seinfeld, 1998) et 3D (Tegen et Lacis, 1996). Les différents auteurs ont surtout stigmatisé la grande sensibilité du forçage à différents paramètres. Les principaux résultats de ces études peuvent être synthétisés sur la Figure 2.7, où l'albédo du sol, le rayon moyen des particules et leur indice de réfraction sont désignées comme les trois principales causes d'incertitude.

L'albédo de la surface, et par extension l'albédo total des couches situées sous les aérosols, joue un rôle déterminant dans le calcul de l'effet radiatif des aérosols minéraux car il détermine si le forçage radiatif est positif ou négatif. Ce résultat s'explique par le double effet d'absorption et de diffusion des poussières minérales. Au dessus d'une surface très réfléchissante, la présence des poussières augmente l'absorption d'énergie dans l'atmosphère et provoque donc un forçage positif, tandis qu'au dessus d'une surface très absorbante, la perte d'énergie par réflexion est dominante et le forçage est négatif. Entre ces deux cas, il existe donc un albédo de la surface pour lequel le forçage au sommet de l'atmosphère est nul, ce qui ne signifie pas que l'effet climatique des poussières est négligeable car l'énergie a en fait été redistribuée entre le sol et l'atmosphère (Figure 2.7). L'albédo de la surface sous jacente aux aérosols est donc responsable d'une grande

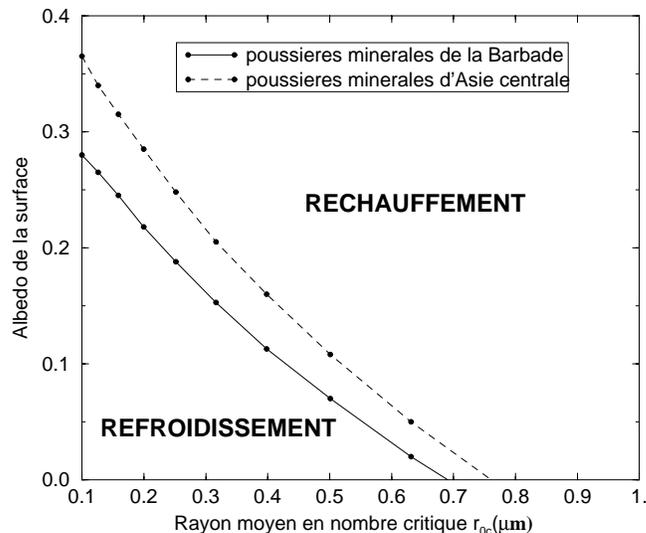


FIG. 2.7 – Régions où le forçage radiatif net (visible + infrarouge) est positif (au dessus des courbes) ou négatif (en dessous des courbes), en fonction de l'albédo de la surface et du rayon moyen des particules. Les résultats sont présentés deux indices de réfraction, l'un mesurés sur des poussières de la Barbade, l'autre sur des poussières d'Asie Centrale. Le forçage radiatif est une moyenne annuelle à $20^\circ N$ de latitude, calculée pour des poussières situées à une altitude correspondant à 840hPa , la température de la surface vaut $24^\circ C$ de les poussières sont distribuées selon une loi log-normale d'écart-type géométrique, 2.0. Cette figure est issue de l'article de Claquin et al. (1998).

variabilité spatiale du forçage radiatif, lequel est négatif au dessus des océans ($R_s = 0.06$), positif au dessus des surfaces continentales réfléchissantes comme les déserts ($R_s = 0.3$) et très positif au dessus des surfaces couvertes de neiges ou des nuages ($R_s = 0.7$).

De plus, j'ai montré précédemment que la taille des particules modifiait les propriétés optiques des poussières. Cette influence est également sensible sur le forçage radiatif : les petites particules sont principalement réfléchissantes et ont donc un forçage négatif, alors que les grosses particules sont plus absorbantes et tendent à provoquer un forçage positif (Figure 2.7). Tegen et Lacis (1996) ont ainsi défini un rayon critique r_c , pour lequel le forçage change de signe, et ont montré qu'il se situait autour de $0.54 \mu\text{m}$, en moyenne globale, dans un MCG (valeur incertaine car, dans cette étude, la distribution en taille n'est représentée que par 4 intervalles et la taille des particules est donc simulée assez grossièrement). Sur la figure 2.7, on voit que r_c varie très largement en fonction de l'albédo de surface. Le concept de rayon moyen critique rejoint d'ailleurs celui d'albédo de simple diffusion critique, ω_c défini par Chylek et Coakley (1974) et réutilisé par Seinfeld et Pandis (1997), mais seulement pour le rayonnement solaire. En utilisant un MCG très simplifié, Hansen et al. (1997) ont calculé que le ω_c des aérosols troposphériques était proche de 0.9, mais là encore, cette valeur cache de grandes variations géographiques. Enfin, l'indice de réfraction des poussières joue également un rôle prépondérant sur les flux radiatifs (Figure 2.7), comme on l'a souligné précédemment.

Les poussières minérales sont aussi responsables d'une perturbation infrarouge qui dépend à la fois des propriétés optiques des particules et de la température à laquelle elles se situent. Le facteur d'extinction des particules est maximum quand le paramètre de taille, x , est situé entre 1 et 10 (Figure 2.5), ce qui correspond dans l'infrarouge à des particules de grande taille. Donc plus les particules sont grosses, plus elles auront un effet significatif dans l'infrarouge. De plus, la température d'émission (de rayonnement infrarouge) des poussières est aussi variable que leur altitude moyenne, et leur forçage radiatif au sommet de l'atmosphère évolue donc de valeurs faibles pour les poussières de basse altitude (la température d'émission proche de celle

du sol) à des valeurs fortes pour les poussières de haute altitude (la température d'émission est notablement inférieure à celle du sol). Tegen et Lacis (1996) ont ainsi montré que r_c variait largement quand on changeait l'altitude moyenne des poussières.

2.8.2 Notre approche : présentation du modèle et justification de son utilisation

Le modèle de transfert radiatif utilisé pendant cette thèse résout numériquement l'équation du transfert radiatif en séparant le traitement de l'énergie solaire (de 0.3 à 4 μm) du traitement de l'énergie tellurique (au dessus de 4 μm) (Fouquart et Bonnel, 1980, Morcrette et Fouquart, 1985, Morcrette et al., 1986). La résolution du transfert radiatif se fait par l'approximation "deux-flux" (*two-stream*) proposée par Schuster (1905), qui considère le rayonnement à un niveau donné comme la somme d'un flux ascendant et d'un flux descendant.

Le rayonnement solaire

Dans le spectre solaire, l'absorption et la diffusion par les gaz et les particules sont prises en compte. Cependant, comme ces deux processus ont lieu simultanément, la quantité exacte de composés absorbants présents sur le parcours d'un photon n'est pas connue a priori. Ce problème est résolu par une approche probabiliste, où la probabilité qu'un photon rencontre un composant absorbant est définie selon la composition moyenne de l'atmosphère. Au sein de chaque couche, la réflectance et la transmittance sont calculés par l'approximation delta-Eddington (Joseph et al., 1976) qui consiste à développer la fonction de phase en une fonction de Dirac (diffusion vers l'avant) et une somme de polynômes de Legendre. Les réflexions multiples entre les différentes couches sont prises en compte selon le schéma exposé dans Fouquart et Bonnel (1980). Une fois l'absorption et la transmission calculées pour chaque couche du modèle, les flux radiatifs sont évalués à chaque altitude via la formule analytique de l'équation à deux flux (voir Chylek et Coakley, 1974). De plus, le rayonnement solaire est séparé en deux bandes spectrales : le visible (0.2-0.68 μm), où les interactions entre la diffusion et l'absorption gazeuse sont négligées, et le proche infrarouge (0.64-4 μm). Les propriétés optiques des nuages sont calculées, à partir d'un rayon de 10 μm pour les gouttelettes et de 20 μm pour les cristaux de glace, selon le schéma présentés dans Roeckner et al. (1996).

Boucher et al. (1998) ont comparé le forçage des sulfates, aérosols non-absorbants, obtenus à partir de différents codes de calculs radiatifs et montré que le code utilisé était susceptible de surestimer le forçage jusqu'à 20%. Cette comparaison des forçages radiatifs calculés par différents modèles radiatifs a été faite pour le cas des sulfates et on ne peut donc préjuger du comportement du modèle de Morcrette (1989) dans le cas d'aérosols absorbants. Cependant, la rapidité de ce modèle, associée au fait qu'il soit utilisé dans la plupart des MCG européens, (LMD, ECHAM, ECMWF) m'a encouragé à garder ce code pour toute cette étude.

Le rayonnement infrarouge

Dans le domaine infrarouge, le code radiatif considère que l'atmosphère est "non-diffusive" et donc seules l'absorption et l'émission pour les gaz et des particules sont prises en compte. Cette approximation d'un milieu non-diffusif peut être à l'origine d'erreurs dans la mesure où les poussières minérales diffusent notablement le rayonnement infrarouge (voir la Figure 2.5 et l'article de Sokolik et al. (1998)) mais cette erreur n'a jamais été quantifiée. Cette erreur pourrait être évitée par l'utilisation d'un code radiatif incluant la diffusion dans l'infrarouge (Toon et al.,

1989, Bergstrom et al., 1999), mais ces codes sont pour l'instant trop gourmands en temps de calcul pour être intégrés à des modèles globaux. Dans ce modèle, le spectre infrarouge est séparé en 6 bandes spectrales (Table 2.4) définies d'après les principales bandes d'absorption gazeuse. L'absorption des espèces mineures (CH_4 , N_2O , CFC et HCFC) sont prises en compte. Dans chacune des bandes spectrales de la Table 2.4, les flux sont pré-calculés avec le modèle à fines bandes de Morcrette et Fouquart (1985). L'intégration sur la longueur d'onde tient compte des variations de la transmission et de l'émission en fonction de la température. Il faut noter que l'effet des poussières minérales se manifeste surtout dans les bandes 3 et 4, et partiellement dans la bande 6.

Numéro	Intervalles spectraux (cm^{-1})	Bandes d'absorption
1	0-350 et 1450-1880	H_2O (rotation et rotation-vibration)
2	500-800	CO_2 (bande à $15 \mu\text{m}$)
3	800-970 et 1110-1250	“Fenêtre atmosphérique”
4	970-1110	O_3 (bande à $9.6 \mu\text{m}$)
5	350-500	“Fenêtre à $25 \mu\text{m}$ ”
6	1250-1450 et 1880-280	H_2O (rotation-vibration)

TAB. 2.4 – *Les six bandes spectrales infrarouges du modèle radiatif.*

En cas de présence de nuages, le flux montant au dessus du nuage et le flux descendant en dessous du nuage sont calculés indépendamment du flux en ciel clair. Les flux radiatifs “nuageux” et “clair” sont ensuite recombinaés linéairement selon la fraction nuageuse. L'émissivité (et donc l'absorption) des nuages dépend des contenus intégrés en eau liquide et en glace (voir Roeckner et al. (1996)).

Chapitre 3

Le choix d'un modèle microphysique de poussières

Dans ce chapitre, je présente une nouvelle paramétrisation des propriétés microphysiques des poussières avec, en particulier, une prise en compte de leur composition minéralogique. En effet, comme l'a illustré le chapitre précédent, les méthodes actuellement utilisées pour représenter la microphysique des poussières étaient extrêmement préjudiciables au calcul de leurs propriétés optiques. Classiquement, ces propriétés optiques sont évaluées conformément au schéma 3.1, qui reprend le schéma présenté sur la Figure 2.1. Comme il est décrit dans le chapitre 2, l'in-

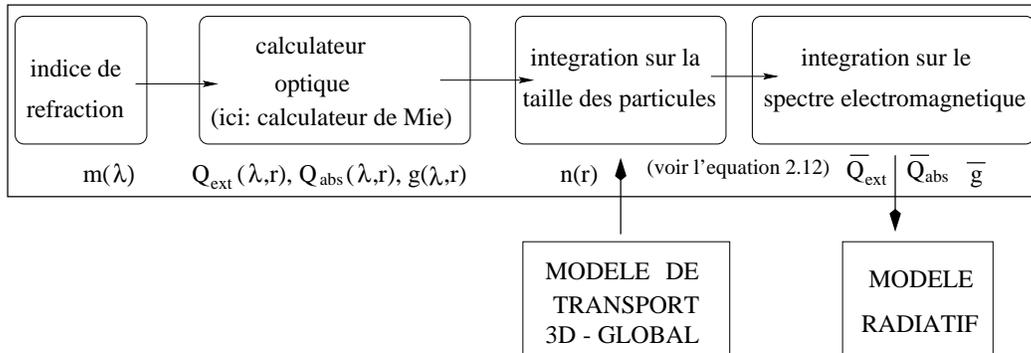


FIG. 3.1 – Schéma illustrant la modélisation des propriétés optiques des poussières minérales telle qu'elle est classiquement réalisée.

certitude de ces calculs vient surtout de la valeur de $m(\lambda)$, que l'on considère classiquement comme étant constante pour toutes les particules minérales alors que chaque espèce a un $m(\lambda)$ qui lui est propre. Dans ce chapitre, je présente une approche alternative basée sur une prise en compte des propriétés minéralogiques des poussières. Sachant que l'indice de réfraction est bien mieux connu pour une espèce minérale précise que pour les mélanges atmosphériques de minéraux, on peut raisonnablement espérer que cette approche, dite "minéralogique", améliore la qualité des propriétés optiques calculées. La conceptualisation et la justification de cette approche minéralogique se fera dans la partie 3.1 après une description des données disponibles pour $m(\lambda)$. Le développement de l'approche minéralogique se fait ensuite en trois étapes : la recherche des indices de réfraction des minéraux présents dans l'atmosphère (section 3.2), le choix des minéraux "optiquement nécessaires" (section 3.3), et le choix d'une méthode pour traiter de leurs mélanges (section 3.4).

Ce chapitre reprend partiellement un article de Claquin et al. (1999b), soumis au *Geophys. Res. Lett.*.

3.1 Présentation de l'approche minéralogique

Les mesures d'indices de réfraction faites sur des échantillons de poussières minérales témoignent d'une grande variabilité (Figure 3.2) qui s'explique de deux manières. D'une part, les aérosols sont composés d'un assemblage de composés minéraux qui ont chacun des propriétés optiques spécifiques. La diversité de cet assemblage provoque une variabilité "naturelle" des indices de réfraction. D'autre part, les techniques de mesures de ces indices sont nombreuses et incertaines, et il existe donc aussi une variabilité "expérimentale" des indices.

3.1.1 Les mesures d'indices de réfraction disponibles

Différents types de mesures

Les techniques de mesures des indices de réfraction des poussières diffèrent selon qu'il s'agisse d'une mesure dans l'atmosphère ou d'une mesure en laboratoire, de la partie réelle ou de la partie imaginaire, du spectre infrarouge ou du spectre visible. Il est d'ailleurs intéressant de noter qu'aucune technique ne permet de couvrir l'ensemble du spectre, et que les mesures que l'on utilise sont toujours des combinaisons de résultats d'origines différentes (voir la Table 3.1).

Technique de mesure	Intervalle Spectral	Remarque
Kubelka-Munk	Visible	Hypothèse d'une diffusion isotrope. 40% d'incertitude
Kramers-Kronig	Visible	Pour chaque longueur d'onde, demande des mesures sur l'ensemble du spectre.
Transmission	Infrarouge	Dépend de la taille des particules
Inversion*	Selon l'instrument	Pas de spéciation chimique Hypothèse nécessaire sur la taille des particules

* : les inversions peuvent être réalisées à partir de mesures au sol ou bien de données satellites.

TAB. 3.1 – Les différentes techniques de mesures des indices de réfraction sont présentées, avec l'intervalle spectral dans lequel elles sont utilisables ainsi que leur différentes limitations.

La première méthode pour estimer $m(\lambda)$ est la mesure *in-situ* des particules suspendues dans l'atmosphère. Dans ce cas, les techniques de mesures sont toujours basées sur une inversion, soit des flux solaires directionnels à la surface (Grams et al., 1974, von Hoyningen-Huene, et al., 1999), soit des flux solaires directs et diffus à la surface (De Luisi et al., 1976). Ces méthodes ont l'avantage de donner une indication sur l'indice de réfraction des poussières dans les conditions atmosphériques d'humidité et de température, mais elles sont également limitées par un certain nombre d'hypothèses. Tout d'abord, l'inversion des flux solaires à la surface requiert des approximations sur la taille et la forme des particules, sur la partie réelle de l'indice de réfraction, sur l'albédo du sol et sur la distribution verticale des particules. L'erreur associée à ces méthodes n'a jamais été précisément quantifiée, mais elle est sans doute loin d'être négligeable, vue la variabilité de chacun des paramètres cités précédemment. De plus cette méthode donne une valeur de m intégrée sur l'ensemble de la colonne atmosphérique, or il est probable que m varie avec l'altitude. Enfin, la composition exacte des aérosols atmosphériques situés au dessus de la station de mesure n'est jamais connue avec précision et, même dans les sites proches des déserts (Dakar pour von Hoyningen-Huene et al., 1999 ; le Texas pour Grams et al., 1974), il est impossible d'exclure la présence de particules carbonées, de sulfates, voire même de sels de mer.

La seconde méthode de mesure des indices de réfraction consiste à analyser les échantillons de poussières en laboratoire. La première difficulté de cette méthode est d'abord d'ordre technique :

par exemple, Toon et al. (1977) montrèrent que la préparation de l'échantillon en vue de son analyse peut notablement changer ses propriétés optiques. Dans le visible, la technique dite de "Kubelka-Munk" est la plus utilisée (Lindberg et Laude, 1974, Patterson et al., 1977, Patterson, 1981, Levin et Lindberg, 1979, Levin et al., 1980). Elle est basée sur des mesures de transmission et de réflexion de couches d'aérosols d'épaisseur variable. Patterson et al. (1980) ont estimé à 40% l'erreur associée à cette méthode. Une autre technique, dite de "Kramers-Kronig", évalue plus rigoureusement n'' à partir du décalage de phase θ associé à une r de Fresnel sur une couche d'aérosols (voir Phillip et Taft, 1964). Le calcul de θ nécessite néanmoins une intégration sur l'ensemble du spectre électromagnétique, ce qui limite considérablement cette technique qui est, elle aussi, limitée au spectre visible. Dans l'infrarouge, la détermination de n'' se fait en général à partir de mesures de transmission (Volz 1972, 1973, 1983), ce qui pose moins de problèmes techniques que dans le visible.

Ce bref exposé montre que la variabilité "expérimentale" des indices de réfraction n'est jamais négligeable et complique largement l'analyse des résultats.

La variabilité naturelle de l'indice de réfraction des poussières

La variabilité naturelle des indices de réfraction est due à la diversité de composition des minéraux présents dans l'atmosphère. Qualitativement, toutes les caractéristiques des courbes présentées sur la Figure 3.2 sont explicables selon des critères minéralogiques.

Dans le visible, toutes les mesures indiquent que n'' décroît avec la longueur d'onde (Figure 3.2). Cette décroissance est due à des bandes d'absorption, présentes entre 0.15 et 0.3 μm , produites par des transitions électroniques entre ions voisins au sein de la structure minérale. Ces transitions se font pour des longueurs d'ondes propres à chaque élément. Elles sont particulièrement efficaces pour les éléments ayant plusieurs valences (par exemple, Fe^{2+} et Fe^{3+} , ou Mn^{2+} et Mn^{3+}). Les ions Fe étant les plus abondants dans les poussières minérales, leur abondance contrôle l'intensité de l'absorption d'énergie visible par les poussières désertiques. De plus, plusieurs éléments non-minéraux qui accompagnent les poussières peuvent aussi influencer n'' dans le visible : les carbones suie (*black carbon*), dont l'absorption est très forte et ne varie pas avec la longueur d'onde (Twitty et Weinman, 1971), et les sels marins, dont l'absorption est très faible et ne varie pas non plus avec la longueur d'onde (Winter et Chýlek, 1997). Les différentes mesures effectuées sur des poussières minérales séparent rarement l'indice propre des poussières de celui des composés non-minéraux. Pour ce problème particulier, adopter une approche "minéralogique", c'est à dire séparer les différents composants, serait grandement profitable.

Dans l'infrarouge, plusieurs pics d'absorption se distinguent nettement (Figure 3.2). Le plus caractéristique, situé entre 9 et 10.5 μm , est dû la vibration de la liaison Si-O (typique des silicates), et il est donc systématiquement présent pour les poussières minérales (Figure 3.2, flèche 1). Pour la silice pure (i.e., le quartz), cette bande d'absorption, fine et intense, est centrée sur 9.2 μm (Steyer et al., 1974). Pour les silicates aluminés (par exemple les argiles), la substitution de Si par Al diminue l'absorption et la déplace vers 10 μm (voir Milkey, 1960, Salisbury et al., 1992 et les mesures de Volz (1973) sur la Figure 3.2). En plus d'être la signature principale des poussières dans l'infrarouge, cette bande d'absorption est aussi la plus efficace car elle se situe dans un domaine spectral (8 - 12 μm) où l'atmosphère est presque transparente (la "fenêtre atmosphérique"). En dehors de cette fenêtre, plusieurs autres pics d'absorption contrôlent les variations spectrales de n'' . Tout d'abord, des ions OH peuvent être piégés dans le réseau cristallin des argiles. Leur signature se trouve autour de 3 μm (Figure 3.2, flèche 2) et autour de 11 μm (liaison Al-OH). Ensuite, les particules carbonatées, qui sont susceptibles de représenter, en masse, jusqu'à 50% de poussières minérales (Levin et al., 1979), contiennent une liaison C-O que

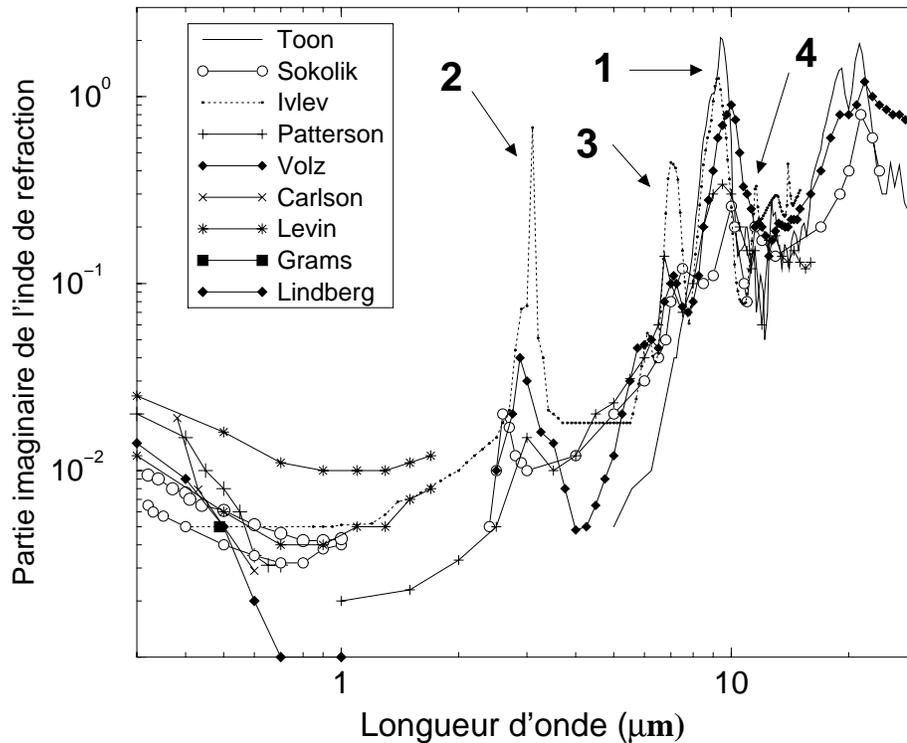


FIG. 3.2 – *Partie imaginaire de l'indice de réfraction mesurée sur des poussières minérales atmosphériques par Toon et al. (1977), Sokolik et al. (1993), Ivlev et Popova (1973), Patterson (1981), Volz (1973), Carlson et Benjamin (1980), Levin et al. (1979), Grams et al. (1974) et Lindberg et Gillepsie (1977). Cette figure est tirée de Claquin et al. (1998)*

l'on observe vers $7 \mu\text{m}$ et plus faiblement autour de 11.5 et $14 \mu\text{m}$ (flèches 3 et 4). Et, pour finir, des particules sulfatées telles que le gypse ont une signature spectrale vers 9 et $16 \mu\text{m}$ (cette signature n'apparaît pas sur les exemples donnés dans la Figure 3.2).

Les variations des indices de réfraction sont encore compliquées par le changement de composition des particules selon leur taille. Par exemple, les particules de quartz ou de gypse sont souvent plus grosses que les grains d'argiles, ce qui influence directement n'' . Ainsi, Lindberg et Gillepsie (1974) mirent en évidence une nette décroissance de n'' avec la taille pour des échantillons de poussières venant du même endroit au Nouveau Mexique.

3.1.2 Présentation de l'approche minéralogique numérique

Cette analyse montre qu'il est impossible d'expliquer facilement la variabilité de la partie imaginaire de l'indice de réfraction, $n''(\lambda)$, mesurée sur des échantillons de poussières, tant les causes de cette variabilité peuvent être variées. Les études statistiques tentant de séparer les différents effets se sont toutes révélées infructueuses à cause des incertitudes liées aux mesures. De plus, toute analyse est fortement limitée par l'absence de mesures mixtes de l'indice de réfraction et de la composition minéralogique sur un même échantillon de poussières.

Finalement, une seule solution semble capable de réduire les incertitudes sur n'' : l'approche "minéralogique", qui consiste à calculer les indices de réfraction des poussières à partir de leur

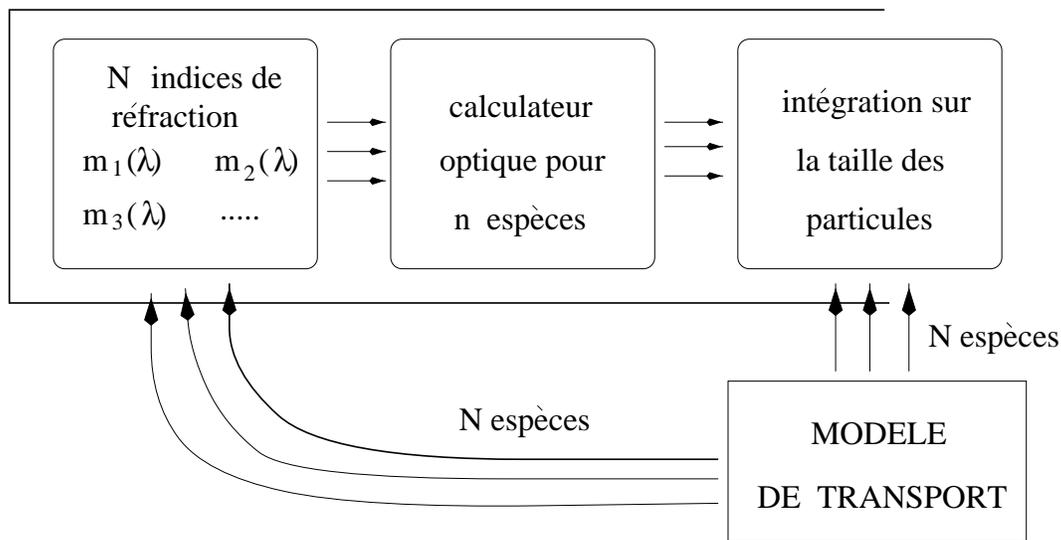


FIG. 3.3 – Schéma reprenant le schéma 3.1 et illustrant l’adaptation réalisée dans l’approche “minéralogique”.

composition minérale. Cette approche, qui évite de considérer les poussières comme un mélange moyen caractérisé par un indice de réfraction moyen, semble la seule capable de réduire les incertitudes sur les propriétés optiques des aérosols minéraux. Cette méthode a déjà été utilisée, localement, par quelques auteurs. Hoidale et Blanco (1969) avaient ainsi réussi à recomposer le spectre infrarouge (et non pas l’indice de réfraction) de poussières prélevées au Nouveau Mexique en combinant les spectres infrarouges de la smectite, de la kaolinite, de l’illite, de la calcite, du quartz et des nitrates. De la même manière, Ivlev et Popova (1973) estimèrent l’indice de réfraction de poussières du sud de l’URSS en combinant linéairement les indices de réfraction du quartz, des oxydes de fer, de la calcite, du gypse et de plusieurs argiles. Les astrophysiciens, qui s’intéressent aux poussières minérales parfois très abondantes dans les atmosphères planétaires, adoptent une démarche proche de la nôtre : ne connaissant pas, à priori, la composition des poussières, ils adoptent le composé minéral permettant la meilleure reproduction des données satellites. Par exemple, pour Mars, l’indice de réfraction utilisé est proche de celui de la montmorillonite (Forget, 1996). Le principe de mon approche “minéralogique” est résumé sur le schéma 3.3.

A première vue, cette approche complique la tâche des modélisateurs et des utilisateurs de satellite car elle multiplie le nombre d’espèces (ou traceurs) à prendre en compte, mais elle comporte également de nombreux avantages. Tout d’abord, cette méthode est plus proche de la réalité “physique” puisque les poussières minérales sont effectivement un ensemble hétérogène d’espèces dont les sources, le transport et les propriétés optiques sont différentes. D’un point de vue optique, cette approche profite du fait que les indices de réfraction des composés minéraux sont mieux connus que ceux des échantillons de poussières. En effet, pour un composé donné, il est plus facile d’isoler une grande quantité de matériel et de connaître sa composition avec précision. De plus, la modélisation minéralogique des poussières minérales permet d’avoir une approche dynamique de ses propriétés optiques, par exemple au cours du transport lorsque la taille des particules évolue, ou pour les mélanges avec les espèces non-minérales, ce qui est impossible avec une représentation “moyenne” des poussières.

Cette approche soulève cependant trois difficultés : (1) que valent les indices de réfraction des différentes espèces minérales, (2) combien d’espèces faut-il prendre en compte dans ce module minéralogique et (3) comment calcule-t-on les propriétés optiques de leur mélange, i.e. de quelle manière ces espèces sont-elles géométriquement associées ? Ces points sont respectivement traités

dans les parties 3.2, 3.3 et 3.4.

3.2 Les indices de réfraction des différentes espèces minérales

Dans la partie précédente, j'ai mentionné que les indices de réfraction des espèces minérales pures étaient mieux connues que ceux des poussières atmosphériques, cependant le problème du fractionnement des données (spectre solaire ou infrarouge, partie réelle ou imaginaire..) reste entier. La première étape de ce travail a donc consisté en une étude bibliographique des données disponibles sur les indices de réfraction des différents minéraux. Les résultats de cette recherche bibliographique sont exposés sur la Table 3.2).

Minéral	Références
<i>Spectre infrarouge</i>	
Quartz	Peterson et Weinman (1969), Steyer et al. (1974), Hunt et al. (1950)(*)
Illite	Querry (1987), Hunt et al. (1950) (*)
Montmorillonite	Querry (1987), Toon et al. (1977), Hunt et al. (1950) (*)
Kaolinite	Roush et al. (1987), Hunt et al. (1950) (*)
Chlorite	Mooney and Knacke (1985)
Calcite	Querry et al. (1978), Long et al. (1993)
Gypse	Long et al. (1993), Hunt et al. (1950) (*)
Hématite	Popova et al. (1973), Hunt et al. (1950) (*)
Goethite	Hunt et al. (1950) (*)
<i>Spectre visible</i>	
Quartz	Peterson et Weinman (1969), Deer (1966) (+)
Montmorillonite	Egan and Hilgeman (1979), Lindberg et Snyder (1972)
Illite	Egan and Hilgeman (1979), Lindberg et Snyder (1972)
Kaolinite	Egan and Hilgeman (1979), Lindberg et Smith (1974)
Chlorite	pas de référence
Calcite	Deer et al. (1966) (+)
Gypse	Deer et al. (1966) (+)
Hématite	Bedidi et Cervelle (1993)
Goethite	Bedidi et Cervelle (1993)

TAB. 3.2 – *Références utilisées dans cette étude pour chaque espèce minérale. Les références marquées du signe * indiquent que les données ont été extrapolées par la formule 3.1, et celles marquées du signe + indiquent qu'il s'agit d'une valeur moyenne pour l'intervalle spectral considéré.*

Tout d'abord, il faut noter qu'il existe un modèle théorique qui explique la forme des indices de réfraction pour les minéraux purs. Ce modèle se base sur la relation $m = \sqrt{\epsilon}$, où m est l'indice de réfraction complexe, $m = n' - i.n''$, et ϵ est la constante diélectrique (réduite) du milieu, $\epsilon = \epsilon_1 - i.\epsilon_2$. Ensuite, ϵ peut s'écrire comme la solution d'une somme d'oscillateurs harmoniques conformément à la théorie de Lorentz :

$$\epsilon(\eta) = \epsilon_{\infty} + \sum_{j=1}^N \frac{A_j}{\eta_j^2 - \eta^2 + i\gamma_j\eta} \quad (3.1)$$

où η est la fréquence de l'onde électromagnétique, η_j est la fréquence de résonance du mode j , A_j son amplitude, γ_j sa fréquence d'amortissement et ϵ_{∞} est la composante des hautes fréquences (Spitzer et Kleinmann, 1961). L'application de ce modèle non linéaire à un jeu de données est

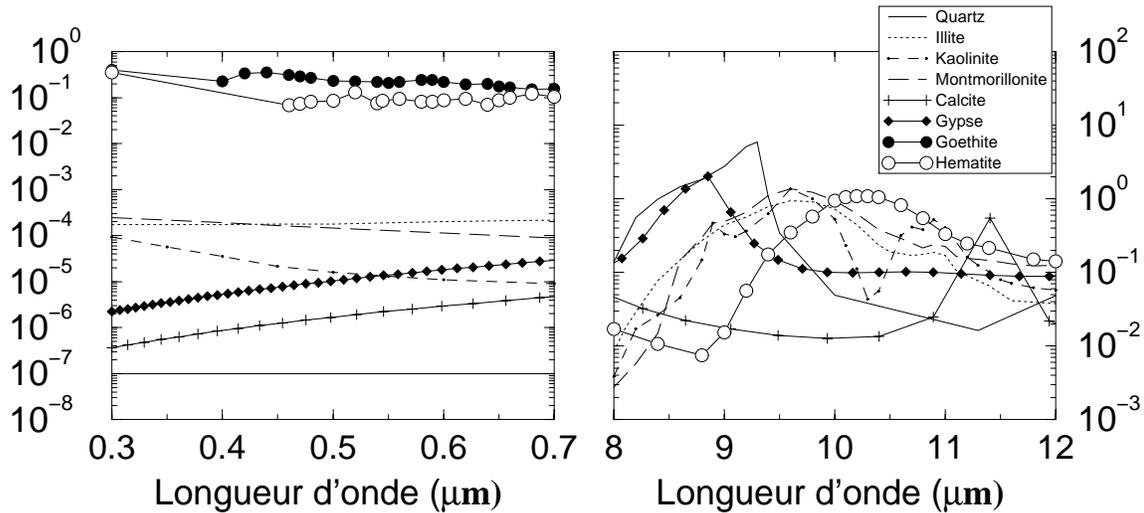


FIG. 3.4 – Indices de réfraction des différentes espèces minérales considérées dans cette étude, pour le spectre visible (figure de gauche) et pour le spectre infrarouge (figure de droite). Les références associées à ces indices sont présentées sur la Table 3.2.

relativement compliquée, et son utilisation pour l'analyse des données est donc difficile (voir par exemple Fischer, 1976). Par contre, cette technique est un outil puissant pour l'extrapolation des données quand celles-ci sont incomplètes (trou dans les données, absence d'information sur la partie imaginaire ou la partie réelle) (Pollack et al., 1973, Long et al., 1993), et je l'utiliserai ainsi dans cette étude (voir la Table 3.2).

De plus, la Table 3.2 présente chaque espèce minérale comme un composé homogène, ce qui est loin d'être vrai. Par exemple, une particule d'illite peut être cristalline ou amorphe, et avoir diverses compositions chimiques, avec notamment diverses quantités de fer incluses dans le réseau cristallin. Les astrophysiciens ont étudié de manière plus poussée les formes amorphes car celles-ci sont plus largement présentes dans l'espace. En terme de propriétés optiques, ces variations de cristallinité peuvent être importantes, mais elles sont malheureusement très rarement mesurées. Sur la Terre, la plupart des minéraux se trouvent le plus souvent sous forme cristalline et il est donc raisonnable de les considérer ainsi. Vu le faible nombre de données disponibles à ce sujet, la validité de cette hypothèse est malheureusement impossible à vérifier rigoureusement.

De même, au sein d'une même espèce, l'influence de la composition chimique sur les propriétés optiques est également négligée. En théorie, chaque espèce minérale est définie selon une composition chimique et une structure relativement stable, cependant la composition élémentaire d'une espèce peut quand même varier de manière significative d'un grain à l'autre. Par exemple, on sait que les grains de quartz sont généralement translucides, mais qu'ils prennent parfois une coloration rose qui témoigne de la présence d'oxydes de fer. Il est difficile de savoir l'importance de ce phénomène, car il n'existe aucune étude reliant l'indice de réfraction d'une espèce à sa composition chimique.

Les indices de réfraction utilisés dans cette étude pour chaque espèce minérale sont présentés sur la Figure 3.4, sur laquelle on retrouve les signatures spectrales évoquées ci-dessus (paragraphe 3.1.1).

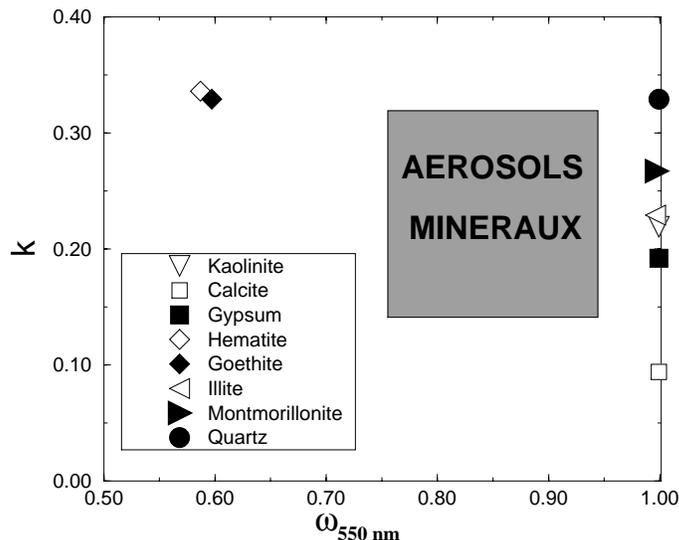


FIG. 3.5 – L’opacité infrarouge, k , est tracée en fonction de l’albédo de simple diffusion, ω_{550nm} , pour différentes espèces minérales. Le domaine de variation de ces deux variables pour les indices de réfraction des poussières est également tracé. Les propriétés optiques sont calculées avec une distribution log-normale de rayon moyen massique $2.0 \mu\text{m}$ et d’écart type 2.0. Qualitativement, les résultats de cette figure restent les mêmes avec un autre rayon moyen en masse. Cette figure est tirée d’un article Claquin et al. (1999) soumis à GRL.

3.3 Le choix du nombre d’espèces minérales nécessaires

L’introduction de la minéralogie dans les modèles de transport demande au préalable de définir le nombre d’espèces nécessaires pour une représentation adéquate des indices de réfraction. Indépendamment de considérations optiques, quatre familles minéralogiques bien distinctes se partagent la majorité de la masse des poussières minérales : les tectosilicates (quartz, feldspaths), les phyllosilicates (illite, kaolinite, chlorite, smectite, palygorskite, mica, serpentine), les carbonates (calcite, dolomie) et les sulfates (gypse). Cette première approximation doit ensuite être confrontée à des considérations sur les propriétés optiques des différentes espèces.

Deux propriétés optiques furent choisies comme critères de sélection : l’albédo de diffusion simple à 550 nm, ω_{550nm} , qui quantifie l’effet d’absorption des poussières dans le spectre visible, et le rapport entre l’extinction dans l’infrarouge entre 8. et 12. μm et l’extinction dans le visible, k , qui quantifie leur impact sur le flux infrarouge. Notons que k est parfois appelé l’opacité infrarouge. Sur la Figure 3.5, ω_{550nm} est tracé en fonction de k pour différentes espèces minérales. Les valeurs extrêmes de ω_{550nm} et de k calculables à partir des indices de réfraction mesurés sur les poussières minérales permettent de définir un domaine (ω_{550nm} , k) pour les aérosols, tracé sur la Figure 3.5. Les quatre familles citées précédemment se distinguent clairement dans l’infrarouge, quasiment sur l’axe des ordonnées, à $\omega_{550nm} \simeq 1$, avec par ordre croissant de k , la calcite, le gypse, les argiles, et le quartz. Cependant, si on prend en compte ω_{550nm} , on s’aperçoit que le domaine des aérosols se situe entre la calcite, le quartz et les oxydes de fer (hématite et goéthite), caractérisés par leur forte absorption (i.e un faible ω_{550nm}). Malgré leur contribution limitée à la masse des poussières minérales, les oxydes de fer sont donc indispensables pour représenter de manière adéquate les propriétés optiques des poussières, ce qui porte à cinq le

nombre d'espèces nécessaires : quartz, argiles, calcite, gypse et oxydes de fer.

Une étude similaire fut récemment menée par Sokolik et al. (1998) et Sokolik et Toon (1999) qui conclurent que sept espèces étaient nécessaires, c'est à dire les mêmes que les nôtres mais en séparant l'illite, la kaolinite et la smectite parmi les argiles. Si l'on ne s'intéresse qu'aux propriétés radiatives des poussières, cette distinction est difficilement justifiable tant les différences entre ces trois minéraux sont faibles (voir la Figure 3.5). Dans la suite de cette thèse, la validité de cette conclusion sera d'ailleurs vérifiée a posteriori. Une distinction entre ces trois argiles peut toutefois être intéressante dans le cadre d'études sur la chimie atmosphérique ou sur la biogéochimie. Je reviendrai sur cet aspect dans le chapitre suivant.

3.4 La modélisation du mélange des espèces minérales

La sélection de ces cinq familles minérales ne suffit pas à définir pleinement un modèle optique de poussières, car l'utilisation de plusieurs espèces pose directement le problème de leur mélange, lequel contrôle le calcul de leurs propriétés optiques. En effet, plusieurs observateurs ont clairement mis en évidence que les associations entre espèces minérales pouvaient prendre des formes très variées : collage complet, collage partiel, inclusions ou cimentation d'une espèce par une autre (voir, entre autres, Coudé Gaussen, 1989).

La prise en compte des mélanges pose avant tout le problème théorique du calcul optique pour des composés inhomogènes. Cette question est abordée dans le paragraphe 3.4.1. De plus, les mélanges entre les composés majeurs comme le quartz, les argiles et la calcite, qui agissent surtout dans l'infrarouge, se font différemment des mélanges impliquant les oxydes de fer, qui jouent surtout dans le visible. Ces deux aspects sont traités séparément dans les paragraphes 3.4.2 et 3.4.3.

Il faut noter que l'on s'intéresse ici seulement au seul problème des mélanges entre espèces minérales. En théorie, la même démarche devrait également être menée pour les mélanges impliquant des particules minérales avec des composés non-minéraux comme les sulfates, les sels de mer ou les nitrates. Ce dernier aspect ne sera pas développé dans cette thèse mais devra faire l'objet d'études futures.

3.4.1 Différentes théories optiques des mélanges

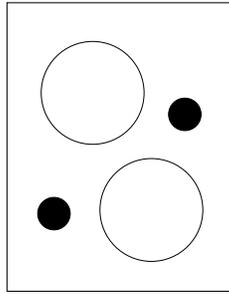
Considérons deux composés solides suspendus dans une même masse d'air.

Si ces deux composés sont transportés individuellement, on parle de mélange externe (Figure 3.6, en haut). Les propriétés optiques du mélange s'écrivent alors :

$$\begin{aligned} \sigma_{dif}(r, \lambda) &= \sum_{i=1}^N \sigma_{dif}^i(r, \lambda) & \sigma_{abs}(r, \lambda) &= \sum_{i=1}^N \sigma_{abs}^i(r, \lambda) \\ g(r, \lambda) &= \frac{\sum_{i=1}^N g^i(r, \lambda) \sigma_{dif}^i(r, \lambda)}{\sum_{i=1}^N \sigma_{dif}^i(r, \lambda)} \end{aligned} \quad (3.2)$$

où n est le nombre d'espèces minérales considérées, i désigne une espèce minérale, σ_{dif} et σ_{abs} sont les surfaces efficaces de diffusion et d'absorption, g est le paramètre d'asymétrie, r est le rayon de la particule et λ est la longueur d'onde du rayonnement électromagnétique.

MELANGE EXTERNE



MELANGES INTERNES

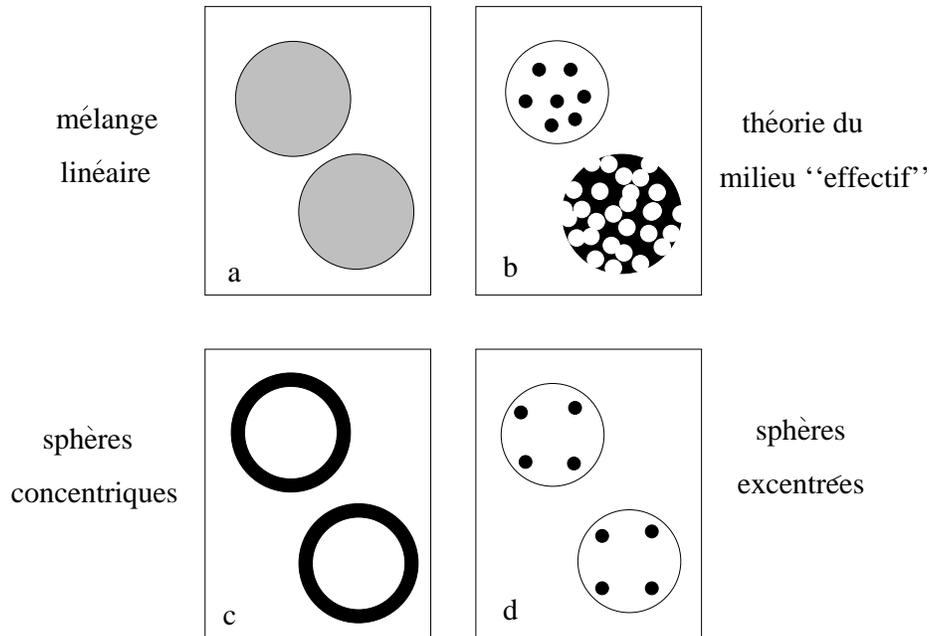


FIG. 3.6 – Représentation schématique des différents types de mélanges possibles entre deux espèces minérales

Si ces deux composés sont associés et forment une particule mixte, on parle de mélange interne (Figure 3.6). Dans ce cas, il existe une grande diversité d’approches possibles selon que l’on sait ou que l’on ignore de quelle manière les deux espèces sont mélangées. Dans le cas où l’on ne connaît pas la géométrie de l’association entre les deux espèces, il faut employer une méthode “approchée” pour calculer leur propriétés optiques. Les méthodes approchées reviennent, en général, à calculer un indice de réfraction “équivalent” pour la particule mixte. Dans le cas où l’on connaît la géométrie de l’association entre les deux espèces, on peut utiliser une méthode spécifique à cette géométrie au lieu de la théorie de Mie.

Une première méthode approchée consiste à effectuer un mélange linéaire des indices de réfraction de sorte que :

$$m(\lambda) = \sum_i p_i m_i(\lambda) \quad (3.3)$$

où m est l’indice de réfraction de la particule mixte, m_i est l’indice de réfraction de l’espèce i , p_i est la fraction volumique de l’espèce i et λ est la longueur d’onde. Ce modèle fut proposé par Hänel (1976) pour les mélanges aérosols-eau liquide, puis utilisé par d’Almeida et al. (1991), Koepke et al. (1997) et Sokolik et al. (1999) (entre autres) pour les mélanges entre aérosols. Il a

l'avantage d'être très simple et facile à utiliser, mais ne repose sur aucune justification théorique, et ne représente donc aucune géométrie particulière (Figure 3.6a). Cette méthode ne sera pas utilisée dans cette thèse.

Une seconde méthode approchée regroupe un ensemble de théories appelées théories du milieu effectif (EMT, "*effective medium theories*") (Figure 3.6c). En partant des équations de Maxwell et d'une approximation sur la géométrie du mélange, il est possible de définir une constante diélectrique effective (ou "moyenne") pour le milieu composite (voir Bergman, 1978). Il existe donc autant de théories du milieu effectif que de géométries possibles, les plus célèbres étant l'approche de Bruggeman (1935), qui considère une structure en agrégat, l'approche de Maxwell-Garnett (1904), qui considère des grains séparés, et l'approche de Chylek et Srivastava (1983), qui considère un agrégat où l'un des composés est très absorbant. Comme l'ont fait remarquer Videen et Chylek (1998), chaque théorie d'un milieu effectif est développée pour une géométrie et une composition particulière, mais n'est pas forcément adaptée à d'autres types de mélanges (d'où la diversité des théories de mélange effectif disponibles). En particulier, les approximations de Bruggeman (1935) et Maxwell-Garnett (1904) donnent des résultats très décevants pour les poussières minérales (Perrin et Lamy, 1990). Pour le traitement des mélanges de composants absorbants, Videen et Chylek (1998) ont ainsi montré que pour une goutte d'eau contenant des inclusions de carbone, l'erreur commise par les approches de Bruggeman et de Maxwell-Garnett était entre 20 et 80%, tandis que l'approche de Chylek et Srivastava donnait des résultats où l'erreur commise est au maximum de 40%.

Dans le cas où la géométrie des deux composés est connue, il est possible de résoudre rigoureusement le problème de l'interaction de la particule mixte avec l'onde électromagnétique. La théorie de Mie, qui traite le cas des sphères homogènes, a été étendue afin de traiter deux sphères concentriques (Kerker, 1969) et n sphères concentriques (Sinzig et Quinten, 1994). Pour représenter les cas où une espèce recouvre uniformément la surface d'une autre espèce (Figure 3.6-c), j'utilise le modèle à une couche développé par Toon and Ackerman (1981). Dans la suite de cette étude, ce type d'association est appelée "mélange interne par collage uniforme". Il existe également une solution pour les sphères contenant des inclusions excentrées (Borghese et al., 1992, Fuller, 1993, Ngo et al., 1996). Si l'on place ces sphères à la proximité de la surface, ce modèle permet de simuler le cas où une particule se colle dans une irrégularité à la surface d'un plus gros grain (Figure 3.6-d). Cette géométrie est appelée dans cette thèse : "mélange interne par collage disparate". Notons que les calculs optiques avec une inclusion sphérique très excentrée deviennent instables quand la taille des particules dépasse nettement celle de la longueur d'onde. Par conséquent, sur les figures 3.8 et 3.9, l'axe des abscisses est limité à $2 \mu\text{m}$. Dans le cadre de cette thèse, j'ai développé des calculateurs pour chacune de ces géométries.

Dans les deux sous parties suivantes, l'effet de ces différents types de mélanges à la fois sur les propriétés optiques des poussières dans l'infrarouge (partie 3.4.2) et dans le visible (partie 3.4.3) sera examiné.

3.4.2 Les mélanges entre quartz, argiles et carbonates et leur effet sur les propriétés optiques dans l'infrarouge

Parmi les cinq espèces minérales sélectionnées dans la partie 3.3, deux sont nettement moins abondantes que les autres : l'hématite et le gypse. De plus, les propriétés infrarouges de ces deux composés ne sont pas fondamentalement différentes de celles du quartz, des argiles ou de la calcite. Par conséquent, afin d'étudier l'impact des mélanges de minéraux sur leur propriétés optiques dans l'infrarouge, il semble raisonnable de se cantonner au quartz, à la calcite et aux argiles. Plusieurs observations montrent que ces espèces peuvent s'associer de trois manières : le mélange externe, qui est le plus fréquent, le mélange interne par collage disparate, quand les

fines particules argileuses se collent aux grains de quartz (Coudé-Gaussen et al., 1984, Lanchaster, 1989, Coudé-Gaussen, 1989), et le mélange interne par agrégation des carbonates et des silicates (Pye, 1987). Ces agrégats se forment surtout dans des sols soumis à une saison humide entrecoupée de périodes de forte évaporation, cependant le mécanisme exact de leur formation n'est pas connu avec précision.

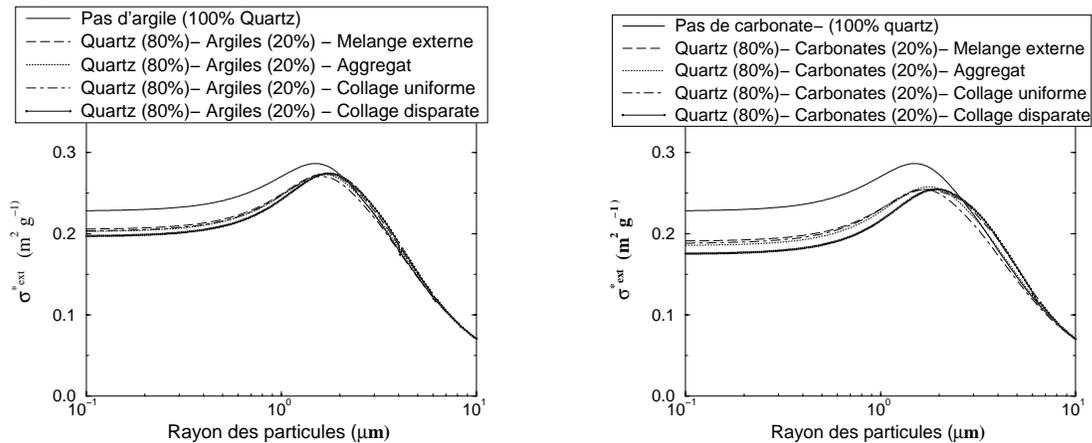


FIG. 3.7 – Extinction spécifique σ_{ext}^* , calculée entre 8. et 12. μm pour du quartz pur et pour différents types de mélanges quartz (80% en masse)-argiles (20% en masse) (en haut) et quartz (80% en masse)-carbonates (20% en masse) (en bas), en fonction de la taille des particules.

L'impact de ces différents types de mélanges sur l'extinction spécifique des poussières est présenté sur la Figure 3.7. Il y apparaît que le remplacement de 20 % du quartz par des argiles a un effet sensible sur σ_{ext} , ce qui confirme les conclusions de la partie précédente sur la nécessité de prendre en compte séparément ces deux espèces. Cependant, le résultat le plus important de cette figure est l'absence d'impact notable des différents types de mélanges sur les propriétés optiques. Sokolik et al. (1999) sont récemment parvenus à un résultat similaire en ne comparant que des résultats obtenus par des méthodes approchées. Cette étude permet donc d'étendre leurs conclusions et montre que la modélisation des propriétés infrarouges n'exige pas une représentation précise des mélanges entre le quartz, les argiles et les carbonates, et que les calculs peuvent donc se faire de manière simple, en prenant l'hypothèse d'un mélange externe.

3.4.3 Les mélanges incluant les oxydes de fer et leur effet sur les propriétés optiques dans le visible

Effets optiques des différents types de mélanges

L'absorption d'énergie solaire par les poussières est essentiellement contrôlée par les oxydes de fer, dont les mélanges avec les autres espèces peuvent être extrêmement variés. Les propriétés optiques des poussières sont très sensibles à ces mélanges comme il apparaît sur les Figures 3.8 et 3.9. Tout d'abord, la Figure 3.8 montre que pour un ensemble d'argiles (95%) et d'hématite (5%), l'extinction spécifique augmente largement d'un mélange externe à un mélange interne par agrégation (+20% pour les particules comprises entre 0.1 et 0.4 μm). Ce résultat confirme les calculs de Sokolik et al. (1999). Les résultats obtenus avec des géométries de mélange plus précises sont néanmoins assez différents : un collage d'hématite sur toute la surface des grains de quartz (collage uniforme) augmente l'absorption (et donc l'extinction) jusqu'à 20% par rapport à un agrégat, tandis qu'un collage disparate décale très nettement le pic vers les petites particules.

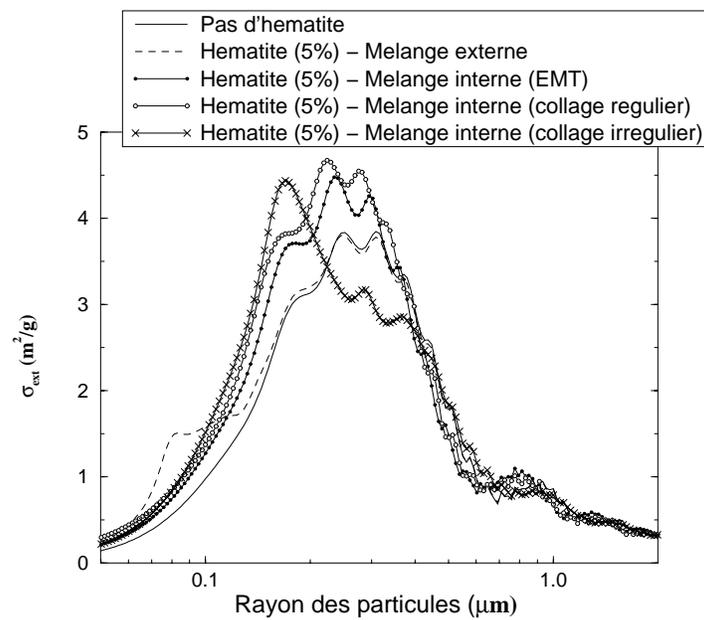


FIG. 3.8 – Extinction spécifique σ_{ext} , calculé à $0.550 \mu m$ pour des argiles et pour différents mélanges argiles (95% en masse)-hématite (5% en masse) en fonction de la taille des particules. Notons que l'axe des abscisses est limité à $2.0 \mu m$ car le calculateur à sphères excentrées devient instable au delà de cette valeur.

Il faut noter que toutes ces variations de l'extinction spécifique se répercutent directement sur l'épaisseur optique.

L'albédo de simple diffusion, ω , d'une population de particules diminue toujours quand la quantité d'hématite augmente, cependant cette diminution dépend beaucoup du mélange considéré (Figure 3.9-haut). Par rapport à un mélange externe, qui provoque une faible diminution de ω , un mélange par agrégation diminue largement ω pour les particules très petites ou très grandes. Quelle que soit la distribution en taille, ce type de mélange provoque donc une baisse sensible de ω . Les mélanges internes par collage (uniforme ou disparate) ont cependant un effet plus spectaculaire : par rapport à un mélange par agrégation, le collage uniforme réduit ω (-0.05) pour toutes les tailles de particules, tandis que le collage disparate peut localement abaisser ω de plus de 0.1. Dans ces deux cas, les diminutions de ω sont dues à deux phénomènes distincts : un collage uniforme augmente la surface d'hématite exposée au rayonnement, ce qui augmente naturellement son absorption, tandis qu'une particule d'hématite excentrée voit le rayonnement incident (et donc son absorption) augmenter par "concentration" des rayons lumineux dans la particule hôte. Ces résultats montrent clairement l'importance d'une bonne prise en compte du mélange des oxydes de fer pour bien modéliser les propriétés optiques des poussières minérales.

Les observations

Les observations des mélanges des oxydes de fer avec les autres minéraux sont très rares et, à ma connaissance, aucune étude statistique n'a été réalisée à ce sujet. Tout d'abord, aucun auteur ne mentionne de transport d'oxydes de fer en grains individualisés, ce qui fait penser que le mélange externe ne joue sans doute pas un rôle important. De plus, la couleur rouge des poussières minérales laisse penser que les oxydes de fer sont le plus souvent associés aux autres minéraux, car des grains de fer individualisés ne coloreraient pas l'ensemble des particules. La première hypothèse est donc de considérer que les oxydes de fer sont majoritairement transportés

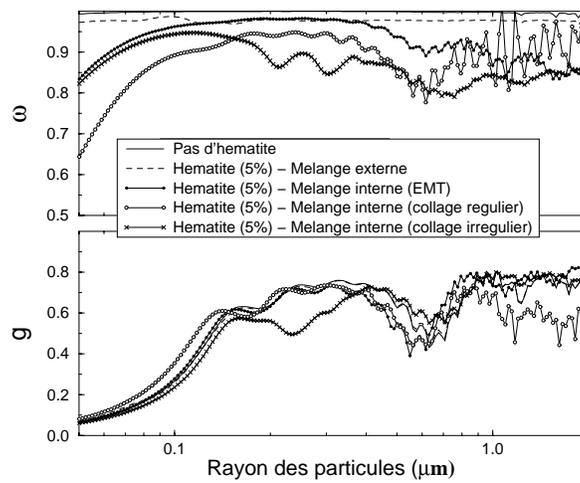


FIG. 3.9 – Albédo de diffusion simple, ω , et paramètre d’asymétrie, g , calculés à $0.550 \mu\text{m}$ pour des argiles et pour différents mélanges argiles (95 % en masse)-hématite (5 % en masse) en fonction de la taille des particules. Notons que l’axe des abscisses est limité à $2.0 \mu\text{m}$ car le calculateur à sphères excentrées devient instable au delà de cette valeur.

en mélange interne. La différenciation entre les différents types de mélanges internes est plus délicate. La comparaison du nombre d’études faisant référence à des collages- uniforme ou non- (Winchell et Miller, 1918, Prokopovich, 1954, Bain and Tait, 1977, Coudé-Gaussen et al., 1984, Guieu and Thomas, 1996) avec le nombre d’études évoquant des agrégats (Franzén et al., 1994) est favorable aux mélanges internes par collage. Cependant cette observation est largement insuffisante pour contraindre un modèle optique de mélange.

Pour bien comprendre l’association du fer avec les autres espèces, il convient de se pencher sur la formation de ces mélanges. Les grains de quartz d’origine éolienne ont souvent une surface altérée par des traces de chocs, ou anfractuosités, dans lesquels les oxydes de fer peuvent facilement se coller et former des “points rouges” visibles au microscope (Coudé Gaussen, 1989, p 207). Optiquement, il s’agit alors d’un mélange interne par collage disparate. Si l’érosion éolienne est vraiment intense, la surface des grains de quartz se recouvre d’écailles qui peuvent facilement être remises en solution et reprécipitées, ce qui forme un collage amorphe (“*coating*”) sur toute la surface des grains. Pendant ce processus, appelé “*glaçage*” des grains ou “*frosting*”, les oxydes de fer peuvent s’introduire dans la pellicule de surface et former ainsi un mélange interne par collage uniforme (Walker, 1979, Pye et Tsoar, 1987). Ces deux processus existent sans doute aussi pour les argiles, cependant la petite taille de ces composés a jusqu’ici empêché de vérifier clairement cette hypothèse. De plus, ces cycles de solubilisation-reprécipitation tendent souvent à former des agrégats argileux que les oxydes de fer (entre autres) cimentent parfois, formant ainsi un mélange interne par agrégation. Bien sûr, cette revue des processus est insuffisante pour contraindre un modèle optique de poussières, cependant elle montre que les mélanges par collage touchent toutes les tailles de particules tandis que les mélanges par agrégation ne concernent sans doute que les particules les plus fines. Puisque leurs propriétés optiques respectives sont significativement différentes, les trois types de mélange doivent donc être pris en compte pour modéliser les propriétés optiques des poussières.

3.5 Conclusions de ce chapitre et perspectives

Le but de ce chapitre était le développement d'un modèle microphysique des poussières permettant de réduire les grandes incertitudes qui pesaient sur le calcul de leur propriétés radiatives. Dans cette optique, j'ai montré qu'un module minéralogique comprenant cinq familles de minéraux (quartz, argiles, carbonates, sulfates et oxydes de fer) était suffisant pour représenter la variabilité radiative naturelle des poussières. La qualité des mesures des indices de réfraction des minéraux individuels et l'accord de cette approche avec la réalité physique des poussières encourage à utiliser un tel modèle. Ce schéma souffre néanmoins d'un certain nombre de limitations :

- Les mélanges des oxydes de fer avec les autres espèces sont très mal connus, or ils contrôlent complètement l'absorption d'énergie visible par les poussières minérales. Cette limitation est telle qu'elle réduit beaucoup la qualité du modèle optique "minéralogique". A l'heure actuelle, aucune étude quantitative ne permet de résoudre ce problème, et il est donc clair que de nouvelles mesures sur la forme des mélanges hématite-silicates sont nécessaires. De plus, les variations de la quantité de fer avec la taille des particules sont encore assez mal connues et de telles mesures seraient donc aussi intéressantes. Notons que ces mesures profiteraient aussi aux biogéochimistes pour le calcul de la solubilisation du fer dans l'océan.
- Les calculateurs impliqués dans cette étude ne sont pas toujours stables, en particulier pour les grandes tailles de particules, ce qui complique l'intégration des propriétés optiques avec la taille.
- La distribution atmosphérique des quatre minéraux choisis pour ce modèle optique minéralogique est inconnue et doit donc être modélisée. Un tel travail demande tout d'abord de connaître leur distribution à la source, c'est à dire à la surface des régions arides. C'est précisément cette distribution que je présenterai dans le chapitre suivant.

Notons que l'approche utilisée au cours de ce chapitre est directement applicable au problème des mélanges entre espèces minérales et espèces non-minérales. En particulier, il est clair qu'au cours de leur transport, les poussières désertiques s'associent à des sulfates, des sels de mer ou des particules carbonées qui sont susceptibles de modifier leur propriétés optiques de manière significative. A la différence des mélanges concernant uniquement les particules minérales, i.e. se mettant en place dans les sols, les associations minéraux-composés solubles se développent dans l'atmosphère et leur étude demande de connaître les processus de collage entre espèces. La bonne compréhension de ces phénomènes est un défi pour les années qui viennent.

Chapitre 4

Le développement de cartes mondiales de la minéralogie des surfaces érodables.

Dans le chapitre précédent, j'ai montré que seule une prise en compte de la minéralogie des poussières minérales serait capable de réduire les grandes incertitudes qui pèsent sur le calcul de leur effet radiatif. En particulier, cinq familles minérales (quartz, argiles, oxydes de fer, calcite et gypse) sont nécessaires à une bonne représentation des propriétés optiques des poussières. Cette nouvelle contrainte implique une modification profonde du modèle *off-line* présenté sur la Figure 2.1. En effet, ces cinq espèces minérales ne sont ni aussi abondantes dans les différentes zones arides, ni aussi sensibles à l'érosion éolienne, ni aussi faciles à transporter loin des régions sources, du fait de leur propriétés physico-chimiques notablement différentes. Parmi ces contraintes, le point le plus délicat est sans doute celui des concentrations de chacun des minéraux à la surface des déserts. Avant de pouvoir adopter une approche "minéralogique" globale, j'ai donc eu besoin de cartes globales indiquant la minéralogie des surfaces arides.

Cette exigence se heurte à l'absence de telles données, autant dans la communauté des climatologues que dans celle des géologues. D'une part, les différentes cartes de sol disponibles ne contiennent aucune information sur la minéralogie des sols, et les seules études s'y intéressant sont très qualitatives (Singer, 1995). D'autre part, les mesures de la minéralogie des poussières minérales sont peu nombreuses et rarement reliées à une zone désertique précise. Le développement de ces cartes des minéralogies fut donc une étape nécessaire de cette thèse. Elle est présentée dans ce chapitre.

De plus, comme on l'a vu en introduction, la minéralogie des poussières ne concerne pas que les études radiatives et peut également intéresser d'autres domaines scientifiques (chimie atmosphérique, biogéochimie, pédologie). Pour que la portée de cette étude ne se limite pas au calcul radiatif des poussières minérales, le nombre d'espèces étudiées est porté à huit au lieu des cinq désignées dans le chapitre précédent (partie 4.1). Ce travail est ensuite basé principalement sur un outil, la Carte Mondiale des Sols (CMS) distribuée par l'Organisation pour l'Alimentation et l'Agriculture (FAO) de l'Organisation des Nations Unies pour la Science, la Culture et l'Éducation (UNESCO), et sur une méthode bibliographique qui sont présentés dans la partie 4.2. Les cartes mondiales de minéralogie ainsi obtenues sont ensuite comparées avec les mesures faites sur des échantillons de poussières minérales (partie 4.3). Enfin, ce développement de cartes mondiales de la minéralogie a un certain nombre d'applications, en dehors des études radiatives, qui sont exposées dans la partie 4.4.

Ce chapitre est directement issu de l'article de Claquin et al. (1999a).

4.1 Précision sur le choix des minéraux étudiés

4.1.1 Quelques espèces minérales supplémentaires

A la fin du chapitre précédent, l'association des argiles, du quartz, des carbonates, des sulfates et des oxydes de fer était présentée comme suffisante pour représenter correctement les propriétés optiques des poussières minérales. En théorie, mon étude devrait donc se limiter à ces cinq espèces, mais afin que ce travail soit également utilisable pour la chimie atmosphérique, ou la paléoclimatologie, j'ai étendu le nombre d'espèces prises en compte.

Tout d'abord, parmi les argiles, j'étudierai séparément l'illite, la kaolinite et la smectite, bien qu'elles aient des propriétés optiques semblables. La kaolinite est une argile typique des régions tropicales arides alors que la smectite se forme préférentiellement dans les régions tempérées (Millot, 1964). Les rapports de la kaolinite et de la smectite avec l'illite, argile ubiquiste, donne donc une bonne indication sur le climat de la source des poussières et, à ce titre, ces rapports sont d'excellents indicateurs paléoclimatiques (Biscaye, 1965). De plus, ces trois différentes argiles ont des propriétés chimiques différentes : leur capacité d'échange cationique varie de la kaolinite (de 3 à 10 mEq.l⁻¹), à l'illite (15 à 40 mEq.l⁻¹), jusqu'à la smectite (autour de 80 mEq.l⁻¹). Enfin la smectite est une argile très hydrophile qui, potentiellement, peut s'introduire dans les gouttes d'eau et en modifier la chimie, notamment au travers du pH.

Dans cette étude, je tiens également compte des feldspaths pour la seule raison qu'ils représentent une fraction importante de la masse des aérosols minéraux.

Par contre, l'apatite, malgré son rôle intéressant dans la fertilisation de divers écosystèmes (Loÿe-Pilot, communication personnelle), est négligée dans cette étude. En effet, ce minéral ne représente, en masse, que quelques dixièmes de pourcents des sols désertiques et des particules minérales et n'est donc quasiment jamais mentionné dans les études minéralogiques.

En résumé, cette étude de la minéralogie des poussières minérales concerne les espèces suivantes : quartz, feldspaths, illite, kaolinite, smectite, calcite, gypse et oxydes de fer.

4.1.2 Taille des particules et fraction érodable

Une des principales limitations à l'étude pédologique de la composition des poussières atmosphériques repose sur la nécessité de définir une fraction érodable. En effet, la nature et la taille des particules arrachées dépend de la composition et de la granulométrie du sol, mais aussi de la force du vent et de l'humidité (qui cimente les agrégats d'argiles) (Alfaro, 1997, Alfaro et al., 1997). De plus, comme tous les minéraux étudiés ont des structures différentes et des tailles variées, la minéralogie des poussières atmosphériques évolue avec la distribution en taille car certaines espèces, plus lourdes, sédimentent préférentiellement. Par exemple, le quartz et les feldspaths se trouvent le plus souvent parmi les grosses particules tandis que les argiles sont en moyenne plus petites. Malheureusement, il n'existe pas suffisamment de mesures pour attribuer une taille spécifique (par exemple un rayon moyen) à chaque famille de minéraux, donc cette dépendance de la minéralogie selon la taille est traitée en séparant les particules fines (inférieures à 2 μm) des particules limoneuses (comprises entre 2 et 50 μm). Il est important de noter que les particules inférieures à 2 μm sont souvent désignées par le terme "argile", mais qu'elles sont ici appelées "particule fines" pour éviter toute confusion avec les argiles au sens minéralogique du terme. De plus, une différence fondamentale existe entre l'approche du géologue, qui analyse les minéralogies des sols après une séparation par voie humide ("*wet-sieving*") qui libère artificiellement les fines particules des agrégats, et mon approche focalisée sur la minéralogie des particules érodables, qui doit tenir compte de la présence éventuelle d'agrégats. Cependant, comme il n'existe actuellement aucune étude comparant les compositions minéralogiques des

sols secs à celle des sols séparés par voie humide, je considérerai que cette séparation par voie humide donne une approximation raisonnable de la minéralogie des particules érodées.

4.2 Outils et méthodes

4.2.1 Hypothèse de travail

La carte mondiale des sols (CMS) fut éditée par la FAO en 1974 puis digitalisée en 1995 (Zobler, 1986, FAO, 1995). Elle donne une distribution globale des sols qui demeure la plus complète à l'heure actuelle. Dans cette carte, les sols sont classés par "Types de Sols", définis selon des critères génétiques et physiques (taille des particules, épaisseur du sol, etc..) mais jamais minéralogiques. Mon hypothèse de travail est néanmoins que la composition des particules à la surface d'un sol dépend des propriétés physico-chimiques de ce sol et qu'il est donc possible d'associer une minéralogie moyenne à chaque type de sol. Une telle hypothèse devra, bien sûr, être contrôlée a posteriori. Notons toutefois que d'autres travaux, sur les sources de NO_3 par exemple, se sont fondés sur des bases similaires. Une limitation spécifique à mon étude vient cependant de l'importance des dépôts éoliens dans les régions arides intéressantes. Par définition, ces dépôts ne sont jamais un critère sélectif lors de l'analyse d'un sol (sauf dans le cas des dunes de sables, FAO, 1974). Cet aspect est négligé dans cette étude.

4.2.2 La base de données sur la minéralogie des surfaces arides (BDMSA)

Avant d'établir une correspondance entre chaque type de sol et une minéralogie moyenne, une étude bibliographique était nécessaire afin de récolter une base de données sur la minéralogie des surfaces arides. Les références des articles utilisés dans cette base de données sont données sur la Table 4.1. Ce travail fut rendu nécessaire car aucune des bases de données existantes (SOTER (*SOils and TERrain database*), USDA (*United States Department of Agriculture*, FAO) ne contient d'information sur la minéralogie des sols, essentiellement parce que les procédures classiques d'analyse des sols ne requièrent jamais d'analyses minéralogiques (FAO, 1974, FAO, 1995, USDA, Batjes, 1995).

En conséquence, les travaux dont on dispose utilisent des procédures assez variées, qui ne sont souvent que qualitatives et négligent parfois des minéraux comme le gypse, la calcite ou les oxydes de fer. Trois critères de sélection sont choisis pour constituer la BDMSA : (1) les échantillons analysés doivent venir des 20 premiers centimètres d'un sol d'une région aride (voir plus loin la définition de l'aridité), (2) les 8 minéraux sélectionnés doivent tous être analysés quantitativement, (3) les particules fines et les particules limoneuses doivent être traitées séparément. Pour être considérés comme étant arides, les échantillons doivent recevoir moins de 200 mm de précipitation par an. Cette définition fut également utilisée par Tegen et Fung (1995) pour définir les régions érodables, et correspond aux zones ayant un indice infrarouge de végétation (NDVI) inférieur à 0.03, donc quasi dépourvues de couverture végétale.

Telle que je l'ai réalisée, la sélection de la BDMSA se heurte à deux difficultés :

- l'utilisation d'un critère climatologique est en contradiction avec la structure même de la CMS. En effet, historiquement, lors de la mise en place de la CMS (FAO, 1974), la synthèse réalisée entre les différents systèmes de classification des sols (principalement américains, russes, français et israéliens) mit à l'écart les critères de sélection climatologiques. Par exemple, un sédiment lacustre du désert du Kalahari (Namibie) est un Arénosol Cambique au même titre qu'un sol forestier sous les pins en Espagne. Les cartes obtenues par cette méthode seront donc susceptibles de couvrir des régions non arides.

Classes de Sol	Types de Sol		Références
Lithosols	I	I	Dan et al. (1981), Alaily (1987), Jahn (1988) Hseung and Jackson (1952).
Fluvisols	J	Calcique	Jc Dan et al. (1981), Al-Rawi et al. (1969), Abtahi (1980), Shadfan and Mashady (1985) FAO (1974)
		Eutrique	Je El-Attar and Jackson (1973), USDA (1998), FAO (1974).
Arénosols	Q	Cambique	Qc Stace et al. (1968), Shadfan and Mashady (1985), FAO (1974)
		Ferralique	Qf FAO (1974), Møberg (1991).
		Luvique	Ql FAO (1974), Møberg (1991).
Régosols	R	Calcarique	Rc Dan et al. (1981), Stace et al. (1968), Shadfan and Mashady (1985), USDA (1998), FAO (1974)
		Dystrique	Rd USDA (1998)
		Eutrique	Re Jahn (1995), FAO (1974).
Solonetz	S	Orthique	So Stace et al. (1968), Alaily (1987), Abtahi (1977) USDA (1998), FAO (1974).
Vertisols	V	Chromique	Vc Stace et al. (1968), FAO (1974), Özkan and Ross (1979), Beavington (1978)
Xérosols et Yermosols	X	Haplique	Xh USDA (1998), Stace et al. (1968), Alaily (1987), Southard and Southard (1985), FAO (1974).
		Calcique	Xk FAO (1974), Stace et al. (1968), Dan et al. (1981), Southard and Southard (1985), Gharaee and Mahjoory (1984), USDA (1984).
		Luvique	Xl Stace et al. (1968), Dan et al. (1981), Al-Rawi et al. (1969) USDA (1984), FAO (1974).
		Takyrique	Yt FAO (1974), Blume and Petermann (1979).
		Gypsique	Yy Shadfan and Mashady (1985), FAO (1974).
Solontchaks	Z	Gleyique	Zg Dan et al. (1981).
		Orthique	Zo Dan et al. (1981), Abtahi (1977), FAO (1974).
		Takyrique	Zt Dan et al. (1981), FAO (1974).
Dunes de Sable	SD	SD	Rognon et al. (1989), Gomes (1990), Lanchaster (1989).
Salines	ST	ST	Rognon et al. (1989), Gomes (1990), Breuniger et al. (1989), Coudé-Gaussen (1989).

TAB. 4.1 – Liste des 25 Types de Sol cartographiés dans cette étude et des références utilisées pour calculer leur minéralogie moyenne.

- les études minéralogiques de la BDMSA proviennent directement de l'étude bibliographique et ne peuvent être soumis à aucun filtrage statistique. Cette limitation est inhérente à la méthode et ne peut donc être évitée sans faire de larges approximations (par exemple, il serait possible de pondérer chacune des minéralogies introduite dans la BDMSA par la surface du désert qu'elle est sensée représenter). Le seul moyen de limiter la portée de cette approximation est d'augmenter le nombre et la couverture géographique des échantillons pris en compte, ainsi dans la BDMSA on compte 239 exemples de sols venant d'Afrique, des USA, du Moyen-Orient, d'Australie, de Chine, d'Israël, d'Iran, d'Irak et d'Inde.

En plus des 8 espèces minérales décrites précédemment, la BDMSA comprend des informations sur la couleur et la granulométrie (particules fines, limoneuses ou sableuses) des sols. Toutes ces espèces sont le plus souvent décrites soit pour les fractions fines, soit pour les particules limoneuses, à l'exception de la calcite, qui est souvent analysée par réaction avec HCl sur le sol total avant toute autre analyse.

4.2.3 La Table Minéralogique Moyenne (TMM)

En moyennant tous les exemples de minéralogies de sols présents dans la BDMSA, on peut calculer une minéralogie moyenne pour chaque Type de Sol de la BDMSA. La table qui contient ces valeurs moyennes est appelée Table des Minéralogies Moyennes (TMM).

La BDMSA permet de calculer une minéralogie moyenne dans 80% des cas (un cas étant la quantité d'un minéral pour un sol type). Les minéralogies moyennes sont alors évaluées de manière arithmétique ou géométrique selon la distribution des échantillons. Pour les 20% de cas restant, les minéralogies sont évaluées par des relations empiriques. Il est assez classique d'utiliser des relations analytiques pour retrouver la minéralogie des sols (Nettleton and Brasher, 1983). Quatre relations sont utilisées dans cette étude.

Les deux premières, qui furent tirées de la BDMSA, relient respectivement les répartitions de calcite dans les particules fines et dans les limons à la quantité de particules fines et de limons (Figure 4.1). Comme l'ont décrit Gomes (1990) et Khalaf (1985), la pente de cette relation est plus forte pour les limons car la calcite forme le plus souvent des grains de l'ordre de la dizaine de microns. Une troisième relation, également tirée de la BDMSA, relie la distribution du quartz et des feldspaths dans les limons au rapport limon/sable (Figure 4.2). La quantité de quartz dans les limons diminue quand le rapport limon/sable augmente car les grains de quartz sont habituellement plus gros que les feldspaths.

La quatrième relation, qui vient de la littérature et non pas de la BDMSA, donne la quantité d'hématite dans le sol en fonction du rapport de rougeur ("*redness ratio*") du sol (Torrent et al., 1983, Figure 4.3). Pour comprendre la signification de ce rapport de rougeur, il faut savoir que la couleur d'un sol est toujours définie selon le système de Munsell (Munsell Inc., 1998) à trois dimensions : la teinte (*Hu*, *hue*), qui est, pour les sols, rouge (R ou H=5), rouge-jaune (YR ou H=15) ou jaune (Y ou H=25), l'intensité (*Va*, *value*), qui vaut 0 pour le noir et 10 pour le blanc, et la pigmentation (*Ch*, *chroma*), qui va de 0 pour une couleur neutre (proche du gris) à environ 20 pour une couleur très vive. Sur le terrain, les pédologues disposent de tables de Munsell qui leur permettent d'attribuer rapidement une couleur à chaque sol. Le rapport de rougeur, *RR*, fut défini par Torrent et al. (1980) comme :

$$RR = \frac{(10 - Hu)Ch}{Va} \quad (4.1)$$

RR est naturellement relié à la quantité d'hématite du sol car ce minéral a une couleur rouge très vive alors que les autres composants du sol sont souvent blancs (autres minéraux) ou noirs (matière organique), et ne jouent donc pas sur *RR*. Bien que cette relation ait été mise en

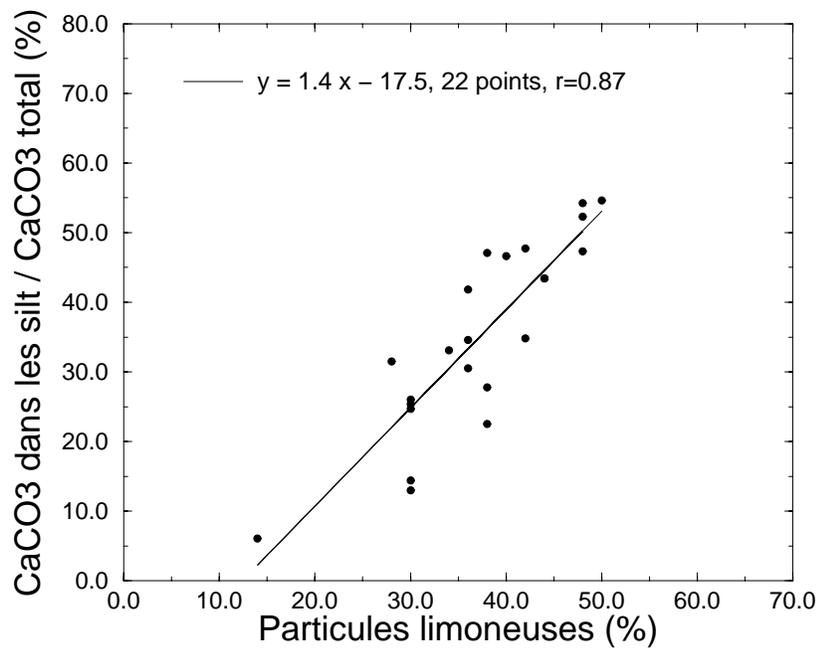
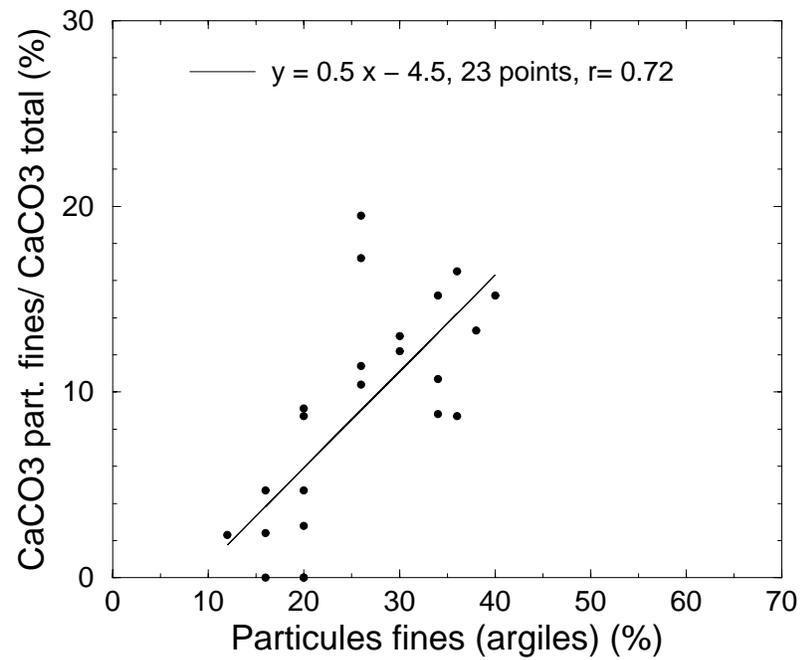
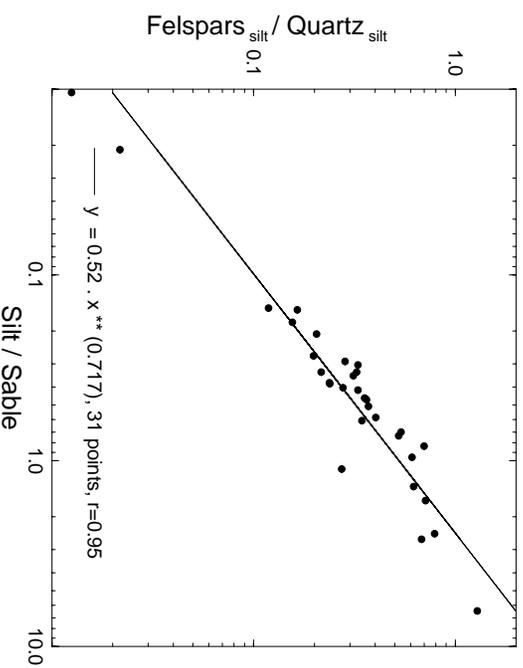


FIG. 4.1 – Relations empiriques tirées de la BDMSA entre la proportion de la calcite totale présente parmi les particules fines (haut) et parmi les limons (bas) et la proportion relative de particules fines (haut) et de limons (bas). Cette relation est utilisée dans le cas des sols dont la quantité de calcite est évaluée avant l'estimation de la taille des particules.

FIG. 4.2 – Relation empirique entre le rapport limons/sable à la surface des régions arides et le rapport feldspaths/quartz dans la fraction limonneuse. Cette relation, établie à partir de la BDMSA, est utilisée dans les cas où les compositions en quartz et feldspaths de la fraction limonneuse sont inconnues.



évidence pour des sols parfois humides (Brésil, Portugal), je toutefois qu'elle reste valable pour les sol secs.

4.2.4 De la Carte des Sols du Monde de la FAO aux cartes minéralogiques

Pour chaque maille de $5^\circ \times 5'$, la Carte des Sols du Monde (CMS) donne un assemblage de types de sols et de granulométries qui peut être convertis en minéralogie grâce à la TMM. Les quantités de particules fines et de particules limoneuses sont obtenues après une pondération par leur masse respective. Les sols définis précédemment comme “non-désertiques” sont ignorés lors de ce calcul. De plus, comme ces cartes sont principalement destinées aux modèles globaux, elles ont été mises à l'échelle $1^\circ \times 1^\circ$.

4.3 Résultats et discussion

4.3.1 La table minéralogique moyenne

La Table Minéralogique Moyenne (TMM) est présentée sur le tableau 4.2. Avant tout, les pédologues remarqueront que les Yermosols (Y) sont classés avec les Xérosols (X) car ces deux classes de sols diffèrent sur des critères granulométriques qui se sont révélés sans influence pour la minéralogie. Comme une discussion exhaustive des 21 types de sols classés dans la TMM mènerait trop loin, seul deux types sols représentatifs de la TMM sont ici discutés : les Xérosols Calciques (Xk) et les Dunes de Sable (SD), qui représentent à eux deux près du quart des zones arides potentielles. Les Xérosols Calciques (Xk) se développent en régions arides au dessus des terrains calcaires et sont très fréquents dans le Nord du Sahara. Les Dunes de Sable représentent à la fois les sables en mouvement (aussi appelées “Erg”), mais aussi les dunes stabilisées. Leur minéralogie, en particulier pour les particules fines, est très rarement étudiée par manque d'intérêt agricole (FAO, 1974).

Pour ces deux types de sol, l'illite est le minéral dominant dans les particules fines (57% pour les Xk et 50% pour les SD, voir dans la Table 4.2), mais les écarts types diffèrent notablement (24% pour les Xk et 12% pour les SD). Comme mentionné précédemment, les mesures associées

Types de Sol	Particules fines					Particules limoneuses					N	A
	Ill	Kao	Sme	Cal	Qua	Qua	Fel	Cal	Hem	Gyp		
Moyenne I	40	20	29	4	7	53	40	6	1	1	6	7
<i>Ecart Type</i>	13	18	17	4	3	14	12	6	1	1		
Moyenne Jc	22	9	46	11	12	31	39	30	0	1	10	2
<i>Ecart Type</i>	4	3	13	2	3	2	4	3	0	1		
Moyenne Je	18	23	55	1	3	86	10	2	1	2	12	1
<i>Ecart Type</i>	10	11	19	1	2	13	5	2	1	1		
Moyenne Qa	21	53	21	0	4	84	15	0	1	1	1	6
<i>Ecart Type</i>	8	11	5	0	2	25	14	0	0	1		
Moyenne Qc	16	66	5	1	11	82	14	1	4	1	5	10
<i>Ecart Type</i>	3	34	4	1	7	25	14	1	2	1		
Moyenne Qf	23	48	23	1	5	84	15	1	1	1	2	3
<i>Ecart Type</i>	8	11	5	1	2	25	15	1	1	1		
Moyenne Ql	10	78	3	1	9	70	22	1	7	1	3	1
<i>Ecart Type</i>	1	5	2	1	2	8	13	1	2	1		
Moyenne Rc	42	39	9	4	7	75	19	3	3	1	19	8
<i>Ecart Type</i>	2	2	5	2	3	2	4	3	0	1		
Moyenne Re	32	53	10	1	5	59	38	1	2	1	6	4
<i>Ecart Type</i>	6	21	4	1	1	15	12	1	1	1		
Moyenne So	37	32	17	6	7	71	23	4	2	1	19	3
<i>Ecart Type</i>	2	6	5	4	2	15	6	4	2	1		
Moyenne Vc	16	27	48	4	5	31	62	3	4	1	24	7
<i>Ecart Type</i>	2	14	4	2	3	7	12	3	4	1		
Moyenne Xh	20	54	22	1	3	73	24	1	2	1	30	14
<i>Ecart Type</i>	3	23	9	1	2	13	10	1	2	1		
Moyenne Xk	57	13	16	11	3	78	7	14	2	1	34	11
<i>Ecart Type</i>	24	4	4	3	2	18	4	4	2	2		
Moyenne Xl	45	20	20	7	7	70	23	5	2	1	39	3
<i>Ecart Type</i>	14	5	5	4	2	15	7	5	2	1		
Moyenne Xt	21	51	21	3	5	16	80	4	1	1	2	1
<i>Ecart Type</i>	6	9	4	2	2	3	13	4	1	0		
Moyenne Xy	27	18	40	8	7	57	26	16	0	6	11	1
<i>Ecart Type</i>	6	3	3	4	3	8	7	4	0	6		
Moyenne Zg	16	32	24	21	5	51	28	20	0	15	2	0
<i>Ecart Type</i>	4	6	3	13	2	16	11	8	0	10		
Moyenne Zo	31	6	46	11	7	34	43	22	1	6	8	1
<i>Ecart Type</i>	5	4	9	6	1	10	12	17	0	6		
Moyenne Zt	25	33	25	10	6	22	66	12	0	1	3	0
<i>Ecart Type</i>	6	9	4	4	2	5	12	7	0	1		
Moyenne SD	50	9	26	1	14	92	6	1	1	1	8	12
<i>Ecart Type</i>	12	5	6	1	4	3	3	1	1	1		
Moyenne ST	39	4	26	29	1	5	1	93	1	26	14	3
<i>Ecart Type</i>	12	3	18	3	1	4	1	27	1	10		

TAB. 4.2 – Table minéralogique moyenne relative (en %). La composition moyenne de l’illite (Ill), la kaolinite (Kao), la smectite (Sme), la calcite (Cal), le quartz (Qua), les feldspaths (Fel), l’hématite (Hem) et le gypse (Gyp) sont données pour les particules fines (normalisées à 100%) et pour les particules limoneuses (normalisées à 100%). Pour chaque Type de Sol, le nombre d’échantillons étudiés (N) et l’aire couverte (A) (en pourcentage de toutes les zones arides potentielles) sont indiquées. Les moyennes sont calculées de manière arithmétique sauf pour la calcite, le gypse et l’hématite, où il s’agit de moyenne géométrique (l’écart type géométrique est donné

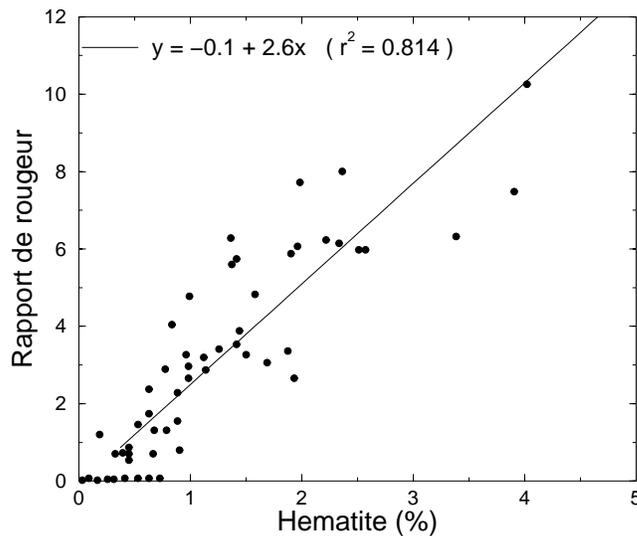


FIG. 4.3 – Corrélation entre le rapport de rougeur du sol (RR) et son contenu en hématite établie pour des sols européens. Ce graphique est extrait de l'article de Torrent et al. (1983).

à ces valeurs moyennes ne furent pas choisies selon un quelconque schéma statistique et ne représentent donc que les mesures disponibles. Il est donc difficile de savoir à quel point ce jeu de données est représentatif de chaque Type de Sol et à quel point cela influence la dispersion des résultats. Cependant, comme 34 études géographiquement bien réparties furent utilisées pour les Xk alors que seules 12 études limitées à l'Afrique ont servi pour les SD, les valeurs obtenues sont sans doute plus robustes pour les Xk que pour les SD. L'importance des écarts types obtenus a sans doute deux causes principales : la grande incertitude associée aux mesures de minéralogie et la variabilité naturelle de la minéralogie d'un type de sol donné. En effet, la minéralogie des sols fut pendant longtemps évaluée de manière semi-quantitative (méthode infrarouge) et les indications sont donc souvent assez approximatives (par exemple : "quartz : dominant"). Les mesures plus récentes sont données avec plus de précision. Le problème de la variabilité interne de la minéralogie des Types de Sol est plus sérieux car il met en danger l'hypothèse de base de ce travail : si la variabilité naturelle de la composition des Types de Sol est trop large, alors il est vain de définir une minéralogie moyenne pour chacun d'entre-eux. Pour contrôler l'influence de cette variabilité, j'ai évalué le rapport entre l'écart type et la valeur moyenne pour toute la TMM. Ce rapport vaut, en moyenne, 0,3, ce qui souligne la limite de cette approche. La TMM est cependant d'une qualité suffisante pour qu'une première estimation de la minéralogie des poussières atmosphériques soit possible.

4.3.2 Les cartes minéralogiques

Les cartes globales de la minéralogie des surfaces arides sont présentées sur la Figure 4.4. Cette étude étant la première en la matière, il n'est pas aisé de juger la qualité de ces cartes. La validité de ce travail peut être envisagée de deux manières : d'un point de vue qualitatif en observant si les grandes structures et la répartition globale sont raisonnables et conformes aux idées classiques, et d'un point de vue quantitatif, en comparant les minéralogies obtenues dans les sols à celles mesurées sur les poussières atmosphériques. La comparaison directe avec des minéralogies de sols n'apporterait pas une validation rigoureuse car toutes les mesures disponibles sont déjà introduites dans la BDMSA.

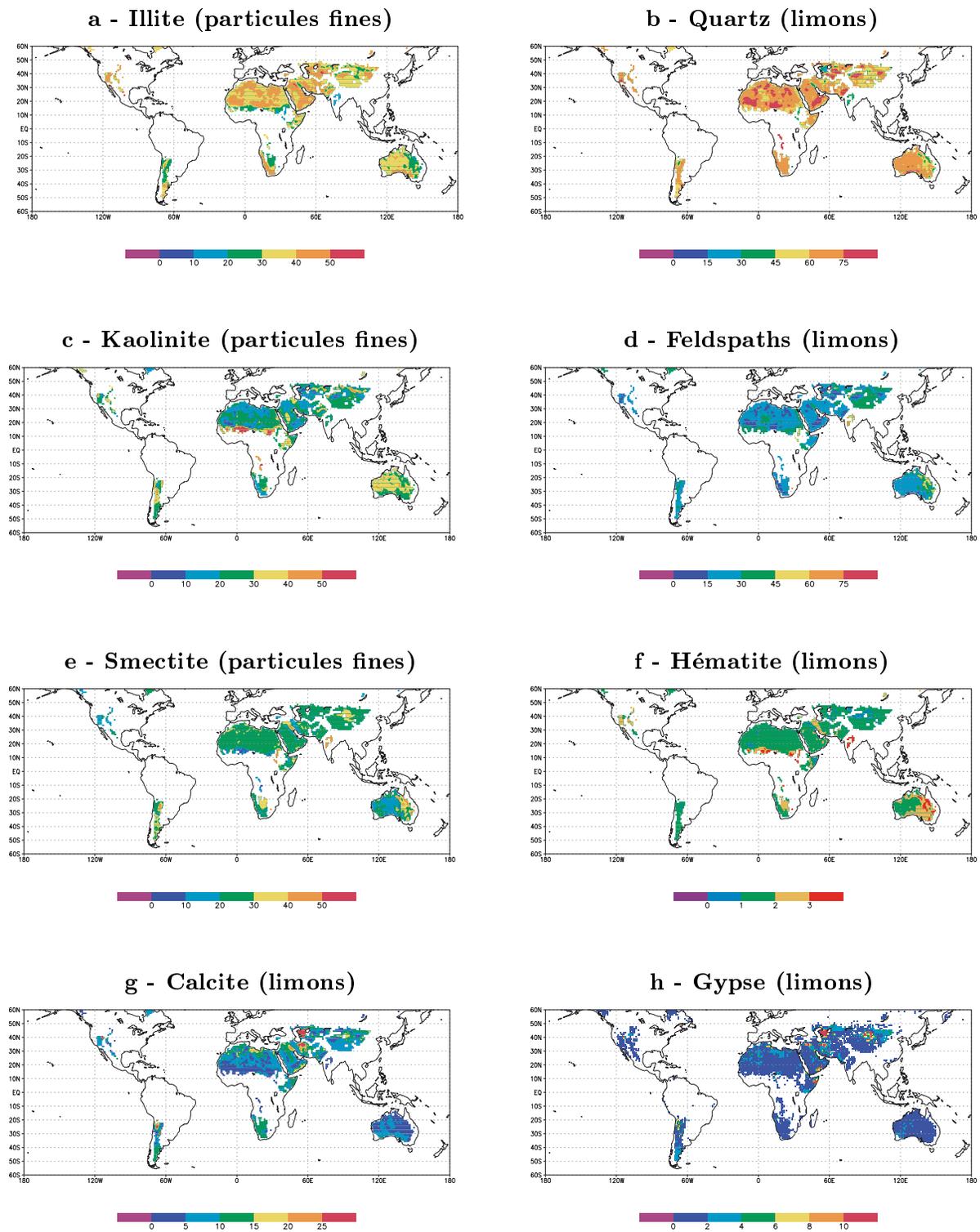


FIG. 4.4 – Quantité (en pourcentage de la masse) d'illite (a), de kaolinite (c) et de smectite (e) dans les particules fines ($< 2 \mu\text{m}$), et de quartz (b), de feldspaths (d), d'hématite (e), de gypse (g) et de calcite (h) dans les limons (2 à 50 μm) à la surface des zones arides.

Estimation qualitative

Qualitativement, les cartes minéralogiques obtenues sont en bon accord avec les idées pédologiques classiques.

L'illite et le quartz sont des minéraux ubiquistes dans les sols (Millot, 1964, Singer, 1988, Singer, 1997), ce qui apparaît aussi sur les cartes 4.4-a et 4.4-b, où les concentrations sont toujours supérieures à 25%. L'illite atteint des concentrations maximales, autour de 50% des particules fines, dans le Sahara ou le sud de l'Arabie Saoudite. Ce résultat est cependant en désaccord avec les observations de Chester et al. (1972) et Caquineau (1996) qui observèrent des concentrations d'illite supérieures à 50% au dessus de l'Atlantique. Cette différence peut notamment être expliquée par un fractionnement des minéraux pendant l'émission des particules, phénomène évoqué en détail ci-dessous. La kaolinite se forme prioritairement dans des conditions d'hydrolyse typiques des régions humides et chaudes, ce qui se retrouve très nettement sur la carte 4.4-c : les concentrations de kaolinite sont basses au nord de l'Afrique et augmentent vers le Sahel conformément aux études de Millot (1964). De même, l'hématite se forme dans des conditions d'hydrolyse comparables à celles de la kaolinite, et leur distributions respectives se ressemblent donc (Figure 4.4-f). Les concentrations de smectite sont généralement basses, sauf à la surface des Vertisols (V) (voir la Figure 4.4-e), sols participant peu aux émissions globales de poussières car assez propices à la végétation (ex : Inde, sud Soudan). La calcite se retrouve surtout au dessus des substrats calcaires (Nord de l'Afrique, vallée de l'Euphrate), ce qui peut être rapproché de son utilisation fréquente comme un traceur nord-saharien (Coudé-Gaussen et al., 1987, Schütz et Sebert, 1987, Khalaf et al., 1985). Le gypse est principalement confiné aux zones d'intense évaporation (sebkas africaines, zone entre la mer d'Aral et la mer Caspienne).

Estimation quantitative

L'estimation quantitative de la validité de mes résultats ne peut être faite qu'en comparant les minéralogies des sols avec celles observées sur des échantillons de poussières atmosphériques. Pour être utilisables, les études réalisées sur les poussières doivent être faites de manière quantitative pour les particules fines et/ou les limons, et doivent surtout être associées à une région source précise. Cette dernière condition limite nettement le nombre de mesures disponibles dans la littérature car pendant longtemps aucune technique ne permettait de retrouver l'origine d'un échantillon de poussières prélevé loin des régions arides. Deux types de mesures sont donc utilisables : les mesures anciennes, quand elles sont faites suffisamment près d'une région aride (par exemple, Prospero et Bonatti, 1968, au large du désert de l'Atacama) et les mesures plus récentes, qui peuvent être accompagnées d'une étude de rétro-trajectoires qui identifie la source (Caquineau, 1997, Merrill et al., 1994, Avila et al., 1997, Avila et al., 1998). Ces études de rétro-trajectoires ont basées sur une inversion des modèles de transport et ne sont donc pas dépourvues d'incertitudes (Bousquet, 1997). Les zones couvertes par ces deux types d'études couvrent 10% des zones arides (Figure 4.5).

Une limitation à ma démarche vient du fait qu'aucune de ces études n'est associée à une détermination de la taille des particules, alors que celle-ci est intimement liée à la composition des particules (des études précises reliant la taille des particules à leur minéralogie peuvent être trouvées dans Glaccum et Prospero (1980), Khalaf et al. (1985) et Delany et al. (1967), mais sans détermination de l'origine des poussières). Il est donc impossible de comparer directement ces travaux à mes compositions de sols car les proportions de particules fines et de particules limoneuses sont alors inconnues. Pour limiter ce problème, la comparaison modèle-données n'est pas directement faite pour les quantités de minéraux mais pour les rapports de masse entre espèces minérales de taille comparable. Ces rapports sont supposés ne pas beaucoup varier

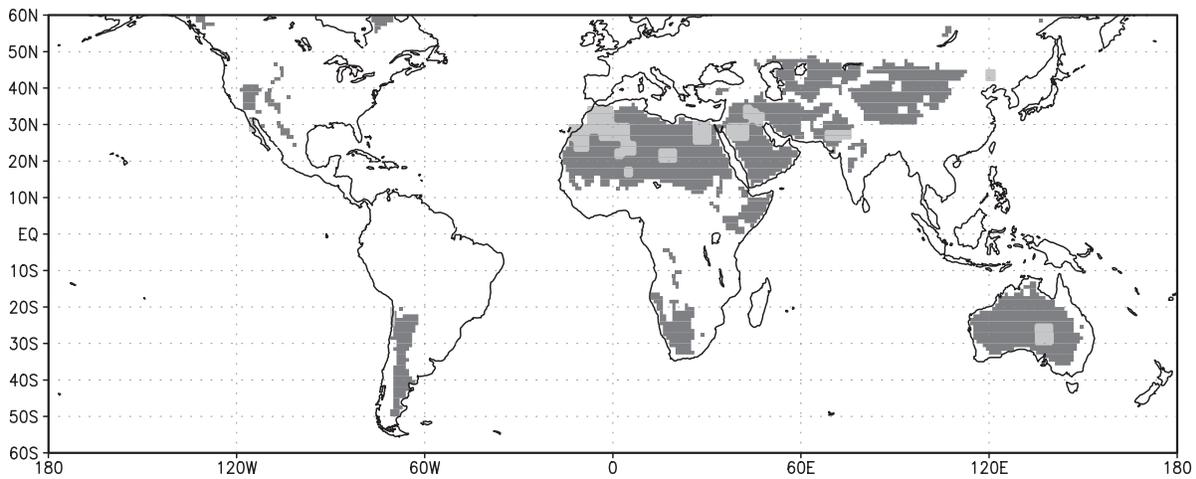


FIG. 4.5 – Les zones en gris clair sont celles pour lesquelles une estimation de la minéralogie de surface a été faite, via les mesures faites sur les poussières atmosphériques. Ces zones sont issues des travaux de Caquineau (1997), Avila et al. (1997), Ganor et Foner (1996) pour l’Afrique et le proche Orient, Prospero et Bonatti (1969) pour la côte est du Pacifique, Khalaf et al. (1985) pour l’Arabie Saoudite, Merrill et al. (1994) pour la Chine et la Californie, et Kiefert et al. (1996) pour l’Australie. Les minéralogies de ces différentes zones sont utilisées pour valider mon travail.

avec la taille moyenne des particules. Quatre rapports furent choisis : un pour les particules fines, illite/kaolinite (I/K), et trois pour les particules limoneuses, calcite/quartz (C/Q), feldspaths/quartz (F/Q), et hématite/quartz (H/Q). Les rapports gypse/quartz et smectite/illite ne sont pas étudiés par manque de points de validations.

Le rapport illite/kaolinite caractérise bien les particules fines d’un sol, il fut utilisé par Caquineau et al. (1998) au Sahara comme un traceur des sources de poussières et est souvent mesuré (17 points dans mon étude). La corrélation entre les mesures atmosphériques et ces résultats peut être considérée satisfaisante, excepté pour les valeurs extrêmes des rapports I/K (au dessus de 5 ou en dessous de 0.2, Figure 4.6a). Ceci souligne que ma carte reproduit mal les cas où l’illite ou la kaolinite sont très majoritaires dans la fraction fine des poussières atmosphériques. Cette limitation dans mes résultats pourrait être due aux deux facteurs suivants. Tout d’abord, ma méthode est basée sur des moyennes ce qui a toujours tendance à gommer les cas extrêmes et donne une certaine inertie aux résultats. De plus, les mesures de Gomes (1990) et de Schütz et Sebert (1987) ont mis en évidence une évolution de la composition des argiles entre le sol et les aérosols lors de l’émission des poussières avec en particulier une diminution du rapport I/K. Dans ces deux études, aucun mécanisme ne fut évoqué pour expliquer ce fractionnement et il est donc difficile de savoir s’il s’agit juste d’artéfacts de mesure ou si les propriétés physiques (taille, forme, hygroscopicité, adhérence) peuvent expliquer cette évolution.

Le rapport calcite/quartz (C/Q) est classiquement utilisé comme un traceur des sources nord-Sahariennes de poussières. Les mesures utilisables pour mon étude sont rares (5 cas) mais couvrent une large gamme de valeurs (C/Q de 0.04 à 2) bien reproduite dans la carte (voir Figure 4.6b). Ce bon accord doit cependant être pris avec précaution car la concentration en calcite dans les poussières est sensée augmenter lors de l’émission (Gomes et Gillette, 1993) puis diminuer pendant le transport comme la calcite est lentement dissoute. De nouvelles mesures sont donc nécessaires afin de mieux comprendre, puis quantifier l’évolution de la quantité de calcite dans les panaches de poussières.

De la même manière, le rapport feldspaths/quartz (F/Q) est rarement mesuré de manière satisfaisante (7 points, Figure 4.6c). La corrélation entre les valeurs est relativement faible ($r=0.7$),

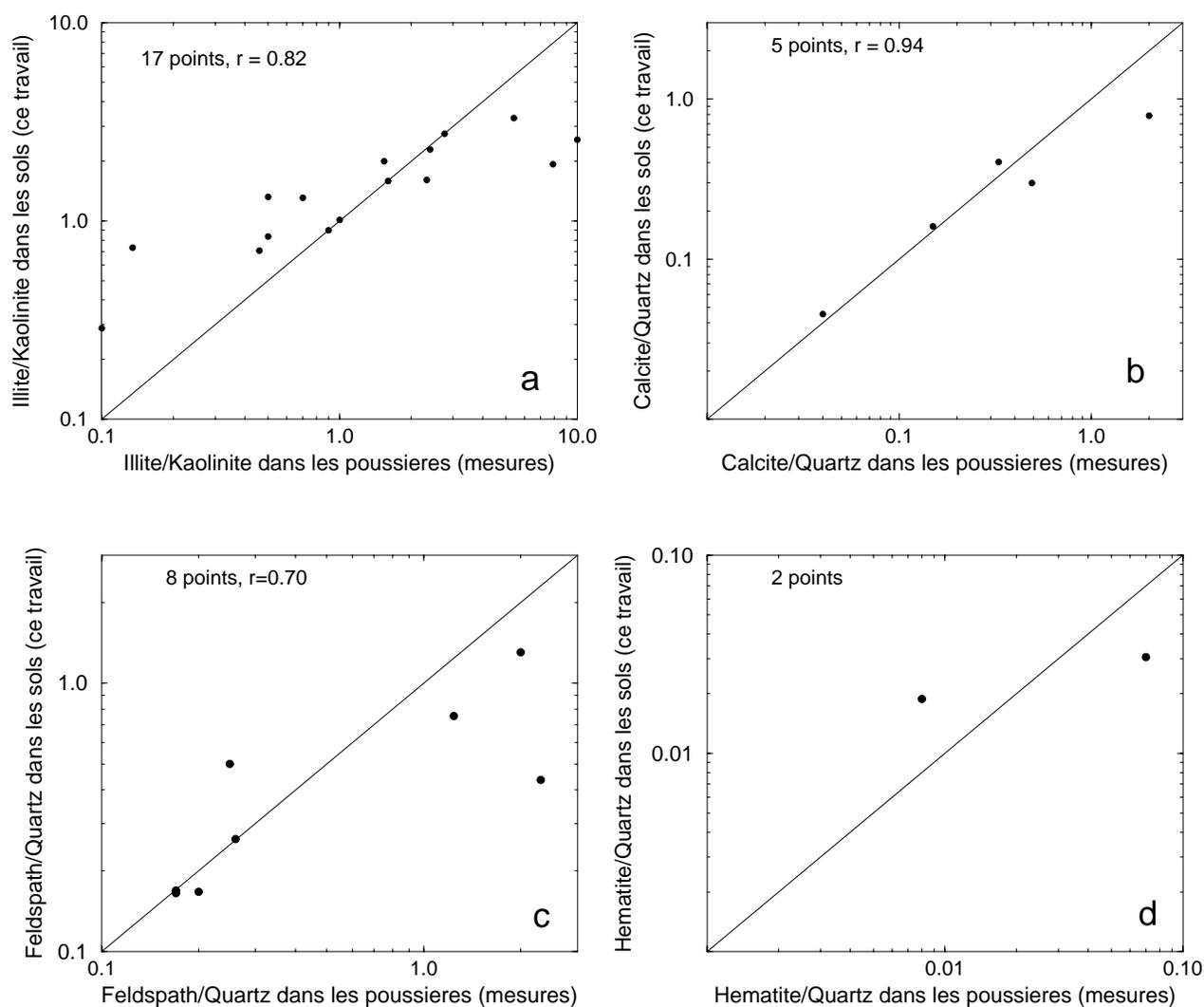


FIG. 4.6 – Corrélations entre la minéralogie des sols désertiques telle qu'elle a été évaluée dans cette étude, et la minéralogie des échantillons de poussières dont l'origine géographique est connue. La taille des particules n'est jamais connue, c'est pourquoi on s'intéresse aux rapports des minéraux ayant des tailles comparables.

sans doute parce que mon point de vue - basé sur l'existence d'un lien entre les propriétés physico-chimiques du sol avec la minéralogie de la surface- est peu adapté aux feldspaths, minéraux dont les propriétés physiques et chimiques sont proches de celles du quartz. La qualité de mes résultats est d'autant plus difficile à évaluer que la distribution géographique des feldspaths dans les sols n'a jamais été discutée, même qualitativement. Dans ce contexte, ces cartes sont sans doute, à l'heure actuelle, les plus adaptées à l'étude des feldspaths atmosphériques à grande échelle.

Le dernier rapport, hématite/quartz (H/Q), ne fut mesuré que dans deux études et l'évaluation de la qualité de la carte est donc impossible. Le nombre restreint de mesures est principalement dû à la faible cristallinité de l'hématite (qui rend sa détection par diffraction X difficile, voire impossible, Gaudichet, communication personnelle) et aux faibles concentrations des oxydes de fer dans les aérosols. L'importance cruciale des oxydes de fer pour l'optique atmosphérique et les cycles biogéochimiques (voir chapitre précédent) implique donc que de nouvelles mesures des quantités de hématite soient effectuées et que de nouvelles méthodes (par exemple, satellite, grâce aux imageurs à hautes résolution spectrale comme l'instrument SCHIAMACHY, qui sera installée sur la plate-forme ENVISAT) soient développées.

4.4 Conclusions et perspectives

Ces cartes de la minéralogie des surface érodables sont les premières du genre et seront donc utilisées dans la suite de cette thèse pour simuler la répartition atmosphérique des minéraux. Cependant, plusieurs options sont envisageables pour améliorer la connaissance de la minéralogie des surfaces arides :

- Tout d'abord, ce travail devra être étendu à d'autres espèces. Par exemple, l'apatite (phosphate) et la magnétite sont des minéraux importants pour la biogéochimie et la sédimentologie, mais dont les concentrations sont trop faibles pour qu'on puisse les évaluer par cette méthode. De plus, les espèces organiques fréquemment transportées avec les particules minérales devraient aussi être incluses dans ces cartes. Ces composants sont encore mal connus mais leur rôle biologique (dissémination des espèces, transport des maladies, etc), chimique (à propos de l'importance chimiques des particules organiques dans l'atmosphère, voir Kennedy et Bussaca, 1998) et radiatif (rôle encore mal connu) justifient qu'on leur accorde plus d'importance.
- En liaison avec la remarque précédente, cette méthode bénéficiera sans doute grandement de l'effort actuel des pédologues pour étendre la légende de la CMS en une Base de Données des Terrains et des Sols (SOTER, voir Scholes, 1995, Batjes, 1995, Nachtergaele, 1998). En effet l'inclusion de nouveaux paramètres comme le pH ou les conditions climatiques de la formation des sols permettra certainement de mieux cerner la pédogénèse des sols et donc leur minéralogie.
- Parallèlement, la mise en oeuvre de méthodes satellite pourrait grandement améliorer la quantification d'espèces comme les oxydes de fer. Leur très forte absorption dans l'ultraviolet lointain (entre 0.2 et 0.3 μm) constitue une signature spectrale sans doute identifiable dans les réflectances des sols, malgré la difficulté à corriger précisément l'influence de l'atmosphère gazeuse dans ce domaine.
- De plus, il serait intéressant d'étendre ces cartes aux régions non-arides. Les surfaces cultivées des régions tempérées subissent une érosion éolienne, bien plus faible que dans les zones arides, mais néanmoins non négligeable. Par exemple, les aérosols prélevés en Mer Baltique ont une composante terrigène quasi-permanente et donc davantage que zones cultivées du Nord de l'Allemagne qu'à d'épisodiques panaches Nord-africains. Le rôle chimique des minéraux des surfaces cultivées justifierait une détermination et une modélisation de leur composition.

Chapitre 5

Le développement d'une formulation globale simple de l'érosion des sols.

Le travail précédent sur la minéralogie des sources de poussières permet, en théorie, de calculer la distribution spatio-temporelle des différentes espèces minérales. Le modèle d'érosion permettant de faire le lien entre ces cartes "minéralogiques" et le transport atmosphérique souffre cependant de quelques limitations exposées dans le chapitre 2. En effet, deux approches incomplètes de l'érosion des sols sont disponibles : les modèles simples (MS), qui négligent toute influence des propriétés du sol sur les émissions (voir Joussaume, 1990, Tegen et al., 1996, Mahowald et al., 1999), et les modèles physiques (MP), où le flux de poussières dépend de l'état physique du sol (voir Marticorena et Bergametti, 1995, ou Shao et Leslie, 1997). D'une part, Marticorena et al. (1999) ont clairement montré que les MS étaient incapables de reproduire les évènements de poussières de manière adéquate. D'autre part, les MP demandent tellement de données de terrain sur les sols désertiques qu'ils sont géographiquement limités (à l'Afrique pour Marticorena et al., 1997, et à l'Australie pour Shao et Leslie, 1997). La nécessité d'une approche à la fois globale et réaliste m'a donc imposé de développer une formulation intermédiaire entre les MS et les MP.

Dans le chapitre 2, on a vu que la différence majeure entre les MS et les MP reposait essentiellement sur la variabilité du facteur d'émission, C , (unité : $\text{g.s}^2.\text{cm}^{-5}$), et de la vitesse seuil de friction, u_{seuil} (unité : m.s^{-1}). Ainsi Marticorena et Bergametti (1995) ou Shao et Leslie (1997) font varier ces variables géographiquement en fonction des propriétés du sol, alors que Joussaume (1990), Genthon (1992), Tegen et Fung (1994), Ničković et Dobričić (1996) et Mahowald et al. (1999) considèrent systématiquement qu'elles sont constantes. Le principe de ce travail est donc de trouver des relations simples expliquant la variabilité de C et de u_{seuil} ou, à défaut, d'ajuster ces deux variables sur les observations satellite. A ce titre, mon approche est donc empirique, et non déterministe, et se rapproche de l'idée de Dentener et al. (1996) qui relie l'intensité des émissions aux fréquences d'observations des tempêtes de sable.

Pour mener à bien cette étude, je me suis appuyé sur des données de sols et des données satellites décrites dans la partie 5.1. Les différents paramètres physiques (vitesse seuil d'érosion, facteur d'érosion) sont ensuite calibrés dans la partie 5.2, puis la validité de cette approche est discutée dans la partie 5.3.

5.1 Outils utilisés dans cette étude

Trois jeux de données sont ensuite utilisés : la carte mondiale des sols (CMS) de la FAO (*Food*

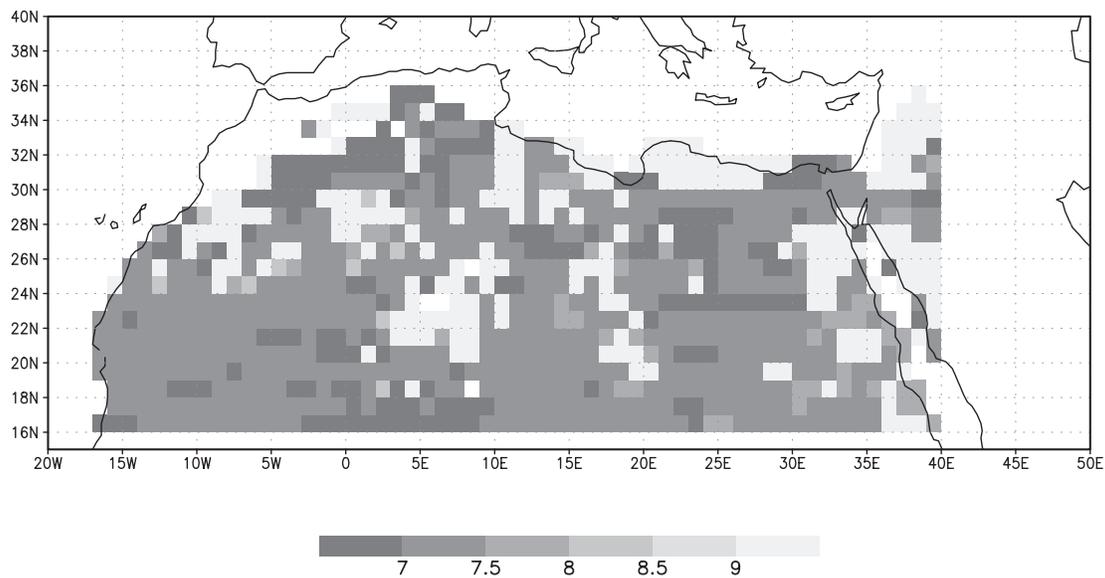


FIG. 5.1 – Carte des vitesses seuil d'érosion (en $m.s^{-1}$), à 10 mètres du sol, calculées selon le modèle de Marticorena et Bergametti (1995). Les données m'ont été fournies par Béatrice Marticorena.

and Agriculture Organisation) des Nations Unies, qui est décrite dans le chapitre précédent, la carte des vitesses seuil moyennes de Marticorena et Bergametti (1996) (paragraphe 5.1.1), et les images satellite TOMS (paragraphe 5.1.2).

5.1.1 Les cartes de vitesses seuil moyennes de Marticorena (1995)

Les cartes de vitesses seuil moyennes exposées sur la Figure 5.1 furent calculées avec le modèle physique de Marticorena et Bergametti (1995). Ce modèle est décrit en détails dans la partie 2.3. Elles furent présentées pour le Nord-ouest de l'Afrique dans Marticorena et al. (1996), et les données présentées comprennent, en plus, le Nord-est de l'Afrique que B. Marticorena a mis à ma disposition. Sur la Figure 5.1, on reconnaît bien la géomorphologie du Sahara : l'Atlas (à l'extrême Nord-ouest), le Hoggar (4-10°E, 20-24°N), le Tibesti (15-20°E, 20-26°N) et les montagnes appelées "désert nubien" et "désert arabe" (30-35°E, 24-28°N) sont toutes des régions à très forte vitesse seuil. Entre ces zones élevées, u_{seuil} varie entre $6.5 m.s^{-1}$ et $8.5 m.s^{-1}$ selon la nature du sol. Dans ce modèle, l'influence des précipitations n'est pas prise en compte. Cette carte sera utilisée par la suite pour calibrer les vitesses seuil d'érosion car elle représente, à l'heure actuelle, le jeu de données publiées le mieux validé (Marticorena et al., 1999a).

5.1.2 Les images satellite TOMS

Les données du satellite Nimbus 7-TOMS (*Total Ozone Mapping Spectrometer*) indiquent les composés capables d'atténuer le rapport entre les luminances à 0.34 et à $0.38 \mu m$, c'est à dire les aérosols absorbant le rayonnement ultraviolet, donc les poussières minérales et les composés carbonés (Herman et al., 1997). L'information donnée par TOMS est un rapport d'atténuation ultraviolette, appelé "Index d'Aérosols" (IA), et non pas l'épaisseur optique qui est classiquement utilisée. Récemment, Chiapello et al. (1999) ont cependant montré qu'il existait une relation linéaire ($r=0.91$) entre l'Index Aérosols (IA) et l'épaisseur optique τ_{550nm} (appelée

τ dans la suite de ce chapitre) des particules passant au dessus du Cap-Vert :

$$IA = 1.76 * \tau_{550nm} + 0.004 \quad (5.1)$$

Cette relation a été mise en évidence uniquement pour le Cap-Vert au printemps, mais sera utilisée pour quantifier globalement les émissions de poussières dans la suite cette thèse. L'utilisation de cette relation doit cependant se faire avec précaution, car deux limitations majeures pèsent sur les données TOMS :

- La principale limitation des données TOMS est leur forte sensibilité à la diffusion Rayleigh, et donc à l'altitude des panaches de poussières : les poussières situées à des altitudes élevées fournissent un signal de grande amplitude car la diffusion Rayleigh est alors faible. En théorie cet aspect diminue nettement l'aspect quantitatif des données TOMS, cependant, pour une zone désertique donnée et une époque donnée, on peut faire l'hypothèse que l'altitude moyenne des poussières ne varie pas énormément.
- De plus, l'Indice Aérosols (IA) TOMS étant une mesure de l'absorption des aérosols, il est très sensible à la partie imaginaire de l'indice de réfraction des poussières. Or, les mesures d'indice de réfraction des poussières minérales témoignent d'une grande variabilité, en particulier géographique (voir le Chapitre 2). Par conséquent, il est possible que le IA varie selon la région que l'on considère.

Récemment, Hsu et al. (1999) ont montré que la relation entre l'épaisseur optique et l'Indice Aérosol TOMS variait beaucoup, pour le Sahara, selon la période considérée. Malheureusement, par manque de points de validation en dehors du désert saharien, Hsu et al. (1999) n'ont pu étudier cette relation dans d'autres régions désertiques.

Malgré ces limitations fortes, la relation 5.1 sera utilisée dans la suite de cette thèse pour quantifier les émissions de poussières. Cette approximation est faite car les données TOMS sont les seules à permettre de quantifier globalement les émissions de poussières au dessus des continents. La variabilité saisonnière de la relation entre IA et τ , mise en évidence par Hsu et al. (1999), n'est pas incluse dans les calculs car elle fut publiée après la réalisation de ce travail. Son influence sur nos résultats sera étudiée dans un futur proche. En toute rigueur, seule la connaissance de la relation entre IA et τ pour chaque désert et pour chaque saison serait nécessaire pour que l'utilisation des données TOMS soit optimale. Avec le développement du réseau AERONET, on peut espérer que les réseaux de photomètres se densifieront à proximité des déserts asiatiques et des déserts de l'hémisphère sud. Un tel développement permettra sans doute bien caractériser la relation entre IA et τ .

Par ailleurs, l'utilisation des données TOMS pour quantifier les émissions de poussières minérales implique de prendre un certain nombre de précautions :

- Par exemple, si les données venant du centre du Sahara peuvent être facilement attribuées à de l'érosion éolienne, il est plus difficile d'assurer que les observations au dessus du Sahel, de l'Australie, ou de la Chine ne contiennent pas aussi un signal venant des aérosols carbonés (feux, pollution). Dans la suite, l'interprétation et l'utilisation des données TOMS dépendront donc des régions étudiées.
- Pour chaque pixel, la distinction entre les poussières émises localement et les poussières transportées depuis les pixels voisins est impossible, en particulier quand les régions arides sont suffisamment étendues. Ce problème n'est pas propre aux données TOMS et se retrouve pour toutes les données satellite. La levée de cet obstacle majeur demande l'utilisation de méthodes aussi compliquées qu'incertaines, car non seulement TOMS est incapable de détecter les particules très proches de la surface, mais en plus il n'est pas rare qu'une zone très large soit couverte de poussières. Le suivi des événements de poussières est donc un exercice réalisable dans quelques cas précis, mais difficile à mettre en oeuvre de manière automatique pour le globe et pour une année entière. Dans cette étude, je néglige donc cet aspect. Ce problème sera partiellement levé par le Lidar embarqué PICASSO-CENA

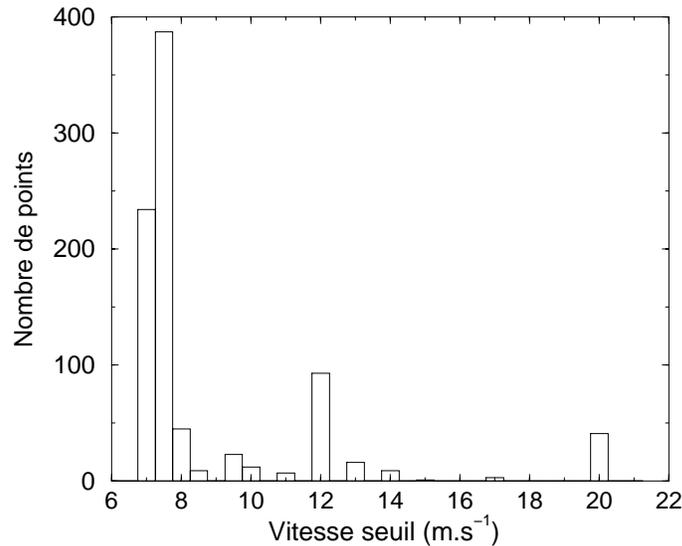


FIG. 5.2 – *Histogramme des vitesses seuil d'érosion à 10 mètres, pour la carte de Marticorena (1995) discrétisée selon un pas de 0.5 m.s^{-1} .*

(lancement prévu en 2003).

De plus, il faut noter que l'une des premières méthodes de détection des poussières au dessus des continents utilise les données infrarouges Météosat, mais le lieu géographique de ces détections est limité à l'Afrique du Nord (Legrand, 1990, N'Doumé, 1993). Cette méthode ne fournit également qu'une approximation de l'épaisseur optique.

5.2 Calibration des différents paramètres

La paramétrisation physique décrite dans l'équation 2.1 requiert deux paramètres, la vitesse seuil d'érosion, u_{seuil} , et le facteur d'émission, C , qui sont calibrés en trois étapes. Tout d'abord, la vitesse seuil d'érosion est évaluée pour chaque grille du modèle, en l'absence de précipitations (paragraphe 5.2.1). Puis, en se basant sur les observations TOMS, on fixe un facteur d'émission pour chaque grande région désertique (paragraphe 5.2.2). Enfin, l'effet des précipitations sur la vitesse seuil d'érosion est paramétré dans le paragraphe 5.2.3.

5.2.1 Les vitesses seuil d'érosion en l'absence de précipitations

L'attribution d'une vitesse seuil d'érosion à chaque maille du modèle se fait en deux temps : tout d'abord, je fixe u_{seuil} à 7.5 m.s^{-1} pour chaque pixel, puis, grâce à quelques critères définis en comparant la carte de Marticorena (1995) à la carte mondiale des sols FAO, je fais varier ces vitesses seuil en fonction des propriétés du sol. Ces deux étapes sont décrites et discutées ci-dessous.

Attribution d'une vitesse seuil de base

La première étape de ce travail fut d'abord de choisir une vitesse seuil d'érosion "initiale". Pour ce faire, j'ai discrétisé les vitesses seuil d'érosion de la carte de Marticorena (1995) en

classes de 0.5 m.s^{-1} (Figure 5.2). La valeur médiane obtenue dans la carte de Marticorena (1995) à partir de cette discrétisation est 7.5 m.s^{-1} , et c'est donc cette vitesse seuil d'érosion qui fut choisie comme "valeur initiale". Ce choix a des implications profondes sur le modèle d'érosion car la valeur de 7.5 m.s^{-1} est supérieure à toutes celles qui furent choisies dans les autres modèles simples (Tegen et al. (1996) prennent 6.5 m.s^{-1} , Mahowald et al. (1998), 6 m.s^{-1} , et Andersen et al. (1998), 0 m.s^{-1}). A champs de vents et intensité des émissions égales, une formulation avec u_{seuil} valant 7.5 m.s^{-1} pour tous les déserts produit donc des émissions plus localisées (dans l'espace), plus rares (dans le temps) et localement plus importantes (en intensité). Marticorena et al. (1999) ont clairement montré qu'un modèle à u_{seuil} faible et constant est surtout contrôlé par le vent, et ne parvient pas à représenter individuellement les événements de poussières. De plus, Gillette et al. (1999) ont récemment insisté sur le caractère épisodique des émissions de poussières, confortant ainsi la pertinence de cette approche.

Variabilité géographique des vitesses seuil

La deuxième étape de ce travail fut de faire varier les vitesses seuil d'érosion en fonction des propriétés des sols, en l'occurrence de la classe de sol¹. Cette étape est importante car c'est elle qui assure la variabilité géographique des u_{seuil} dans cette étude. Dans cette optique, l'idée de base était d'utiliser la carte des vitesses seuil publiée par Marticorena (1995), et de relier sa variabilité aux propriétés des sols exposées dans la Carte Mondiale des Sol (CMS) de la FAO, ceci permettant ensuite une extrapolation à l'échelle globale.

Dans ce but, la première idée fut d'utiliser une méthode mathématique inverse pour attribuer une vitesse seuil "moyenne" à chaque classe de sol. Cette technique était vouée à l'échec pour deux raisons. Tout d'abord, pour effectuer une telle inversion de manière simple, il faut faire l'hypothèse qu'en chaque point, la vitesse seuil d'érosion est une combinaison linéaire de vitesses seuil élémentaires, ce qui est sans doute faux (en l'occurrence, pour les vitesses seuil, le transfert d'échelle est un domaine encore mal connu). De plus, il s'est avéré que les solutions données par le modèle d'inversion étaient toutes irréalistes, même en initialisant le modèle d'inversion avec des valeurs plausibles. L'utilisation d'une méthode mathématique est donc rapidement apparue inadéquate pour le problème des vitesses seuil d'érosion, et la nécessité d'une approche plus "pragmatique" est devenue évidente.

La deuxième idée naquit de l'observation de l'histogramme des vitesses seuil de Marticorena (1995) exposé sur la Figure 5.2. En effet, il apparaît clairement que ces u_{seuil} sont réparties dans trois modes : 7.5 m.s^{-1} , 12 m.s^{-1} et 20 m.s^{-1} (Figure 5.2). Le mode à 7.5 m.s^{-1} ayant déjà été pris en compte, il suffit en principe de comprendre la nature pédologique des deux autres modes pour obtenir une représentation adéquate des u_{seuil} . Pour cette analyse, qui se fait à une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$, je considère qu'un sol est "dominant" s'il couvre plus de 50% de la surface. Puis, pour chaque classe de sols, l'histogramme des vitesses seuil d'érosion est calculé, ce qui permet de déterminer une valeur de u_{seuil} médiane (Table 5.1). Cette valeur médiane est ensuite extrapolée pour toute la CMS à chaque fois qu'un sol est dominant. Pour chaque classe de sol, la validité de cette méthode est discuté ci-dessous :

- Dans les zones couvertes par Marticorena (1995), la classe des Yermosols est la mieux représentée et a une valeur de u_{seuil} médiane valant 7.5 m.s^{-1} . L'abondance de Yermosols n'est donc pas utilisée comme un critère faisant varier les u_{seuil} . Vue l'importance relative de cette classe de sol dans les régions ayant des vitesses seuil élevées (Table 5.1), cette approximation peut paraître un peu abusive, cependant, il faut se rappeler l'attribution d'un u_{seuil} à un sol ne se fait que quand une classe de sols est "dominante". Or les Yermosols

¹Dans la carte des sols de la FAO, les sols sont ordonnés en classes (par exemple, les Xérosols, X), elles même agencées en types (par exemple, Xérosols Calcique, Xk). Dans cette analyse, au contraire du chapitre 4, je m'appuie sur les classes de sol.

Classe de sol	u_{seuil} médiane (en $m.s^{-1}$)	Pourcentage de la surface couvert par la classe de sol indiquée		
		zones à $7.5 m.s^{-1}$	zones à $12 m.s^{-1}$	zones à $20 m.s^{-1}$
Lithosols	12	20	37	26
Xérosols	20	1	3	19
Yermosols	7.5	35	35	28
Régosols	7.5	12	14	8
Dune de Sable	7	24	2	0
Fluvisols	7.5	3	8	3

TAB. 5.1 – Pour chaque classe de sol influente dans les régions sources, la vitesse seuil d'érosion médiane est donnée (deuxième colonne), et les proportions de cette classe de sol dans les régions dont le u_{seuil} vaut $7.5 m.s^{-1}$, $12 m.s^{-1}$ et à $20 m.s^{-1}$ (trois dernières colonnes) sont également exposées.

sont, dans le Sahara, très fréquemment associés à d'autres classes de sol dont les u_{seuil} médianes sont plus élevées. D'ailleurs, dans toutes les zones où les Yermosols dépassent 90% de la surface, la seuil d'érosion est comprise entre 7.2 et $7.6 m.s^{-1}$. Il est assez logique que les Yermosols soient des sols facilement érodables, car ils sont définis par la FAO comme ayant beaucoup de particules fines.

- Les Lithosols ont une vitesse seuil d'érosion médiane valant $12 m.s^{-1}$, valeur qui sera utilisée pour toutes les zones dans lesquelles ils sont “dominants”. Ces terrains lithiques sont généralement couverts de larges blocs non-érodables qui diminuent le transfert d'énergie éolienne vers le sol et contribuent donc à augmenter u_{seuil} . De plus, les Lithosols sont des sols où la roche mère affleure, et ils donc pauvres en matériel érodable et associés à de faible valeur de C . Cette deuxième remarque souligne que, quelle que soit la force du vent, ces régions sont peu propices aux émissions de poussières.
- Les Xérosols sont les seuls sols à avoir une vitesse seuil médiane de $20 m.s^{-1}$, i.e. à n'être quasiment pas érodables (Table 5.1). Selon la définition de la FAO, les Xérosols contiennent une quantité “détectable” de manière organique (FAO, 1974). Cette présence de matière organique est en général le témoin d'une végétation éparse ou d'une végétation annuelle, or la présence de végétation augmente la vitesse seuil d'érosion en diminuant le transfert d'énergie vers le sol. Pratiquement, les Xérosols se retrouvent surtout dans les régions semi-arides (Afrique du Sud) et/ou montagneuses (Atlas Marocain). Dans ce cas précis, il serait sans doute justifié de prendre en compte une variabilité saisonnière pour u_{seuil} et pour C , cependant, à ma connaissance, la paramétrisation de ce phénomène n'a pas encore été réalisée. Dans la suite, les zones où les Xérosols sont dominants seront donc associées à un u_{seuil} de $20 m.s^{-1}$.
- Les Dunes de Sable sont, selon leur géométrie, des zones où très peu d'obstacles se présentent et où la force du vent se transmet donc bien aux particules du sol. Il est donc assez logique que leur vitesse seuil d'érosion soit plus basse que celles des autres classes de sol (Table 5.1). Dans le cadre d'étude sur l'érosion éolienne, les Dunes de Sable furent fréquemment étudiées et les auteurs conclurent généralement que leur u_{seuil} est nettement plus bas que celui des autres sols. Clements (1963) et Gillette et Passi (1988) trouvèrent ainsi une valeur de $6 m.s^{-1}$ qui est inférieure aux $7 m.s^{-1}$ évalués plus haut². Afin de mieux me conformer à ces observations, mais afin d'assurer une différence sensible entre les Dunes de Sable et la valeur standard de $7.5 m.s^{-1}$, j'adopte pour la suite la valeur de $6.5 m.s^{-1}$ pour le u_{seuil} des Dunes de Sable.

²Nickling et Gillies (cités dans Pye (1987) montrèrent aussi qu'entre les dunes, à l'abri du vent, la vitesse seuil s'élevait à $18 m.s^{-1}$, cependant cette valeur n'est certainement pas représentative et doit être due à des encroûtements locaux.

Malheureusement, une telle détermination d'un u_{seuil} raisonnable ne fut pas aussi directe pour toutes les classes de sols, notamment parce que la zone géographique couverte par Marticorena (1995) ne contient pas toutes les classes de sol possibles. Pour trois d'entre-elles, il fallut donc employer des méthodes détournées :

- Tout d'abord, sur la zone considérée, les sols ferriques (*ferric* ou *ferralic* dans la CMS) ne sont jamais dominants, or on sait qu'ils sont généralement peu propices à l'érosion éolienne. En effet, dans ces sols, les oxydes de fer jouent le rôle de "ciment" entre les particules. Cette cimentation, qui peut aller jusqu'à la formation d'une carapace sur le sol, forme des agrégats trop grossiers pour être atteints par l'érosion éolienne. Dans la suite de cette étude, le u_{seuil} est fixé à 20 m.s^{-1} quand les sols ferriques sont présents.
- De plus, la zone couverte par Marticorena (1995) ne contient suffisamment de régions évaporitiques (*Salt Flats* dans la CMS, ou *Sebkhas*) pour que l'on puisse en tirer une information robuste. On sait cependant, grâce à Gillette et Passi (1988) et Breuniger et al. (1989) que la vitesse seuil d'érosion des zones évaporitiques est supérieure à celles des régions argileuses car les sels y cimentent notablement les particules érodables. Conformément à ces deux études, u_{seuil} est donc fixé à 10 m.s^{-1} pour ces régions.
- Par ailleurs, la vitesse médiane observée pour les Régosols, 7 m.s^{-1} , pose un problème conceptuel car ces Régosols ont, physiquement, une définition très proche de celle des Lithosols, pour lesquels u_{seuil} a été fixé à 12 m.s^{-1} . Afin d'avoir une démarche cohérente en termes de pédologie, je fixe donc u_{seuil} à 12 m.s^{-1} pour les Régosols, malgré les résultats de Marticorena (1995).
- Enfin, de manière à éviter les transitions trop abruptes entre les zones de "plaines" arides, qui sont généralement des régions où les émissions sont fortes, et les zones de montagnes, où les émissions sont généralement réduites, un critère (un peu arbitraire) fut établi pour augmenter la vitesse seuil d'érosion en fonction de la pente locale (voir la Table 5.2). Ce critère ne touche que 5% des surfaces arides étudiées. Notons toutefois que ce critère mériterait d'être étudié plus profondément. Ainsi, en s'appuyant sur sa connaissance du désert, L. Hermann (communication personnelle) suggère que les sources de poussières pourraient être évaluées par une simple analyse de la topographie (zone élevées, zones basses, zones de fortes pentes, contrebass des montagnes, etc).

Les résultats de cette analyse sont présentés sur la Table 5.2 qui est utilisée par la suite pour fixer les u_{seuil} à l'échelle globale (Figure 5.3).

Caractère sélectif	Vitesse seuil d'érosion u_{seuil} (en m.s^{-1})
Sol ferrique présent	∞ (pas d'érosion)
Xérosol dominant	∞ (pas d'érosion)
Régosol dominant	12.0
Lithosol ou phase lithique dominante	12.0
Lithosol ou phase lithique présente	10.0
Evaporites (" <i>Salt Flats</i> ") présentes	10.0
Dunes de sables dominant	6.5
Pente moyenne supérieure à 20°	$u_{seuil} = u_{seuil} + 4$
Pente moyenne comprise entre 10 et 20°	$u_{seuil} = u_{seuil} + 2$

TAB. 5.2 – Critères sélectifs utilisés pour l'attribution d'une vitesse seuil d'érosion aux différents Types de Sol. Avant l'application de ces critères, toutes vitesses seuil d'érosion sont fixées à 7.5 m.s^{-1} . Si plusieurs de ces critères sont présents, celui qui produit la plus grande vitesse seuil d'érosion est toujours prioritaire. Ces critères furent définis en comparant visuellement la carte des vitesses seuil de Marticorena (1995) avec les cartes des propriétés du sols données par la FAO.

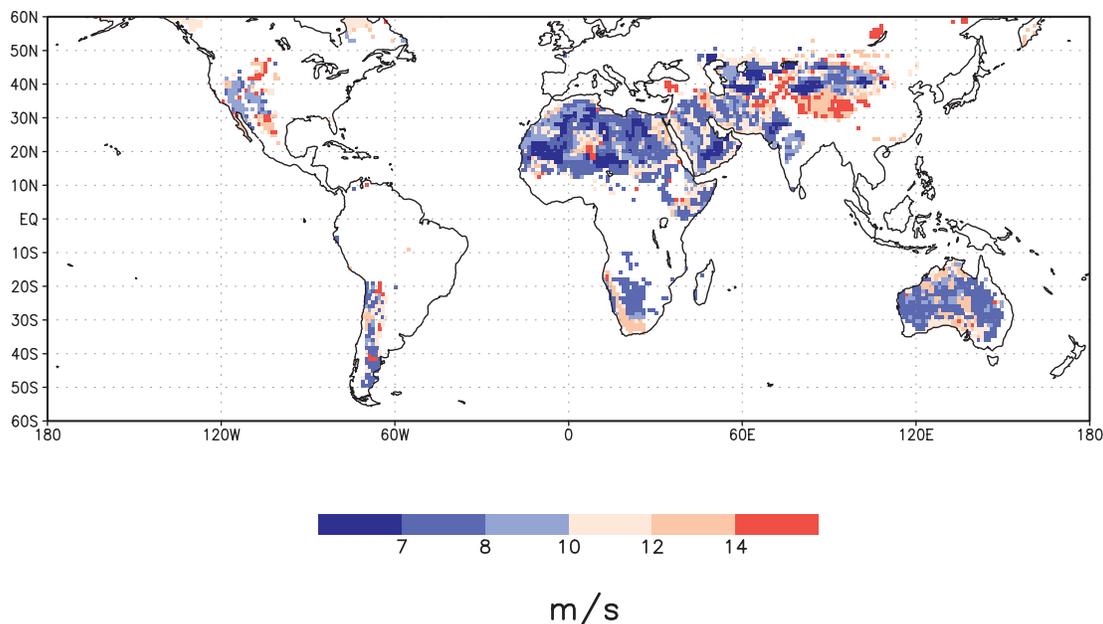


FIG. 5.3 – Carte des vitesses seuil d'érosion telles qu'elles sont définies dans la présente étude.

5.2.2 Les facteurs d'émissions

Le facteur d'émission C dépend non linéairement de la distribution en taille des particules du sol. En effet, la taille des particules détermine à la fois la quantité de matériel mise en mouvement (flux horizontal) et la quantité de matériel transmise au dessus de 10 mètres du sol (flux vertical). La complexité du calcul de C provient d'une double dépendance en la taille des particules : les grosses particules sont nécessaires car leur impact sur le sol met les particules fines en mouvement, et les fines particules sont précisément celles qui sont transportées au dessus de 10 mètres (voir les études de Gillette et al. (1974), Alfaro et al. (1995), Alfaro et al.(1997)). A l'heure actuelle, il n'existe aucune méthode permettant de quantifier ce phénomène à l'échelle globale.

La première idée pour résoudre ce problème aurait consisté à reprendre l'approche précédente en essayant de relier C à des propriétés du sol. Cette approche fut infructueuse, essentiellement parce qu'on obtenait alors une corrélation très forte avec la carte des vitesses seuil, ce qui diminuait notablement la qualité de ce modèle.

La solution pour obtenir les facteurs d'érosion C fut donc de les ajuster de manière à ce que les moyennes annuelles des épaisseurs optiques modélisées et des épaisseurs optiques calculées via TOMS soient égales au dessus de chaque région désertique. Il est clair que la qualité des épaisseurs optiques TOMS est assez limitée (voir la discussion précédente), mais c'est aussi le seul jeu de données disponible pour une telle calibration au dessus des continents. Cette calibration peut se faire de plusieurs manières, de la plus simple (ajustement sur une épaisseur optique globale, mondiale et annuelle) à la plus complexe (ajustement point par point). Notons que les autres modélisateurs à grande échelle se basent tous sur une calibration globale, mondiale et annuelle (Tegen et Fung, 1994, Mahowald et al., 1999, voir la Table 2.1). J'adopte ici une méthode intermédiaire où les moyennes annuelles sont ajustées pour douze grandes régions désertiques :

le Sahara, le Sahel (défini comme les régions arides africaines situées en dessous de 16°N), le Gobi, l'Australie, le Kyzil Kum, le Kara Kum, le Kalahari, l'Arabie Saoudite, la Somalie, le Taklamakan, le Thar et les USA (pour situer ces déserts, voir la carte 1.1, dans le chapitre 1). Ces douze régions furent choisies car elles forment des ensembles désertiques distincts, où on peut penser que l'altitude et la saisonnalité du transport, ainsi que la composition des poussières éoliennes sont relativement stables. Pour chacune de ces régions, on ne s'intéresse qu'aux mailles où les émissions de poussières ont lieu. Les facteurs d'émission C obtenus par cette méthode sont présentés sur la Table 5.3. Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que celles utilisées dans les études de Tegen et Fung (1994) ($0.7 \mu\text{g}\cdot\text{s}^2\cdot\text{m}^{-5}$), sauf pour le Taklamakan et le désert du Thar. Il est difficile de discuter de la validité de C pour ces deux déserts car aucune étude à ce sujet ne fut réalisée dans les déserts asiatiques, néanmoins des déserts différents des autres par deux aspects qui pourraient expliquer ces différences. Tout d'abord le Taklamakan est un désert d'altitude cerné de montagnes dépassant 8000 mètres. L'épaisseur, la température, voire même la composition de l'atmosphère dans cette région sont probablement différentes de celle des autres régions désertiques, ce qui contribuerait sans doute des implications sur la diffusion Rayleigh. Au cœur du Taklamakan, la relation entre IA et τ est donc probablement différente des autres déserts. Pour le désert du Thar, le problème est différent : cette région du Nord de l'Inde est cernée de villes industrielles indiennes au Sud-est et pakistanaises à l'Ouest. Pour cette région, il est donc difficile d'assurer que les fort AI TOMS sont uniquement dus à des émissions de poussières.

Région	Facteur d'érosion C
Sahara	0.65
Sahel	0.70
Taklamakan	5.20
Gobi	0.55
Kyzil Kum	0.32
Kara Kum	0.65
Kalahari	0.35
USA	0.65
Arabie Saoudite	0.30
Thar	2.60
Australie	0.13
Somalie	0.06

TAB. 5.3 – Facteurs d'érosion C (en $\mu\text{g}\cdot\text{s}^2\cdot\text{m}^{-5}$) pour les grandes régions désertiques mondiales, calibrés à partir des épaisseurs optiques dérivées de l'Indice d'Aérosol TOMS.

5.2.3 L'effet des précipitations sur les vitesses seuil d'érosion

Le travail précédent a permis d'attribuer une vitesse seuil moyenne à chaque maille du modèle, cependant, il est aussi nécessaire de prendre en compte les variations de cette vitesse avec l'humidité du sol (Shao et al., 1996). En effet, l'humidité contrôle la facilité de mise en mouvement des grains du sol en jouant sur la cohésion entre les particules. L'approche classique pour traiter ce problème consiste à faire varier u_{seuil} en fonction de l'humidité du sol et de sa granulométrie (voir par exemple Fécan et al., 1999). Cette technique est cependant assez difficile à utiliser car elle requiert l'utilisation d'un modèle hydrique du sol (voir, par exemple, Fung, 1992), ce qui est trop complexe pour cette étude.

Dans ce travail, une approche plus simple est utilisée : je considère que, pour être érodable,

chaque sol a une “période de sécheresse nécessaire”, P_{sn} , durant laquelle il ne doit pas recevoir plus qu’une quantité “seuil” de précipitations. En considérant que la limite d’aridité annuelle est de 300 mm.an^{-1} ³, on peut définir d’aridité quotidienne de 0.82 mm/jour (cette définition est un peu abusive, mais elle est imposée par la nécessité d’avoir une définition quotidienne pour la sécheresse d’un sol). Dans les champs du CEPMMT, seules les précipitations quotidiennes à midi sont disponibles et P_{sn} est donc défini comme l’entier satisfaisant l’équation :

$$\sum_{i=0}^{P_{sn}} Prec(i) < P_{sn} * 0.82 \quad (5.2)$$

i étant l’indice utilisé pour les jours et $Prec$, les précipitations. Ce paramètre P_{sn} n’a jamais été étudié individuellement, cependant les études de Shao et al. (1995) et de Fécan et al. (1999) montrent que la granulométrie du sol et la température sont les variables qui agissent le plus sur la rétention de l’eau dans le sol. Comme il n’existe pas de formule analytique pour P_{sn} , j’adopte ici une approche discrète où la granulométrie et la température moyenne sont chacune divisée en deux classes : moins de 10% d’argiles, et plus de 10% d’argiles, et moins de 20°C, et plus de 20°C. La limite de 10% d’argiles fut choisie car une faible quantité d’argiles est capable de modifier profondément les propriétés d’un sol. La température de 20°C fut choisie car elle permet de distinguer clairement les déserts chauds des déserts froids. Cette discrétisation définit 4 domaines des propriétés physiques et climatiques des sols.

Quantité d’argiles	Température mensuelle	
	<20°C	>20°C
<10%	4	1
>10%	8	3

TAB. 5.4 – Valeurs de P_{sn} , les périodes de sécheresse minimum, en jours, nécessaires avant que l’érosion éolienne soit possible, en fonction de la quantité d’argiles dans le sol et en fonction de la température moyenne.

Pour définir les 4 valeurs de P_{sn} , je compare les séries temporelles d’émissions de poussières calculées avec les séries temporelles des IA TOMS. Le calibrage des P_{sn} se fait ensuite en se focalisant sur le désert du Thar et sur le désert de Gobi, qui furent choisis pour la variabilité de leurs précipitations et pour la diversité de leur granulométrie. Pour le désert du Thar, on ne prend en compte que les événements de poussières ayant lieu quand la température est supérieure à 20°C (i.e., quasiment tous les événements), tandis que pour le Gobi, on s’intéresse uniquement aux périodes où la température est inférieure à 20°C (deux tiers des cas). Chaque P_{sn} est ensuite calibré en fonction du rapport, r , entre le nombre d’évènements de poussières simulés par le modèle et le nombre d’évènements de poussières observés par TOMS, c’est à dire que chacun des P_{sn} indiqués sur la Table 5.4 est celui pour lequel r est le plus proche de 1.

De plus, l’effet du gel se traduit par une inhibition complète des émissions de poussières dès que la température passe en dessous de 0°C.

Cette paramétrisation de l’effet des précipitations sur u_{seuil} ne sera pas explicitement validée dans cette étude par manque de données de comparaison.

5.3 Validité du modèle d’érosion des sols

³Cette limite d’aridité est moins stricte que les 200 mm.an^{-1} utilisés dans le chapitre 4, car, dans les zones désertiques, les précipitations sont loin d’être bien réparties sur toute l’année.

La validité de ma paramétrisation de sources est discutée dans cette partie. Tout d'abord, comme mon modèle n'est calibré ni directement sur les cartes de Marticorena (1995), ni directement sur les données satellite TOMS, il paraît naturel de comparer mes résultats avec ces deux jeux de données. Ces deux comparaisons sont faites dans les paragraphes 5.3.1 et 5.3.2. Les émissions globales obtenues avec cette formulation sont ensuite comparées aux autres études à ce sujet (paragraphe 5.3.3).

5.3.1 Comparaison avec les vitesses seuil de Marticorena (1995)

Comme ma carte des vitesses seuil d'érosion (Figure 5.3) n'a pas été directement calibrée sur celle de Marticorena (1995), il reste entre ces deux cartes des différences intéressantes à interpréter. Ces différences, qui sont présentées sur la Figure 5.4, sont négligées lorsqu'elles sont inférieures à 0.5 m.s^{-1} et sont positives quand mes valeurs sont supérieures à celle de Marticorena (1995). La limite de 0.5 m.s^{-1} peut paraître grossière par rapport à la précision de certains modèles d'érosion, cependant, vue la démarche utilisée, il paraît impossible d'être plus exigeant. Les zones où la différence est inférieure à 0.5 m.s^{-1} couvrent 63% du Sahara.

Avant d'interpréter ces différences, il est important de noter que les changements de résolution sont sans doute responsables de beaucoup d'entre elles. En effet, la carte de Marticorena (1995) a une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$ alors que les vents utilisés ont une résolution de $1.125^\circ \times 1.125^\circ$, or le changement de résolution est un exercice difficile pour des propriétés non-additives comme les vitesses d'érosion. Cette difficulté peut directement être reliée au fait qu'une grande partie des différences sont situées dans les régions de transitions entre les montagnes et la plaine, c'est à dire dans les régions où u_{seuil} varie vite.

Les différences locales entre les deux cartes ont diverses causes :

- Un grand nombre des zones numérotées sur la carte 5.4 se situent sur les contreforts de massifs montagneux, ou bien sont elles-mêmes des plateaux rocheux : les régions 1 et 2 (plateau d'El-Golea et Hamada de Tindouf) sont à la transition entre l'Atlas Marocain et le Sahara, la région 5 couvre les plateaux rocheux du Sud mauritanien (les Taggant), la région 6 délimite les bordures des montagnes du Hoggar et de l'Adrar des Iforas, la région 7 couvre le Tibesti et l'Ennedi, la région 8 longe les monts du Darfur Ash Shamadiyah, et les régions 9 et 10 englobe deux déserts montagneux (le désert Arabe et le désert Nubien). Globalement, les images satellites infrarouges montrent que ces zones ne sont pas des sources importantes de poussières (Legrand, 1990). En plus du changement de résolution, toutes ces zones sont situées dans des espaces de transition entre la montagne et la plaine, ou bien entre des Yermosols et des Régosols ou des Lithosols. Dans ces régions notre méthodologie par pallier, qui attribue un u_{seuil} à un sol seulement quand une classe de sol est dominante, est moins adaptée que l'approche de Marticorena et Bergametti (1995). Enfin, un grand nombre de ces terrains contiennent des Lithosols, et surtout des Régosols, pour lesquels j'ai sciemment surestimé la valeur de u_{seuil} par rapport au travail de Marticorena (1995) (voir plus haut la justification de cette surestimation).
- La région 3, située au Sahara Occidental et parfois appelé "le Zemmour", est un terrain légèrement lithique pour la carte de la FAO, et donc, dans cette étude, une région de forte vitesse seuil. Ce n'est pas le cas dans la carte de Marticorena (1995). Cette région se distingue des cas précédents car elle n'est pas particulièrement élevée, elle est seulement faiblement lithique et balayée des forts vents de Nord Est. Guelle (1998) a récemment montré que le modèle de Marticorena (1995) produisait des émissions trop importantes dans cette région, et dans ce cas précis, la présente méthode donne un résultat très satisfaisant.
- La région 4, au contraire, illustre un cas où ma méthode est limitée. Cette zone, l'Erg

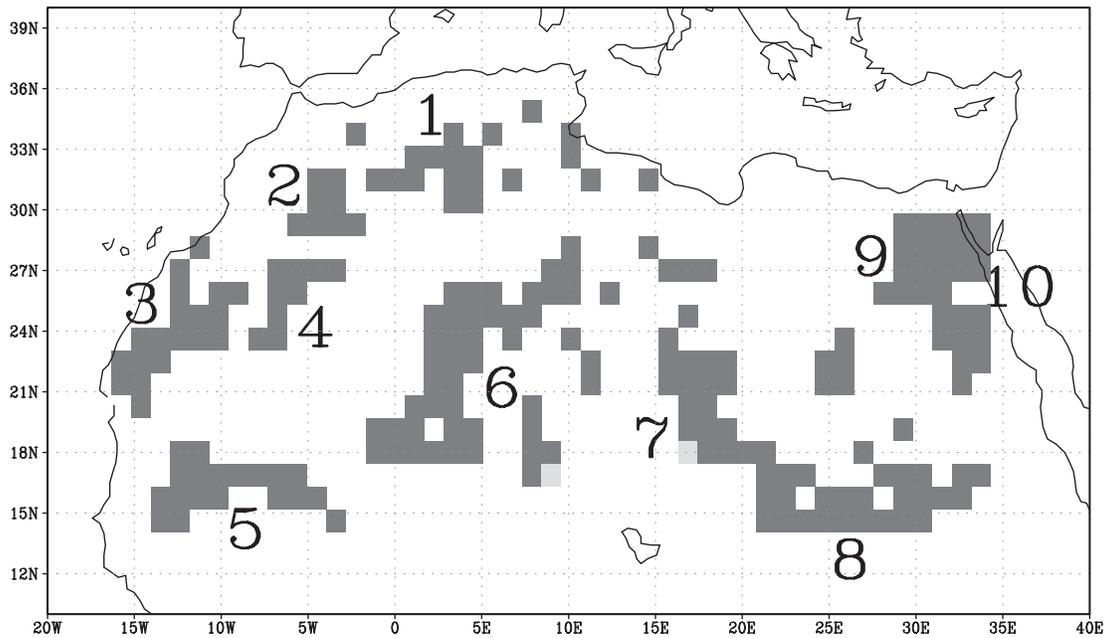


FIG. 5.4 – Carte des différences entre les vitesses seuil d'érosion de Marticorena (1995) et les vitesses seuil d'érosion telles qu'elles sont évaluées dans cette étude. Les différences sont positives quand mes vitesses seuil sont supérieures à celles de Marticorena (1995) (gris sombre) et négatives dans le cas contraire (gris clair, seuls deux points sont visibles au Nord du Lac Tchad). Les différences inférieures à 0.5 m.s^{-1} ne sont pas indiquées. Les zones où les différences sont importantes sont numérotées de 1 à 10 et discutées dans le texte.

Iguidi, est un terrain a priori propice à l'érosion éolienne, mais elle est aussi traversée de terrains rocheux (El Hank, El Eglab), difficilement érodables. Mon approche, qui privilégie les vitesses seuil les plus fortes, attribue une forte vitesse seuil à cette région. Ce cas illustre que l'érosion éolienne est un processus qui doit être étudié à petite échelle.

5.3.2 Comparaison avec les Indices Aérosols TOMS

La comparaison des émissions de poussières calculées et des émissions de poussières observées par le satellite TOMS pour la même année 1990 sert de validation pour ma paramétrisation de u_{seuil} (Figure 5.5). Les dix régions désertiques auxquelles on s'intéresse sur la Figure 5.5 peuvent être analysées en cinq groupes :

- Pour les déserts asiatiques (Gobi, Taklamakan et Thar), le Sahel et l'Arabie Saoudite, les résultats sont satisfaisants car les cycles saisonniers sont bien reproduits et les événements individuels sont souvent simulés par le modèle. Pour le Gobi et le Taklamakan, le maximum printanier résulte à la fois du gel des sols dans la période hivernale, et de l'augmentation de la force des vents à partir de Mars-Avril. Cependant, au dessus du Taklamakan, le premier pic printanier observé par TOMS n'est pas simulé. A cette période, les champs de vents du CEPMMT ne prévoient pas de vents particulièrement forts dans cette région, et il est donc difficile de déterminer si cette différence vient d'une erreur du modèle (mauvais vents du CEPMMT) ou d'un biais dans les données (artéfact dans les données TOMS que

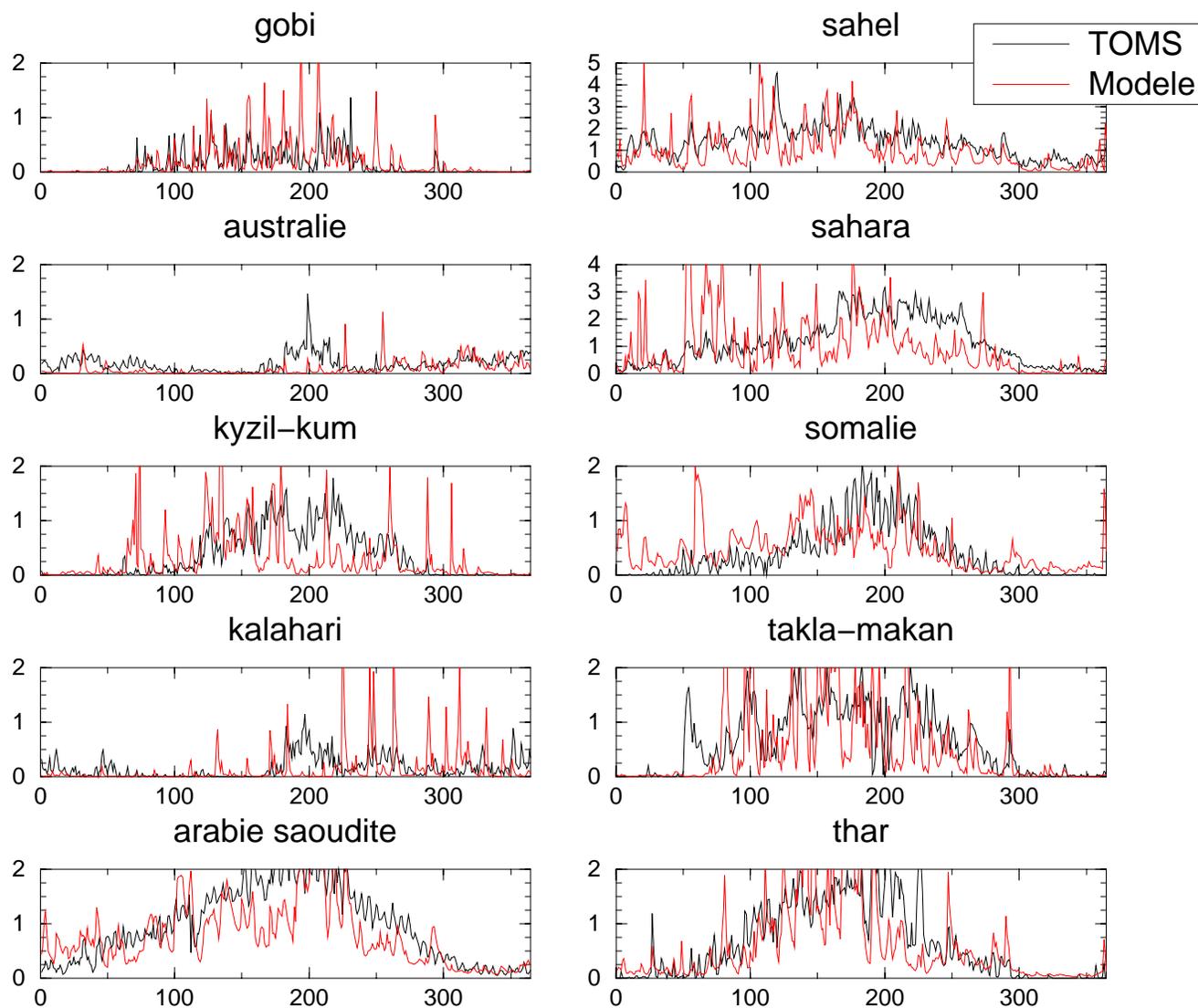


FIG. 5.5 – Epaisseurs optiques à $0.55 \mu\text{m}$ selon les données TOMS et selon mon modèle, au dessus des principales régions désertiques du monde.

l'on utilise). Dans mon modèle, l'inhibition des émissions pour les températures négatives et la qualité des vents de surface contribuent à la qualité de mes résultats. Pour le désert du Thar, on constate une baisse notable des émissions de poussières vers la fin de l'été, ce qui correspond à l'arrivée des précipitations annuelles. La prise en compte de l'effet des précipitations permet de bien simuler cette décroissance estivale des émissions de poussières.

- Pour le Sahara, on retrouve souvent les positions des maximums locaux, par contre les intensités relatives varient beaucoup (i.e dans certains cas, un maximum très net de TOMS correspond à un léger pic du modèle, mais le cas de figure inverse se produit également). Cette observation s'explique sans doute par la variabilité de l'altitude du transport des poussières au dessus du Sahara (Chiapello et al., 1995), dont Hsu et al. (1999) ont récemment montré qu'elle influençait notablement la relation entre IA et τ . De même, au dessus de la dépression du Lac Tchad, les Indices Aérosols TOMS indiquent des panaches très intenses qui pourraient témoigner d'injections à haute altitude. Ce type de situation indique clairement que je devrais, dès que possible, employer la méthodologie développée ici avec les nouvelles relations linéaires entre IA et épaisseur optique exposées dans Hsu et al. (1999).
- En Somalie, ma paramétrisation est moins satisfaisante : elle permet de bien reproduire le cycle saisonnier, mais elle est plus approximative pour les événements individuels. Dans cette région, plusieurs facteurs se conjuguent pour compliquer le travail. Tout d'abord, c'est une région de vents de Mousson dont l'intensité est très variable, et où la non-linéarité du modèle d'émissions de poussières joue donc un rôle primordial. De plus, la précision des vents du CEPMMT est moindre dans cette zone où peu de stations météorologiques sont présentes. Enfin, la corne Africaine est une région semi désertique, où la croissance d'une végétation annuelle est fréquente et complique considérablement la paramétrisation de la vitesse seuil d'érosion.
- Les déserts de l'hémisphère Sud (l'Australie et le Kalahari) posent principalement le problème des forts IA que TOMS détecte uniformément dans l'hémisphère Sud pendant l'hiver austral. En effet, les observations classiques montrent que, dans ces régions, les émissions de poussières sont abondantes surtout pendant le printemps et l'été austral (Pye, 1987). Les deux pics de l'Indice Aérosol en Juillet et Août 1990, non reproduits par le modèle, peuvent s'expliquer de plusieurs manières. Soit l'année 1990 est exceptionnelle en ce qui concerne les régimes de vents, et les maximums d'absorption observés par TOMS correspondent bien à des tempêtes de sable. Dans ce cas, le modèle d'émission a une défaillance difficile à expliquer. Soit ces deux maximums correspondent à d'autres espèces absorbantes comme les particules carbonées issues des feux de biomasses. Cette hypothèse ne peut être rejetée vu la présence de savanes en Australie et au Kalahari, cependant la probabilité que ces feux aient eu lieu en même temps dans ces deux régions est assez faible. Soit, ils correspondent à un biais général des données TOMS. Cette explication semble la plus raisonnable car de nombreux maximums des IA inexplicables apparaissent ainsi dans l'hémisphère Sud, même au dessus des océans.
- Les émissions du Kyzil-Kum sont assez mal reproduites par le modèle : le maximum d'émissions en été simulé par le modèle s'étale sur une période trop longue, et les événements de poussières ne sont pas évalués de manière satisfaisante. De telles observations se retrouvent pour le désert du Kara-Kum voisin. Cette limitation est due à la fois à une description approximative des sols (la classification FAO des régions arides est basée sur une approche "occidentale" différente de l'approche russe utilisée pour ces deux déserts) et à la grande variabilité des conditions météorologiques (direction et forces des vents très variables, grande amplitude des températures, variabilité des régimes de précipitations). Dans le futur, les mécanismes d'érosion des sols de ces déserts continentaux devront être

étudiés de manière plus précise.

En conclusion, l'approche que j'ai développée ici offre, dans la plupart des régions, une représentation satisfaisante du cycle saisonnier des poussières minérales. Néanmoins, la relation utilisée pour traduire les Indices d'Aérosols en terme d'épaisseur optique fut établie pour le Cap-Vert et elle est sans doute inadaptée aux autres régions. A court terme, mes résultats devront donc être vérifiés au moyen de relations linéaires géographiquement plus adaptées.

5.3.3 Comparaison avec les émissions moyennes de chaque désert

Emissions totales	Références
500	Peterson et Junge (1971)
130-200	Joseph et al. (1973)
5000	Schütz (1980)
1800-2000	d'Almeida (1986)
2000	Schütz (1987)
1500-2000	Jaenicke et Matthias Maser (1992)
3000	Tegen et Fung (1994)
1500	Andreae (1994)
1000-2000	Duce (1995)
2300 (année 1990)	ce travail

TAB. 5.5 – Table des émissions annuelles de poussières, en millions de tonnes.an⁻¹.

La donnée la plus utilisée pour quantifier les émissions de poussières est certainement la quantité globale de matériel émise annuellement, Q_{tot} , soit pour le monde entier, soit pour une région désertique donnée. De nombreux auteurs ont ainsi quantifié Q_{tot} de manière plus ou moins rigoureuse, à partir d'observations atmosphériques, de mesures de dépôt ou encore d'épaisseurs de loess. Ma paramétrisation donne une valeur de Q_{tot} proche de 2300 millions de Tonnes par an, qui est de l'ordre de grandeur des estimations les plus récentes (voir la Table 5.5).

De plus, les émissions de poussières mensuelles pour l'Ouest du Sahara telles qu'elles furent estimées par Marticorena (1995) et telles qu'elles sont évaluées selon mon modèle sont présentées sur la Figure 5.6. Cette comparaison montre que, sur cette région, mon approche permet de reproduire de manière satisfaisante le cycle saisonnier et l'amplitude des émissions de poussières.

5.4 Résumé, conclusions et perspectives

Dans ce chapitre, on a mis au point un modèle simple permettant de calculer les émissions de poussières pour toutes les régions désertiques du globe. Ce modèle est basé sur quatre jeux de données : la carte mondiale des sols publiée par la FAO, la carte des vitesses seuil d'érosion pour l'Afrique du Nord publiée par Marticorena (1995) et les images du satellite TOMS pour l'année 1990. A partir de ces données, la vitesse seuil d'érosion, u_{seuil} , et le facteur d'érosion, C , sont calibrés de manière empirique selon le type de sol et la région considérée. Les résultats de ce modèle sont ensuite comparés aux données disponibles et montrent des résultats globalement satisfaisants. Cette approche sera donc utilisée dans la suite de cette étude.

Au même titre que celle de Chomette et al. (1999) et celle de Balkanski (communication personnelle, 1999), mon approche est intermédiaire entre l'approche physique, qui se base sur les propriétés du sol, et l'approche inverse, qui se base sur les mesures d'épaisseur optique ou de dépôt pour retrouver les émissions. Chacune de ces deux méthodes est actuellement limitée, la

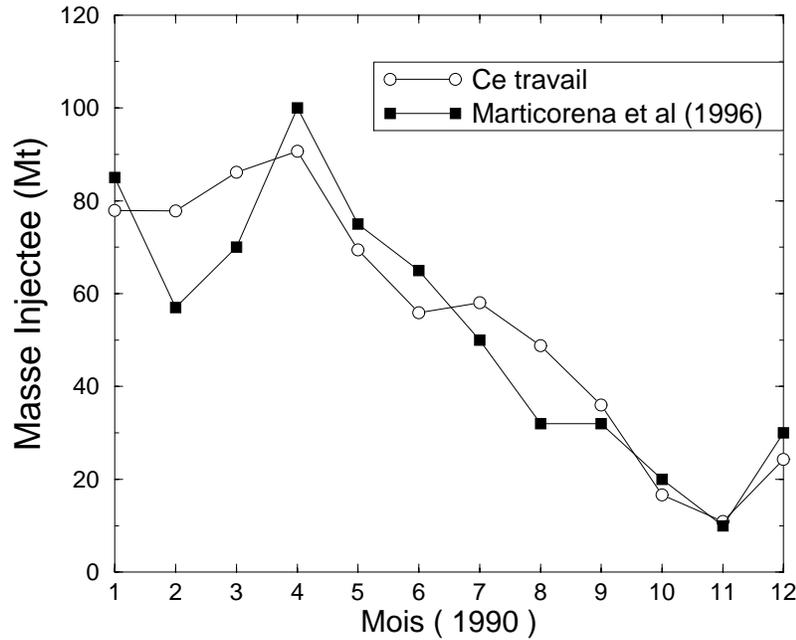


FIG. 5.6 – *Emissions de poussières mensuelles (en Millions de tonnes), pour l'année 1990, calculées selon mon modèle et selon la formulation de Marticorena (1995) (Figure 47, page 176) pour la partie Ouest du Sahara (16° N-35° N, 8° E-17° W).*

première par l'absence de données suffisantes, la seconde par l'absence de résultats bien calibrés, cependant les développements actuels laissent croire que ces limitations ne devraient pas durer.

- Les observations avec le satellite POLDER (Marticorena et al., 1999b soumis) et avec les instruments Radar (Greeley et al., 1997) permettent maintenant de retrouver les hauteurs de rugosité des surfaces érodables. Jusqu'ici, seules des études de faisabilité ont été réalisées, mais il y a bon espoir que les cartes mondiales de hauteur de rugosité soient bientôt disponibles. A partir de ces cartes de hauteur de rugosité, et sous réserve que l'on acquerre une bonne connaissance des propriétés granulométriques des sols désertiques, il serait possible de calculer la vitesse seuil d'érosion.
- L'inversion des sources de poussières à partir des données du satellite Meteosat sont actuellement en cours sous l'impulsion de Michael Schulz. Cette inversion est compliquée par la forte non-linéarité du modèle d'érosion et la forte auto-corrélation des données, cependant la faisabilité de ce genre d'étude semble réelle. Il faut noter qu'une telle étude a récemment été menée par Reader et al. (1999) à partir de données de dépôt.

L'aboutissement de ces deux techniques devrait en théorie rendre mon approche caduque. Cependant il est difficile de prévoir précisément à quelle échéance ces travaux seront utilisables. A l'heure actuelle, ma paramétrisation des sources de poussières est donc la plus réaliste à l'échelle globale, et, par conséquent, je l'utiliserai dans la suite de cette étude.

Chapitre 6

Le transport atmosphérique des minéraux et leur forçage radiatif

Dans ce chapitre, je m'appuie sur les résultats précédents qui permettent d'avoir à la fois une approche “minéralogique” à la source (Chapitre 4) et globale (Chapitre 5). Associés au modèle de transport atmosphérique TM3 que j'ai décrit dans le chapitre 2, ces développements permettent de simuler l'évolution des poussières minérales en séparant les différentes espèces. Une telle simulation a de nombreuses applications dans le domaine des sciences de l'environnement, cependant je me concentre ici seulement sur les implications radiatives de ce travail. Les autres aspects seront évoqués dans la conclusion de cette thèse.

Une fois la minéralogie des poussières introduite dans le modèle, la principale difficulté repose sur le choix d'un type de mélange entre les espèces. En effet, j'ai montré dans le chapitre 3 l'influence considérable de ces mélanges sur les propriétés optiques des aérosols. Afin de tester l'impact de ces associations minérales à l'échelle globale, je base mon étude sur trois expériences présentées dans la partie 6.1. Les champs de concentrations obtenus sont ensuite décrits, puis comparés aux mesures dans la partie 6.2. Ensuite, ces trois simulations permettent de déterminer l'importance de la minéralogie sur les propriétés optiques des poussières, dans la partie 6.3, puis de quantifier leur effet sur les flux radiatifs dans la partie 6.4.

6.1 Description de trois expériences de transport atmosphérique des minéraux

Dans le chapitre 3, j'ai montré que les différents types de mélanges liant les espèces minérales influençaient notablement leurs propriétés optiques et qu'il était donc nécessaire de les prendre en compte dans les modèles globaux. Le choix d'une forme de mélange n'est cependant pas anodin pour le modèle de transport car une espèce n'est pas transportée de la même manière selon qu'elle est collée aux autres particules, ou qu'elle se déplace seule. Pour aborder les différents cas de figure possibles, trois expériences furent réalisées ; c'est à dire trois itérations complètes du modèle de transport incluant l'intégralité de la masse des émissions de poussières.

- Dans l'expérience 1, dite “à un seul traceur”, on considère que toute la masse arrachée au sol est transportée dans un seul traceur¹. Ensuite, lors de calculs radiatifs, les propriétés optiques de ce traceur sont évaluées en utilisant l'indice de réfraction de Patterson (1981) et

¹Dans la suite je parlerai d'un seul “traceur” pour désigner chaque mode, i.e., chaque distribution log-normale considérée dans le modèle. Dans le traitement à r_i variable de la distribution en taille, il s'agit donc en fait de deux traceurs : un pour la masse et un pour le nombre de particules.

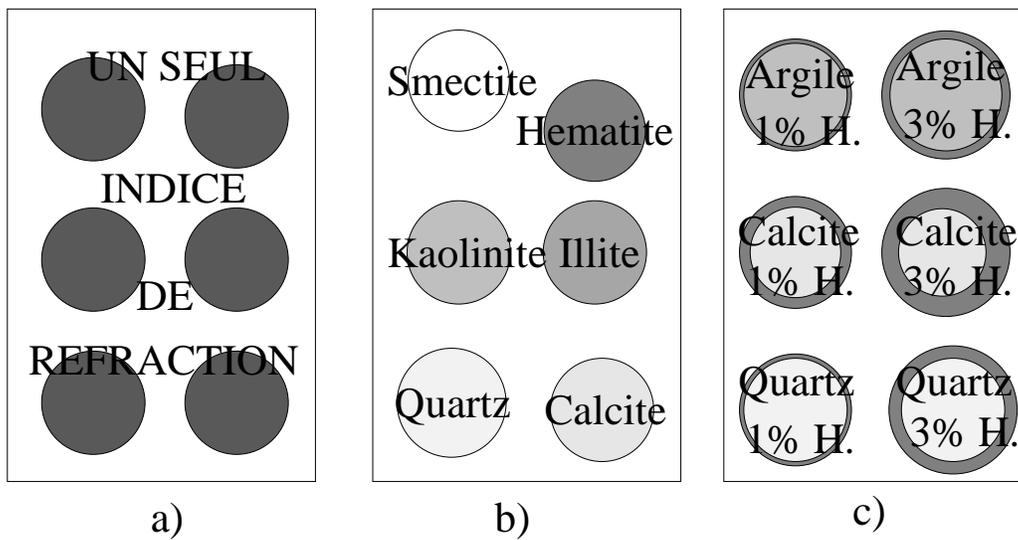


FIG. 6.1 – Schéma illustrant les trois expériences menées dans ce chapitre : (a) un mélange de composition inconnue, représenté par un seul traceur et un indice de réfraction supposé “moyen” (Volz, 1973, Patterson, 1981), (b) un mélange externe composé de 6 espèces minérales différentes, (c) un mélange interne de 3 espèces minérales différentes auxquelles sont associées soit 1%, soit 3% d’hématite (H sur la figure).

Volz (1973). Cette approche rejoint celles de toutes les études précédentes sur les poussières minérales (Tanré et al., 1984, d’Almeida, 1986, Tegen et al., 1996, 1997, 1998, et Tegen et Miller (1998) et les études actuellement en cours (Woodward et al., (UKMO), Ginoux et al. (GSFC, GISS), Zender et al. (NCAR), communications personnelles). Cette approche est représentée sur la Figure 6.1-a.

- Dans l’expérience 2, dite “en mélange externe”, les particules érodées sont réparties dans six traceurs : le quartz, l’illite, la kaolinite, la smectite, la calcite et l’hématite. Les proportions de chacun des traceurs sont définies selon les cartes évaluées dans le chapitre 4. Pour des raisons de simplicité, notamment pour le calcul des propriétés optiques, le quartz et les feldspaths sont transportés dans un même traceur appelé “quartz” dans la suite de ce travail. De même, la calcite et le gypse sont transportés ensemble dans un traceur appelé “calcite”. Cette approche est représentée sur la Figure 6.1-b.
- Dans l’expérience 3, dite “en mélange interne”, l’hématite est collée aux autres particules, celles-ci pouvant être le quartz (i.e., le quartz et les feldspaths), les argiles (i.e., l’illite, la kaolinite et la smectite), ou la calcite (i.e., la calcite et le gypse). Chacune de ces trois familles minérales peut avoir une pellicule d’hématite fine (1% en moyenne) ou épaisse (3% en moyenne). Cette approche a donc également six traceurs (3 familles x2 quantités d’hématite). Les propriétés optiques de ces six traceurs sont calculées selon le principe du “mélange interne par collage régulier” présenté dans le chapitre 3, c’est à dire avec un calculateur pour sphères concentriques. Bien sûr, il serait également intéressant de considérer les “mélange internes par collage irrégulier” (i.e. le collage de petites sphères d’hématite à la surface des autres particules), cependant les codes de calculs nécessaires sont alors délicats à utiliser pour les particules de grande taille (car instables), et les applications à grande échelle sont donc limitées. Le choix de ces deux classes de concentrations d’hématite, i.e. de cette discrétisation du mélange interne, est uniquement dicté par la valeur moyenne de l’hématite dans les sols, qui est proche de 2% (en masse) dans mes cartes. A la source, la répartition géographique de ces six traceurs est évaluée grâce aux cartes présentées dans le chapitre 4. Cette approche est représentée sur la Figure 6.1-c.

J'ai montré dans le chapitre 4 que dans la réalité, la composition des poussières minérales se situe sans doute entre le mélange interne et le mélange externe. Les deux dernières expériences permettront donc d'évaluer les bornes d'incertitudes pour les propriétés optiques et le forçage radiatif des poussières minérales. Il sera ensuite intéressant de vérifier si l'approche classique "à un seul traceur" donne un résultat situé entre ces deux limites.

L'utilisation de plusieurs traceurs pour représenter les poussières minérales pose le problème de leur rayon à la source. En effet, si Schulz et al. (1998) ont montré qu'un rayon de départ de $1.27 \mu\text{m}$ était cohérent pour une approche "à un seul traceur" dans le Sahara, il est certain que cette valeur est moins adaptée quand le modèle contient six familles minérales. Par exemple, comme je l'ai évoqué dans le chapitre 4, les grains de quartz sont généralement plus gros que les particules argileuses. Le choix d'un rayon de départ est cependant un exercice délicat, car la valeur idéale est en fait la valeur moyenne du rayon dans un domaine équivalent à une boîte du modèle TM3, i.e. environ $375 \times 500 \text{ km}^2$ sur 70 mètres de hauteur. Aller mesurer cette valeur moyenne pour chacun des traceurs étudiés est une gageure. M'étant fixé pour objectif d'isoler l'effet de la minéralogie sur les propriétés optiques des poussières, il serait préjudiciable de faire aussi varier la taille des particules. J'ai donc choisi une rayon modal massique à la source de $1.27 \mu\text{m}$ dans les trois expériences, pour tous les traceurs. De plus, on peut noter qu'en théorie, les différents traceurs considérés ont tous des densités différentes (par exemple, la calcite est bien moins dense que le quartz), cependant, afin que la masse de matériel transportée soit la même dans les trois expériences, je garde la valeur de 2600 kg.m^{-3} pour tous les traceurs. L'influence de ce choix sur mes résultats devra être évaluée dans les études futures.

6.2 Les concentrations atmosphériques des poussières minérales

6.2.1 Présentation des résultats

Les concentrations de poussières dans l'atmosphère telles qu'elles sont obtenues dans l'expérience à un seul traceur sont présentées pour les quatre saisons sur la Figure 6.2. Qualitativement, le cycle saisonnier des poussières minérales est correctement représenté dans différentes régions. Au dessus de l'Atlantique Nord, l'oscillation saisonnière du panache avec la latitude, entre 5°N et 20°N est correctement simulée. Au dessus de la Chine, le maximum printanier apparaît très clairement. En mer d'Arabie, l'augmentation de la quantité de poussières pendant la Mousson de Sud-ouest est reproduite. De plus, les faibles concentrations de poussières dans l'hémisphère Sud sont reproduites, ce qui est satisfaisant en comparaison avec les études de Tegen et al (1998) et Mahowald et al. (1999) qui produisent toujours un excédant de poussières dans ces régions.

Avant de comparer plus quantitativement ces résultats avec les observations disponibles, il est intéressant de s'arrêter sur le fait que les trois expériences donnent quasiment les mêmes résultats en terme de masse (le contenu intégré moyen en poussières vaut 35.6 mg.m^{-2} dans les trois cas, et j'ai donc choisi de montrer les cartes pour une seule expérience, Figure 6.2). Cette observation semble aller de soi car la masse injectée est la même dans les trois tests, cependant le traitement "spectral" rend le modèle de transport non-linéaire par rapport à la distribution de la source. En effet, deux traceurs ayant des tailles différentes ne sont pas advectés et ne sédimentent pas de la même manière qu'un seul traceur de taille moyenne. A la source, la répartition irrégulière de la masse dans six différents traceurs pourrait donc, en principe, avoir une influence notable sur la masse cumulée. Le fait que les quantités finales soient les mêmes indique donc que le modèle est en fait quasiment linéaire par rapport à la géographie de la source.

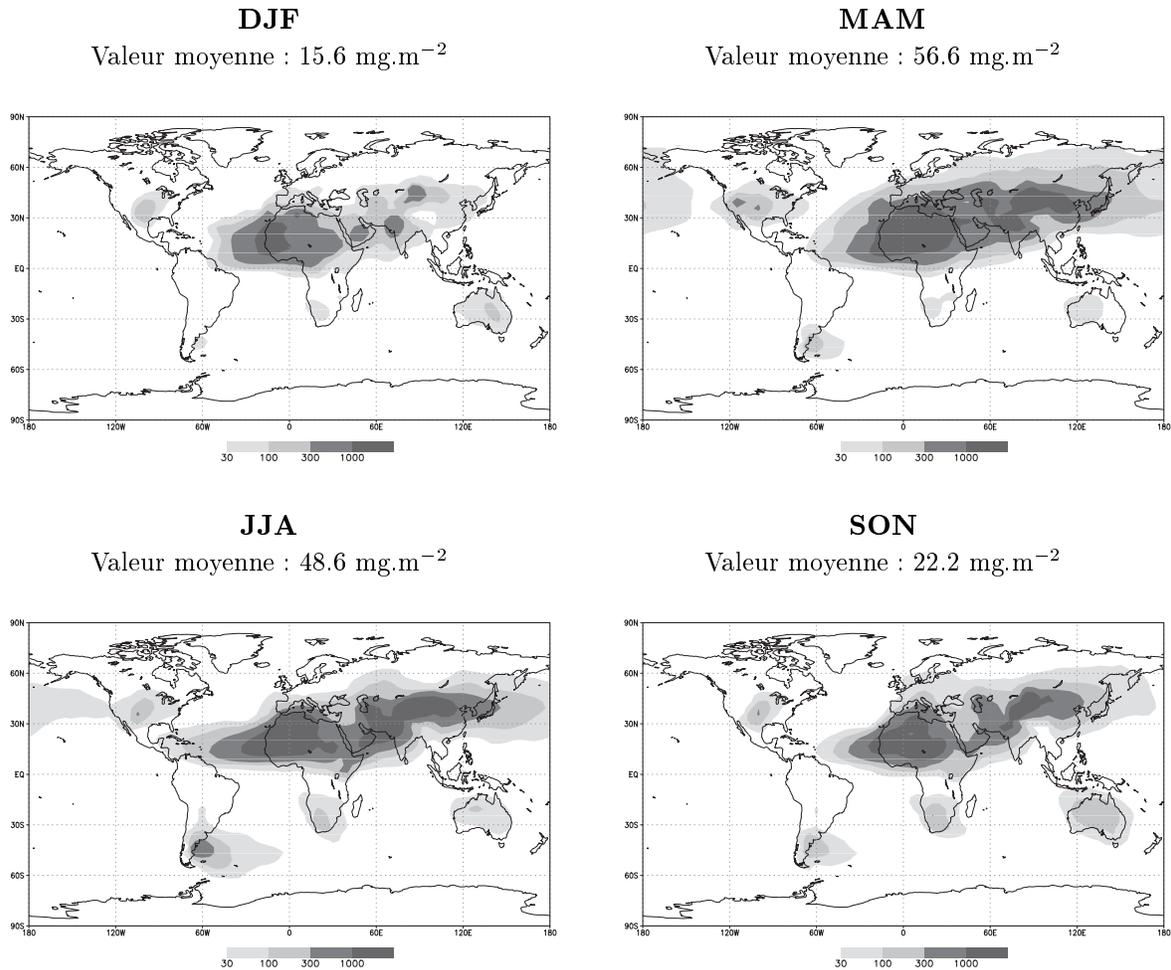


FIG. 6.2 – Contenu intégré en aérosol désertique, en mg.m^{-2} pour les quatre saisons (DJF, MAM, JJA, SON). Ces cartes restent inchangées pour les trois expériences. La valeur moyenne vaut 35.6 mg.m^{-2} .

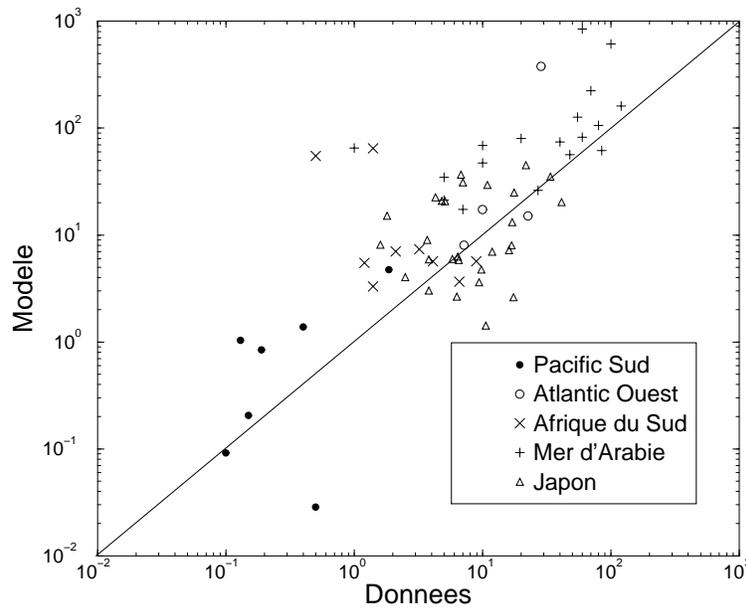


FIG. 6.3 – Comparaison des concentrations de surface ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) dans le modèle (année 1990) à des concentrations de surface mesurées en différents points du globe (autres années). Les données présentées ici sont des valeurs moyennes sur une période de prélèvement toujours supérieure à un mois. Les valeurs proviennent respectivement des articles de Prospero et al. (1981) et Prospero et Nees (1986) (Atlantique Nord), Piketh et al. (1999) (Afrique du Sud), Tsunogai et al. (1988) (Japon), Pease et al. (1995) (Mer d'Arabie), et Prospero et al. (1989) (Pacifique).

6.2.2 Comparaison avec les données disponibles

La comparaison de ces résultats avec les observations disponibles est une étape nécessaire avant leur utilisation pour les calculs radiatifs. Une bonne revue des mesures de concentrations de poussières publiées est exposée dans le travail de Guelle (1998) (Tableau 6.1, page 121).

Données pour des années différentes de 1990

A l'échelle globale, très peu de séries temporelles sont disponibles, en particulier en Asie, dans l'hémisphère Sud et au Moyen Orient, régions pour lesquelles je n'ai connaissance d'aucune donnée publiée pour l'année de la simulation. Dans ces zones, je compare donc des valeurs saisonnières moyennes, mais pour des années différentes de 1990 (Figure 6.3). Ceci implique qu'une fraction importante des différences entre modèle et données pourrait provenir de la variabilité inter-annuelle des concentrations atmosphériques de poussières, d'autant plus que Moulin et al. (1998) ont montré que cette variabilité atteignait facilement 30%. Etant donnée cette difficulté, la comparaison modèle-données est globalement satisfaisante ($r=0.72$), exceptée pour quelques points (notamment en Afrique du Sud) situés près des sources et pour lesquels la valeur choisie pour le rayon massique initial ($1.27 \mu\text{m}$) peut être inadaptée. En effet une petite variation de ce rayon initial change notablement les concentrations de poussières à proximité des régions sources. Dans le futur, il faudra donc certainement se pencher sur la variabilité géographique de ce rayon initial. Mais, comme il est impossible d'utiliser les valeurs mesurées au sol ou à proximité du sol et de les extrapoler à toute la maille du modèle, la méthode la plus pertinente pour ce genre d'étude est sans doute de se baser sur les rayons moyens mesurés à distance des sources, et d'en déduire la valeur du rayon initial. Il est fort probable que la valeur de ce rayon

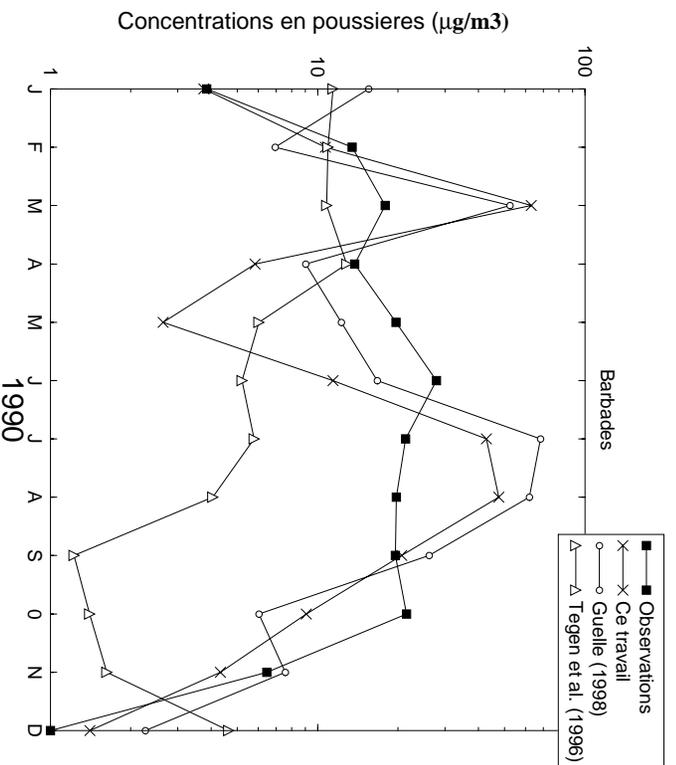


FIG. 6.4 – Comparaison des concentrations de surface ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) à la Barbade telles qu'elles sont présentées dans Arrimato et al. (1995), et telles qu'elles sont calculées dans le modèle, dans le travail de Guelle (1998) (seule la formulation des sources est différente) et dans le travail de Tegen et al. (1995).

initial varie notablement d'un désert à l'autre.

Données pour l'année 1990

Au dessus de l'Atlantique Nord, plusieurs jeux de données existent sur les concentrations atmosphériques de poussières minérales. En particulier, à la Barbade, des filtres sont prélevés depuis 1969 (Prospero et al., 1969) et couvrent notamment l'année 1990 (Arrimato et al., 1995). Sur la Figure 6.4, je compare les concentrations mesurées à la Barbade avec les résultats de plusieurs simulations : celle réalisée dans cette thèse, celle de Guelle (1998), qui diffère de la présente approche seulement par l'utilisation de la source de Marticorena et Bergametti (1995), et celle de Tegen et al. (1996). Plusieurs enseignements peuvent être tirés de cette figure. Tout d'abord, le modèle que j'ai développé et celui de Guelle (1998) simulent le cycle saisonnier de manière globalement satisfaisante. De plus, l'utilisation du schéma physique de Marticorena et Bergametti (1995) par Guelle (1998) n'améliore pas les résultats de manière significative dans une région distale comme la Barbade. Ce résultat est certainement dû à un fort contrôle du modèle par les champs de vents et il est donc clair que l'approche de Marticorena et Bergametti est plus profitable aux modèles de petite échelle qu'aux approches globales. Enfin, pour finir, la faible qualité des résultats de Tegen et al. (1996) doit, elle aussi, être reliée au contrôle du transport par les champs de vents. En effet, la paramétrisation de l'érosion par Tegen et Fung (1994) n'est pas suffisamment différente de la mienne pour expliquer la différence apparaissant sur la Figure 6.4. Par contre, les champs de vents simulés par le Modèle de Circulation Générale du GISS sont moins réalistes que les ré-analyses du CEPMMT (voir Tegen et Fung, 1995, Figure 3). Cette observation indique clairement qu'en plus d'une bonne paramétrisation du transport, l'évaluation du cycle atmosphérique des poussières dans les modèles globaux demande, avant tout, une très

bonne représentation des champs de vents.

Différences minéralogiques

Jusqu'ici, j'ai présenté et discuté les distributions atmosphériques des poussières sans aborder le cas des différents traceurs utilisés dans les expériences de "mélange interne" et de "mélange externe". A l'instar des résultats présentés ci-dessus, la répartition atmosphérique de ces différents traceurs est largement contrôlée par les champs de vents, et les panaches ressemblent donc beaucoup, mais avec des intensités différentes, à ceux présentés sur la Figure 6.2. A l'heure actuelle, il n'existe malheureusement aucun jeu de données publié montrant des séries temporelles des concentrations minéralogiques et il est donc impossible de valider proprement ces résultats. Pour illustrer les variations des concentrations minéralogiques, trois séries temporelles de l'expérience "en mélange externe" furent extraites en trois points représentatifs des déserts d'Afrique, d'Arabie et d'Asie (Figure 6.5). Sur cette figure, il apparaît clairement que la variabilité saisonnière des concentrations minérales est négligeable en chacun de ces points. Cette constatation confirme numériquement les conclusions de Schütz et Seibert (1987) et Glaccum et Prospero (1980) qui affirmèrent que malgré l'hétérogénéité locale de la composition des sources, toutes les espèces se mélangent dans l'atmosphère et forment donc régionalement des ensembles de minéralogie stable. Ce résultat, basé sur des moyennes mensuelles, montre qu'il est préférable de se baser sur la composition isotopique des poussières plutôt que sur leur minéralogie pour retrouver leur origine (Biscaye et al., 1997).

Cette observation met cependant en cause l'intérêt de l'approche minéralogique, car, si après un bref transport et un mélange atmosphérique, la minéralogie de poussières devient constante, alors l'utilisation de tant de traceurs est vaine. Cet aspect est abordé en détails dans la partie suivante.

6.3 Influence de la minéralogie des poussières sur leur propriétés optiques

Pour comprendre comment la minéralogie des poussières minérales agit sur leur effet radiatif, il est d'abord important d'observer comment elle agit sur leurs propriétés optiques, à savoir l'extinction spécifique (partie 6.3.1), l'albédo de diffusion simple (partie 6.3.2) et le paramètre d'asymétrie (partie 6.3.3).

6.3.1 Influence sur l'extinction spécifique

L'extinction spécifique d'un aérosol, σ_{ext} , est la variable qui permet de passer de la masse de particules, calculée par le modèle de transport, à l'épaisseur optique, qui influence les flux radiatifs. Le lecteur se reportera au chapitre 2 (équation 2.14) pour une définition mathématique de σ_{ext} . Pour les trois expériences menées ici, l'extinction spécifique est présentée sur la Figure 6.6. Il apparaît sur cette figure que les variations géographiques de σ_{ext} suivent bien celles de panache de poussières : σ_{ext} est faible près des zones désertiques et augmente comme on s'en éloigne. Cette observation est directement liée aux variations de la taille des particules reproduites par le modèle. En effet, près des sources, les particules sont grosses et diffusent moins bien l'énergie que les petites particules des régions distales. Cette augmentation de σ_{ext} avec la distance à la source est sans doute un peu sous estimée dans le modèle à cause d'une sous estimation des variations du rayon moyen des particules par le schéma spectral. En effet, le choix d'un rayon

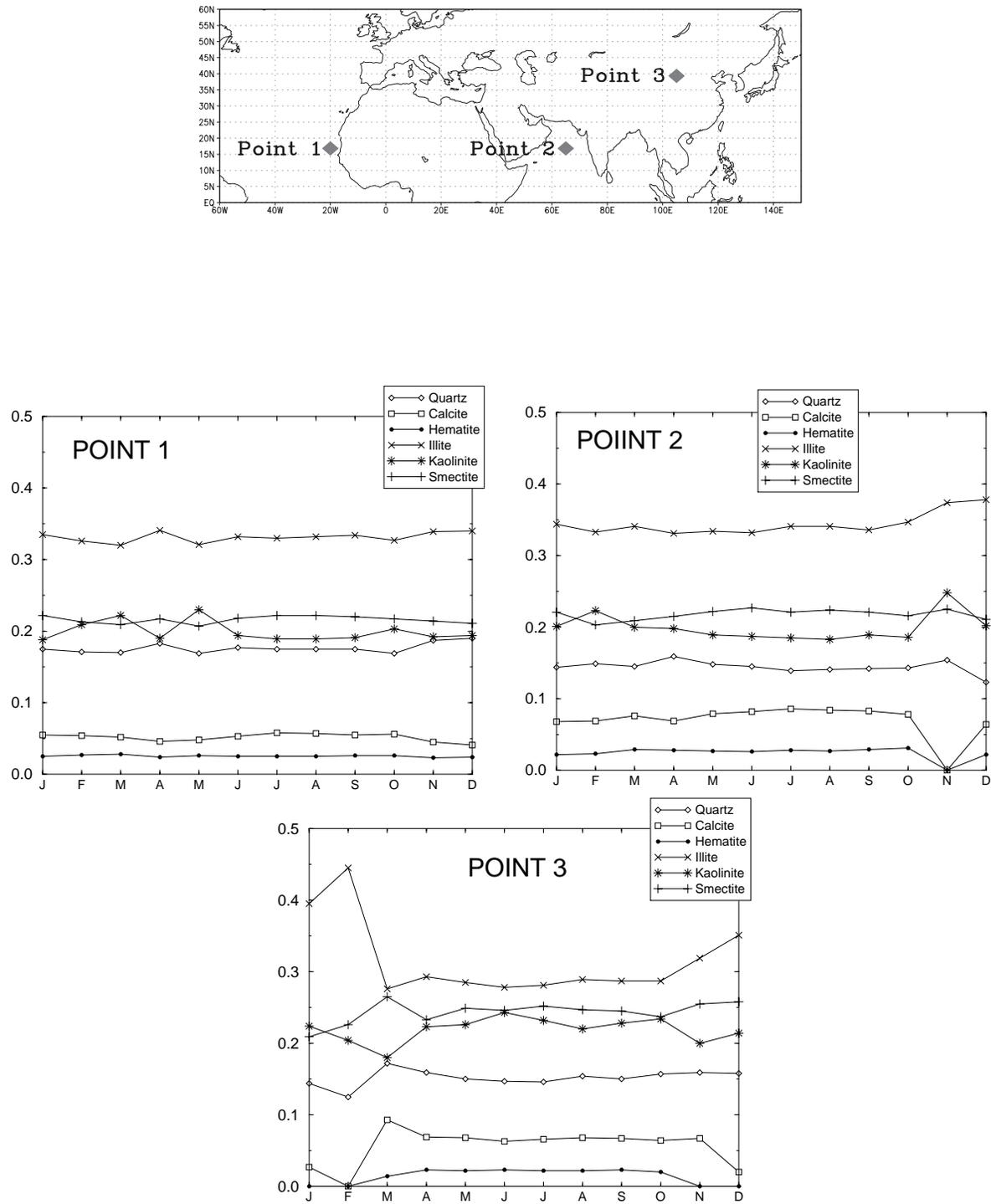


FIG. 6.5 – Trois points représentatifs de trois régions situées sous le vent de grande zones désertiques sont présentés sur la carte en haut à gauche. En chacun de ces trois points, les proportions des différents minéraux sont indiquées pour les douze mois de l'année 1990. Ces proportions correspondent à la simulation faite avec un mélange externe.

de $1.27 \mu\text{m}$ à la source inhibe la représentation des très grosses particules parfois observées dans les déserts et qui diminuent largement l'extinction spécifique.

La seule différence entre les trois expériences repose en fait sur la légère augmentation de la valeur moyenne de σ_{ext} quand on passe à un mélange interne. Cette augmentation, qui est due à l'efficacité de l'absorption lumineuse de l'hématite collée aux autres particules, avait été présentée dans le chapitre 3 avec un point de vue plus théorique. En dehors de cette légère variation, la prise en compte de la minéralogie est donc sans effet sur le calcul de l'épaisseur optique moyenne. Ce résultat indique que la relation masse-épaisseur optique varie peu avec la minéralogie.

6.3.2 Influence sur l'albédo de simple diffusion

L'albédo de simple diffusion, ω , quantifie la proportion d'énergie incidente absorbée par les aérosols. À ce titre, ω joue un rôle climatique primordial en déterminant la quantité d'énergie qui, piégée dans la couche d'aérosol, contribuera à réchauffer l'atmosphère. Les albédos de simple diffusion sont présentés sur la Figure 6.7 pour les trois expériences étudiées dans ce chapitre. Cette Figure 6.7 soulève un certain nombre de points intéressants.

Tout d'abord, les valeurs moyennes de ω varient largement de 0.91 pour l'expérience à un seul traceur, à 0.94 pour le cas du mélange interne et à 0.99 pour le cas du mélange externe. Comme on l'a expliqué dans le chapitre 3, l'efficacité à absorber l'énergie solaire augmente quand les grains d'hématite sont collés aux autres particules, et il est donc naturel que ω soit plus faible dans le cas d'un mélange interne que dans le cas d'un mélange externe. Plus surprenant est le fait que l'expérience à un seul traceur produise un ω inférieur à celui évalué avec un mélange interne. Ce résultat montre que, jusqu'à maintenant, l'absorption de l'énergie solaire par les poussières minérales a été surévaluée.

Ce résultat est fondamental car il remet en cause la majeure partie des études précédentes sur les poussières désertiques, lesquelles se basèrent toutes sur une approche "à un seul traceur" et sur les indices de réfraction de Patterson (1981) et Volz (1973). En fait, ces deux indices furent utilisés sans discussion de puis la fin des années 1980, et il n'est donc pas difficile d'imaginer qu'une simple erreur de mesure se soit propagée jusqu'à aujourd'hui. Dans la suite de ce chapitre, on verra que cette réévaluation de l'absorption des poussières minérales modifie complètement la nature du forçage radiatif des poussières minérales.

Par ailleurs, il est intéressant d'observer que mes conclusions vont dans le même sens que les derniers résultats de Kaufman et al. (1999). En effet, en combinant les mesures photométriques, qui donnent une indication sur la taille des particules, et les observations du satellite LANDSAT, qui témoignent de l'absorption des aérosols, Kaufman et al. (1999) mettent en évidence que le ω des poussières minérales est proche de 1. Ce résultat va clairement à l'encontre des valeurs classiques qui varient entre 0.85 et 0.95. Les deux expériences à mélange interne et mélange externe indiquent les bornes de variations de ω comprises entre 0.94 et 0.99. Ces bornes de variations incluent notamment l'estimation de Kaufman et al. (1999).

De plus, l'allure des variations géographiques de ω mérite également d'être discutée. Pour l'expérience à un seul traceur et l'expérience à mélange externe, l'albédo de simple diffusion augmente quand on s'éloigne de la source. Cette augmentation est directement liée à la diminution du nombre de grosses particules qui absorbent beaucoup l'énergie solaire. Cette observation indique que dans le cas d'un mélange externe, la minéralogie a sur ω un effet secondaire par rapport à la taille moyenne des particules. Le résultat est différent dans le cas du mélange interne (Figure 6.7-bas), où, dans le cas du Sahara par exemple, ω diminue au dessus des régions où la concentration en hématite est importante. Un résultat du chapitre 4 (carte 4.4-f) était l'abondance de l'hématite dans les régions semi-désertiques comme le Sahel, et il est donc lo-

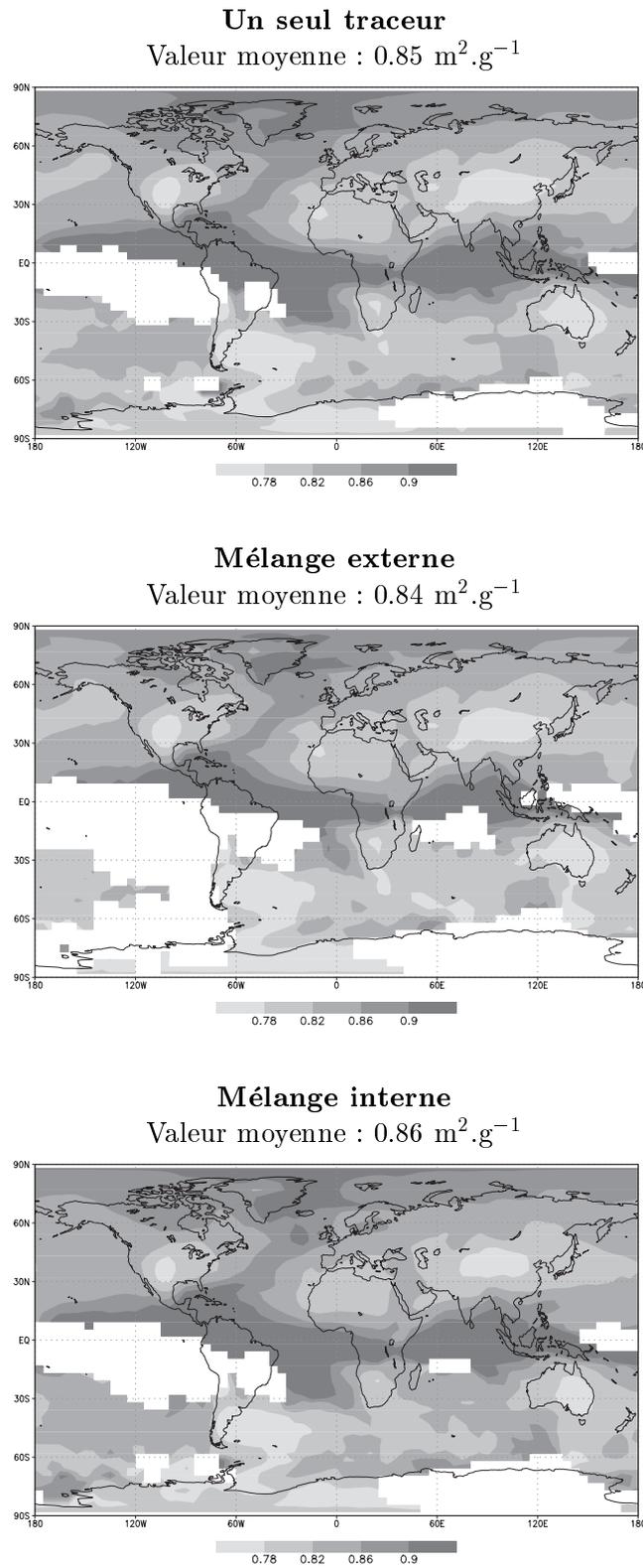


FIG. 6.6 – Extinction spécifique des poussières minérales (en $\text{m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$) évaluée avec un seul traceur (carte du haut), avec un mélange externe (carte du milieu) et avec un mélange interne (carte du bas).

gique que ω soit plus faible au Sud du Sahara. Dans le cas d'un mélange interne, la distribution des minéraux dans les sols, et en particulier de la distribution de l'hématite, joue donc un rôle primordial.

6.3.3 Influence sur le paramètre d'asymétrie

Le paramètre d'asymétrie, g , témoigne de la forme de la fonction de phase en valant 1 quand la diffusion se fait uniquement vers l'avant et 0 quand la diffusion est isotrope. Il est présenté sur la Figure 6.8 pour les trois expériences étudiées dans ce chapitre. Comme dans les cas de l'extinction spécifique et de l'albédo de diffusion simple, la signature de la taille des particules apparaît clairement dans les expériences à un seul traceur et à mélange externe : g décroît quand la taille diminue car les grosses particules diffusent surtout vers l'avant tandis que les petites particules ont une diffusion plus isotrope.

Le résultat le plus intéressant de ces cartes est sans doute la diminution de g quand on prend en compte la minéralogie : \bar{g} vaut 0.72 dans le cas d'une étude à un seul traceur, et vaut 0.68 dans les deux autres cas. De la même manière que pour l'albédo de diffusion simple, l'utilisation dans le visible de l'indice de réfraction de Patterson (1981), sans doute trop élevé, explique cette différence. A ma connaissance, il n'existe pas de données publiées permettant de confirmer la validité de ces résultats.

La minéralogie et l'état de mélange des poussières a donc une influence nette sur leurs propriétés optiques. Il reste donc à savoir si ce rôle influence notablement le transfert radiatif, ceci étant fait dans la partie suivante.

6.4 Influence de la minéralogie sur le forçage radiatif des poussières

Pour analyser l'influence de la minéralogie des poussières atmosphériques sur leur forçage radiatif, je me penche ici sur leur effet au sommet de l'atmosphère. Je n'aborderai pas le problème du forçage à la surface car ce dernier est un moins bon indicateur de l'éventuelle réponse climatique. L'analyse suivante repose largement sur les points soulevés dans la partie précédente.

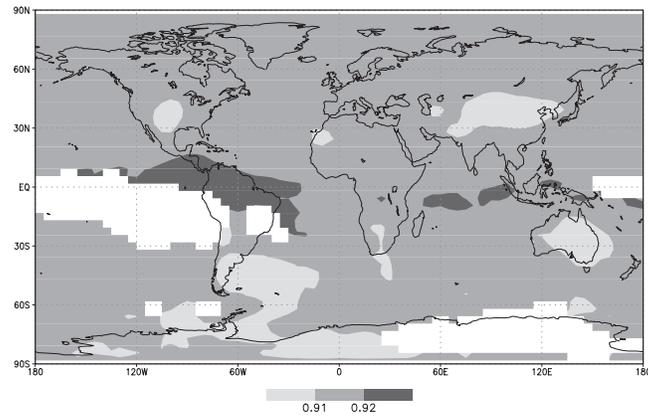
Les forçages au sommet de l'atmosphère obtenus dans les trois expériences sont présentés sur la Figure 6.9. De plus, les relations épaisseur optique - forçage sont présentées pour un albédo proche de 0.0 et un albédo de 0.3 sur la Figure 6.10. Ces relations, qui sont souvent utilisées pour prédire les forçages radiatifs en l'absence de code radiatif, permettent de comprendre le rôle des composantes visible et infrarouge. L'analyse de ces résultats fait aussi appel aux résultats du chapitre 2 : plus la surface est réfléchissante (i.e., a un fort albédo) et perd donc de l'énergie solaire, plus l'ajout d'une couche d'aérosols absorbant produira un forçage radiatif positif. Par conséquent, plus l'albédo de diffusion simple est bas (i.e., l'aérosol est absorbant), plus le forçage radiatif visible sera poussé vers les valeurs positives. De plus, il faut se rappeler que la présence d'une masse importante de poussières provoque un effet de "serre" responsable d'un forçage radiatif infrarouge systématiquement positif.

A la lumière de ces observations, les résultats de la Figure 6.9 peuvent être analysés ainsi :

- Dans le cas de l'expérience à un seul traceur, la faible valeur de ω produit un forçage radiatif visible positif au dessus des déserts. Combiné à un forçage radiatif infrarouge dont l'amplitude est similaire (Figure 6.10-b), il fait gagner plus de 10 W.m^{-2} en moyenne annuelle à la majeure partie des régions désertiques (Figure 6.9). A l'échelle globale, ces valeurs positives dominent légèrement les forçages négatifs des régions océaniques, produi-

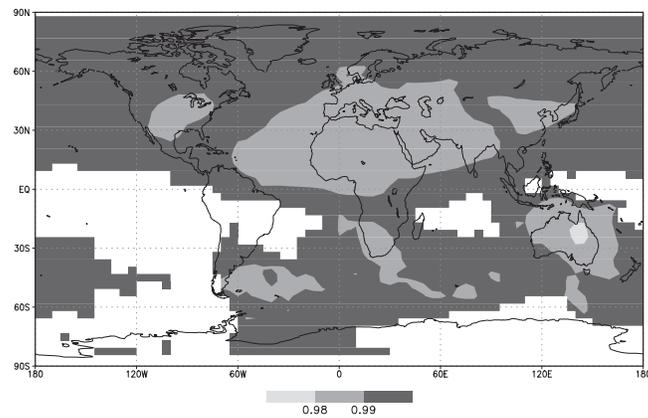
Un seul traceur

Valeur moyenne : 0.91



Mélange externe

Valeur moyenne : 0.99



Mélange interne

Valeur moyenne : 0.94

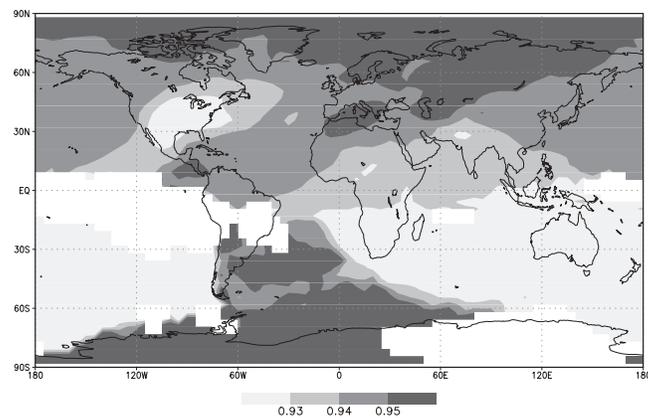
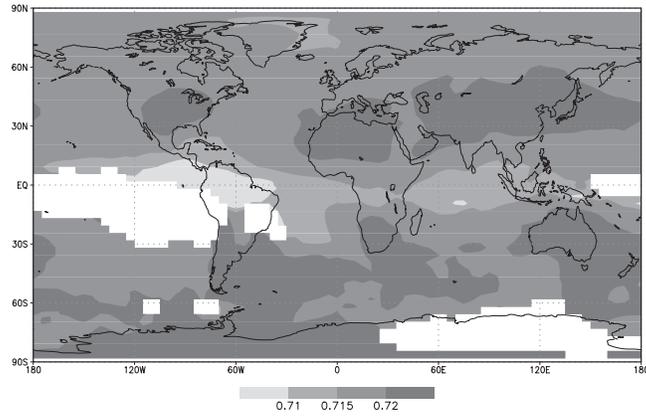


FIG. 6.7 – Albedo de diffusion simple des poussières minérales évalué avec un seul traceur (carte du haut), avec un mélange externe (carte du milieu) et avec un mélange interne (carte du bas). Notez que l'échelle est différente pour chacune des figures.

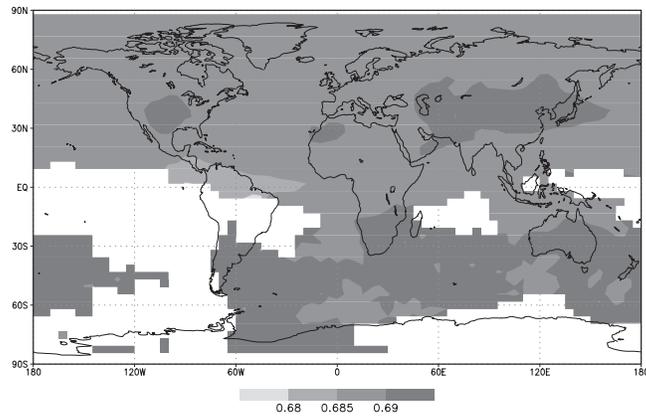
Un seul traceur

Valeur moyenne : 0.72



Mélange externe

Valeur moyenne : 0.68



Mélange interne

Valeur moyenne : 0.68

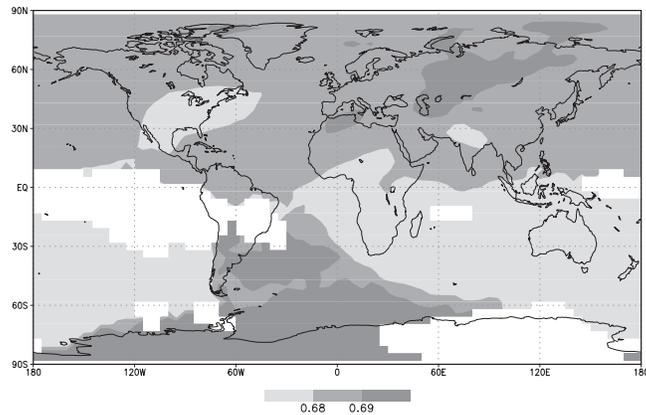


FIG. 6.8 – Paramètre d'asymétrie des poussières minérales évalué avec un seul traceur (carte du haut), avec un mélange externe (carte du milieu) et avec un mélange interne (carte du bas). Notez que l'échelle est différente pour chacune des figures.

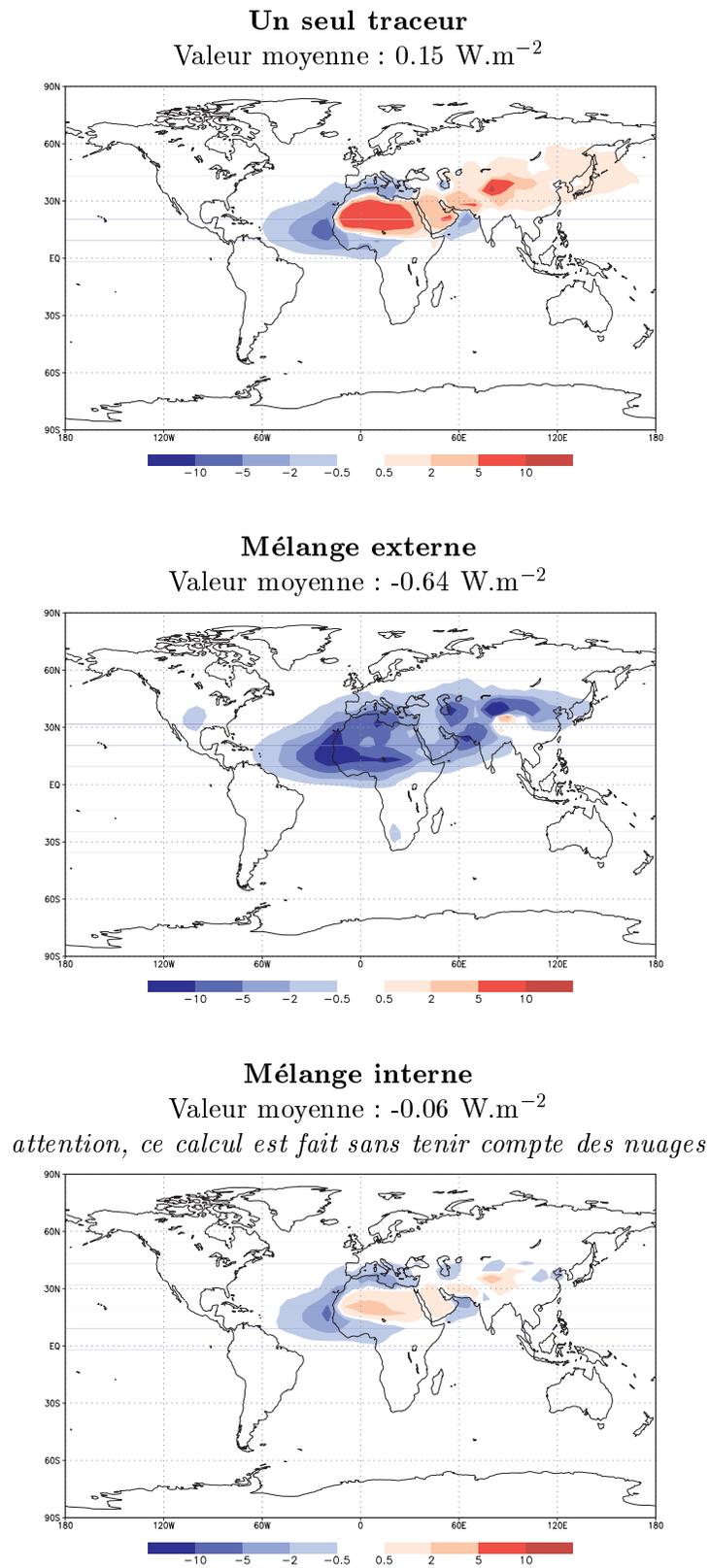


FIG. 6.9 – Forçage radiatif des poussières minérales, en W.m^{-2} , au sommet de l'atmosphère, évalué avec un seul traceur (carte du haut), avec un mélange externe (carte du milieu) et avec un mélange interne (carte du bas).

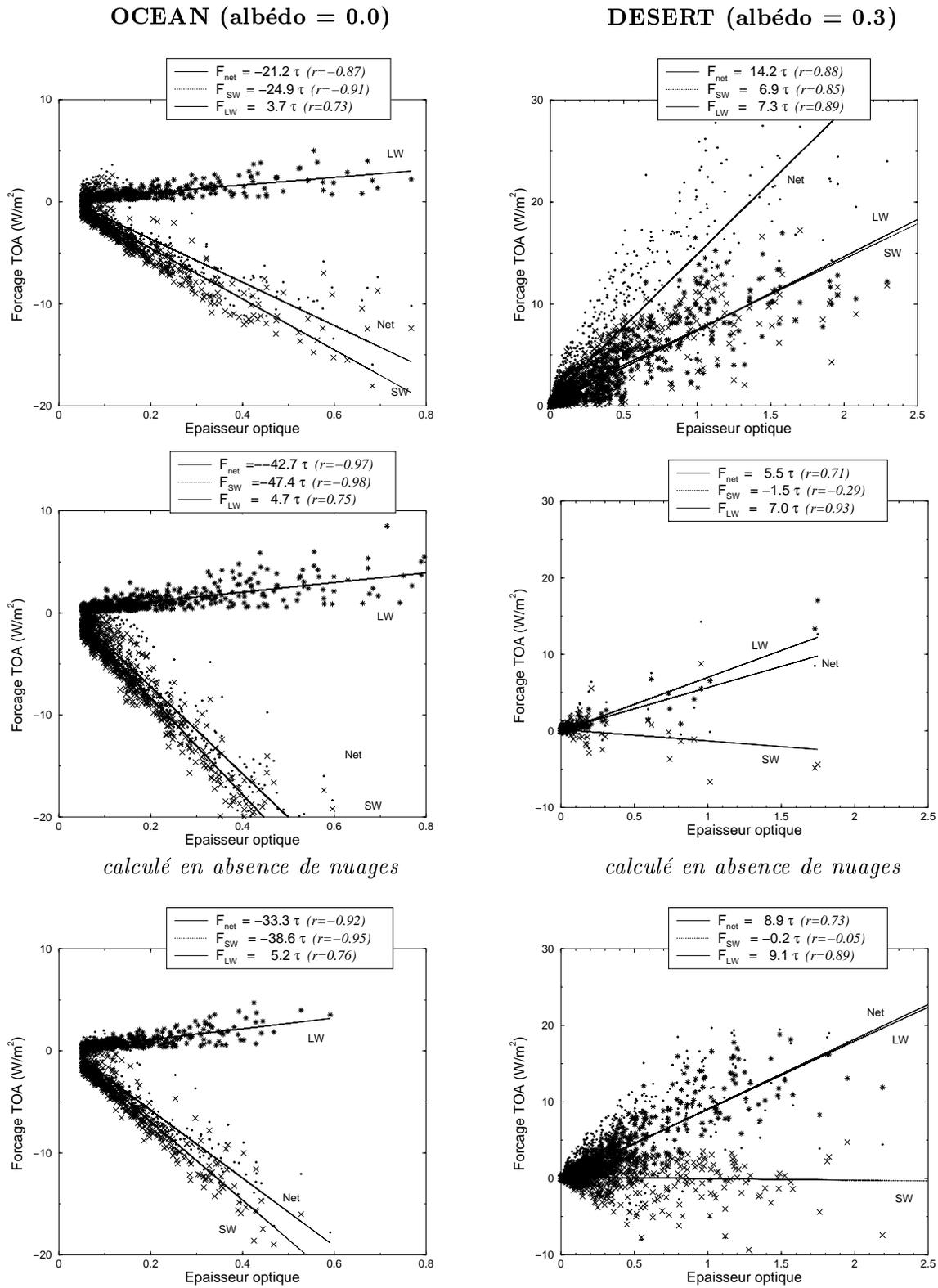


FIG. 6.10 – Evolution du forçage radiatif visible (SW), infrarouge (LW) et net (SW+LW) en fonction de l'épaisseur optique, dans le cas où un seul traceur est pris en compte (graphes du haut), dans le cas d'un mélange externe (graphes du milieu), et dans le cas d'un mélange interne (graphes du bas). Dans chaque cas, les relations sont établies pour un albédo de la surface valant 0. (graphes de gauche) et 0.3 (graphes de droite).

- sant ainsi un forçage radiatif faiblement positif (0.15 W.m^{-2}) qui rejoint les conclusions de Tegen et al. (1996).
- Dans le cas d'un mélange externe, l'albédo de simple diffusion est très élevé (0.99 en moyenne), ce qui inhibe l'apparition de forçages radiatifs positifs. Comme ω est un peu plus faible au dessus des régions désertiques, on observe dans ces régions une décroissance de l'amplitude du forçage. Dans ce cas de figure, les poussières minérales se comportent comme les aérosols sulfatés : leur principal effet est de rétro-diffuser l'énergie solaire vers l'espace et donc d'avoir un forçage radiatif négatif (-0.6 W.m^{-2} en moyenne globale). En opposition à l'effet de serre (*greenhouse*), Schwartz (1996) baptisa ce phénomène l'effet "maison blanche" (*white-house*) à cause de l'aspect blanchâtre que donne au ciel la rétro-diffusion par les aérosols. Certains auteurs parlent aussi d'effet "parasol".
 - Le cas d'un mélange interne est intermédiaire entre les deux cas précédents. L'albédo de diffusion simple est suffisant pour provoquer un forçage positif au dessus des déserts, mais d'une amplitude trop faible pour contrecarrer les forçages négatifs océaniques. A l'échelle globale, l'effet radiatif des poussières est donc quasiment nul, mais négatif (-0.06 W.m^{-2}).

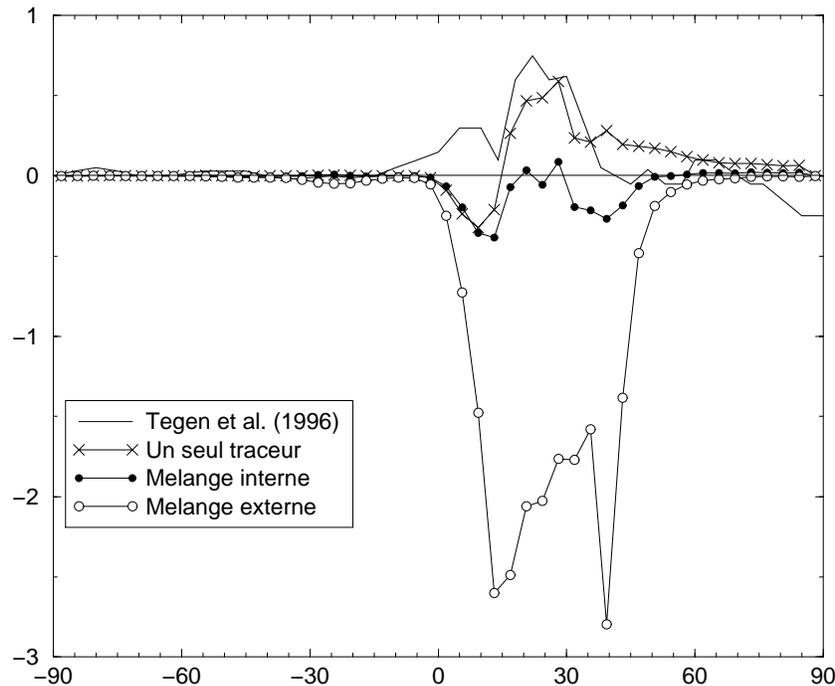


FIG. 6.11 – Moyennes longitudinales du forçage radiatif des poussières au sommet de l'atmosphère (en W.m^{-2}). Les résultats sont montrés pour une simulation avec un seul traceur, pour un mélange externe, et pour un mélange interne. Les résultats de Tegen et al (1996) sont également exposés.

Ces résultats montrent clairement que les estimations faites avec les modèles à un seul traceur surestiment l'absorption d'énergie solaire dans la couche d'aérosols, et conduisent donc à des valeurs de forçage trop positives. Sur la Figure 6.11, ces résultats sont comparés à ceux de Tegen et al. (1996), qui utilisèrent un modèle à indice de réfraction constant. Il apparaît sur cette figure que la simulation "à un seul traceur" donne des résultats comparables à ceux de Tegen et al. (1996) (à l'exception des basses latitudes de l'hémisphère Nord, ce qui est certainement dû à une différence des albédos du sol), alors que les approches "à mélange interne" et "à mélange externe", qui sont plus réalistes, donnent des valeurs de forçage systématiquement plus négatives. D'après ces calculs, l'effet radiatif des poussières minérales au sommet de l'atmosphère se situe donc entre -0.06 et -0.6 W.m^{-2} .

Il faut toutefois se garder de comparer directement ces chiffres avec ceux associés à la perturbation climatique par les gaz à effets de serre. En effet, seule une fraction de ce forçage est attribuable à un effet anthropique, le reste étant une composante naturelle du climat. La quantification de l'effet de l'homme sur les sources de poussières reste un problème très ouvert. Il est cependant raisonnable de penser que l'élargissement des sources de poussières provoque sans doute une perturbation de même signe que l'effet naturel. En effet, les zones de désertification se situent principalement à la périphérie des déserts, et le transport atmosphérique a tendance à emporter les poussières loin des zones de fort albédo. Par exemple, les poussières issues de la désertification du Sahel sont rapidement transportées au dessus de zone à faible albédo (la forêt, puis la mer), où elles ont un forçage négatif. Il est donc probable que l'effet anthropique des poussières minérales va dans le sens d'un "refroidissement" du climat, ce qui contribue donc à masquer l'effet de serre à l'instar des aérosols sulfatés.

6.5 Conclusion et possibles applications

L'objectif de cette étude était d'utiliser deux simulations extrêmes du cycle atmosphérique des poussières minérales afin d'établir une échelle de variation de leurs propriétés optiques et radiatives. La première simulation comprend 6 espèces minérales transportées séparément les unes des autres : le quartz, la calcite, la kaolinite, la smectite, l'hématite et l'illite. On parle alors d'un mélange externe. Dans la seconde simulation, toute l'hématite est collée à la surface des autres minéraux. Trois familles de minéraux sont alors utilisées : le quartz, les argiles et la calcite, qui peuvent contenir chacune soit 1% d'hématite, soit 3% d'hématite, ceci définissant 6 traceurs dans le modèle de transport. On parle alors d'un mélange interne. La réalité microphysique des poussières minérales se trouve entre ces deux cas de figure.

La première conclusion de ces deux simulations confirme en partie les résultats déjà obtenus par Tegen et al. (1996). En particulier, ce chapitre montre que l'amplitude du forçage des poussières minérales dépasse régionalement $\pm 10 \text{ W.m}^{-2}$, avec des conséquences probables sur le climat des régions tropicales. D'une part, seule une fraction inconnue de ce forçage est d'origine anthropique, mais comme en comparaison l'effet de serre additionnel du CO_2 anthropique est seulement de 2 W.m^{-2} , et il est probable que l'effet radiatif des poussières anthropiques soit significatif. Dans les années futures, la quantification de l'effet de l'homme sur les concentrations atmosphériques de poussières minérales sera une thématique importante à développer. D'autre part, aucun modèle de prévision météorologique ne prend en compte l'effet de ces poussières minérales, lequel peut dépasser 100 W.m^{-2} lors d'évènements particulièrement intenses. Il est difficile d'imaginer que de telles perturbations n'aient pas un effet considérable sur les températures, les précipitations et les vents dans les régions concernées. Cette quantification de l'effet des poussières sur les prévisions météorologiques fait l'objet d'un "Projet Spécial" que j'ai soumis au CEPMMT en collaboration avec Jean-Jacques Morcrette. L'objet de ce projet sera d'étudier si l'intégration des observations d'aérosols dans le modèle du CEPMMT permet d'améliorer la qualité des prévisions météorologiques.

De plus, les deux simulations en mélange interne et en mélange externe démontrent que l'albédo de diffusion simple des poussières minérales est compris entre 0.94 et 0.99, ce qui supérieur aux limites de 0.85 et 0.95 généralement admises. Ces résultats confirment ainsi numériquement les observations récentes de Kaufman et al. (1999) qui mettent en avant un ω proche de 0.99 pour les poussières minérales en combinant l'utilisation des photomètres à celle du satellite Landsat. Il semble donc que l'absorption d'énergie solaire par les aérosols minéraux ait été jusqu'ici surestimée, essentiellement parce que les indices de réfraction utilisés étaient assez inadapés. Cette surestimation impliquait alors que les aérosols minéraux avaient un effet radiatif positif à l'échelle globale, cette idée étant ici contredite par mes calculs qui situent cet

effet entre -0.1 et -0.6 W.m^{-2} .

Si l'on se cantonne au domaine des sciences atmosphériques, cette simulation de la minéralogie des poussières minérales a un certain nombre d'applications intéressantes.

- Tout d'abord, la connaissance précise de la composition chimique des poussières est un premier pas vers la quantification de leur éventuel effet indirect sur le climat, c'est à dire de leur éventuel impact sur la microphysique des gouttelettes nuageuses. Cet effet indirect dépend de la capacité des particules à servir de noyau de condensation, capacité directement contrôlée par leur nature minéralogique. Plusieurs raisons peuvent transformer les poussières minérales en noyaux de condensation : soit elles sont solubles, comme par exemple la calcite, soit elles sont très hygroscopiques, comme la smectite, soit elles s'associent avec des composés solubles comme les sulfates. La mise en évidence d'un effet indirect est toujours un exercice difficile et, à ma connaissance, il n'a jamais été réalisé pour les poussières minérales². L'utilisation de cette approche numérique pourrait évaluer l'importance de l'effet indirect des poussières minérales.
- De plus, l'utilisation du modèle minéralogique pourrait aider à prédire localement les propriétés optiques (y compris la fonction de phase, dont je n'ai pas parlé dans cette étude) dont les procédures d'inversion satellitales ont besoin. Inversement, certains minéraux comme l'hématite, la calcite et le gypse ont des signatures spectrales dont les satellites pourraient se servir, soit pour distinguer les aérosols minéraux des autres composés atmosphériques, soit pour déterminer la minéralogie des poussières.
- Enfin, l'introduction de la minéralogie des poussières (ou, au moins, d'une approche plus réaliste de leurs propriétés optiques) dans les modèles dynamiques pourrait amener à revoir les conclusions faites jusqu'ici sur le rôle dynamique des poussières. En effet, les études récentes de Mohalfi et al. (1998) et Miller et Tegen (1998) soulignent que les poussières jouent un rôle de "ralentissement" des processus convectifs. Cette action s'explique à la fois par le refroidissement de la surface et par le réchauffement des hautes couches atmosphériques par absorption d'énergie solaire. Ces études ayant toutes les deux été faites en se basant sur les indices de réfraction de Patterson et al. (1981), il serait intéressant de revoir leur conclusions en prenant compte d'une diminution de l'absorption des poussières.

²Pour une revue des méthodes de mise en évidence de l'effet indirect des sulfates, méthodes qui pourraient aussi être appliquées aux poussières minérales, le lecteur se reportera à la thèse de Boucher (1995)

Chapitre 7

Le cycle atmosphérique et le forçage radiatif des poussières minérales au Dernier Maximum Glaciaire

Ce chapitre se situe un peu à l'écart du reste de cette thèse puisque j'y abandonne l'approche minéralogique précédente pour m'intéresser au cycle atmosphérique des poussières minérales au Dernier Maximum Glaciaire (DMG), c'est à dire il y a environ 21.000 ans. Ce travail a été mené à la suite de l'adaptation du modèle de transport aux conditions du DMG par Mahowald et al. (1999), ce qui a ensuite permis, grâce aux développements faits pendant cette thèse, d'estimer l'effet radiatif des poussières pendant l'âge glaciaire.

Le climat du Dernier Maximum Glaciaire était globalement plus froid que celui que l'on connaît actuellement. De gigantesques calottes de glaces couvraient le Nord de l'Europe et le Canada, comme en témoignent les nombreux lacs et moraines dans tout le Nord de l'hémisphère Nord. De même, les mesures de $\delta^{18}O$ dans les glaces et dans les sédiments marins indiquent que l'eau était davantage stockée dans les glaciers, et donc que le niveau des mers était plus bas qu'aujourd'hui. Parallèlement, la quantité de CO_2 dans l'atmosphère, que l'on peut mesurer dans les bulles d'air piégées dans les calottes de glace, était alors plus faible que maintenant (200 ppm, Raynaud et al., 1993), sans que l'on sache précisément pourquoi (Broecker et Henderson, 1998). La diminution de ce gaz à effet de serre participa sans doute aux faibles températures océaniques. Par ailleurs, il est assez intrigant de remarquer que pour cette époque, la position de la Terre par rapport au Soleil ne suffisait pas à expliquer le refroidissement observé (Rind et Peteet, 1989). Comparé au climat actuel, le Dernier Maximum Glaciaire représente donc un autre état d'équilibre climatique. Au cours de l'histoire terrestre récente, c'est à dire au cours du dernier million d'années, le climat terrestre a évolué entre de telles périodes d'équilibre, chaudes ou froides, à peu près tous les 100.000 ans, les périodes de transition étant relativement rapides. Bien comprendre les mécanismes qui régissent ou perturbent ces états d'équilibre est capital si l'on veut être capable de prédire les variations climatiques futures, et en particulier celles induites par les activités anthropiques (Hoffert and Covey, 1992).

Les poussières minérales sont des traceurs actifs de ces évolutions climatiques. Les dépôts de poussières au DMG étaient de 2 à 20 fois plus importants qu'aujourd'hui selon la région du globe considérée (Thompson and Mosley-Thompson, 1981, Petit et al., 1981). D'une part, le ralentissement du cycle de l'eau, qui assèche les continents et diminue le lessivage atmosphérique des poussières, l'émergence de nouvelles terres, qui livre aux vents plus de surfaces érodables, et l'augmentation de la force du vent expliquent bien cette augmentation de l'érosion éolienne. D'autre part, comme on l'a vu dans le chapitre précédent, les aérosols désertiques jouent un rôle

important sur le bilan radiatif atmosphérique, et une telle augmentation des concentrations eut sans doute un effet non-négligeable sur le climat du DMG. Par exemple, il est particulièrement intéressant de remarquer qu'à la fin de la période glaciaire, la chute de la concentration en poussières minérales précède l'augmentation de la quantité de CO₂ (Broecker et Henserson, 1998), ce qui souligne que les aérosols désertiques ne sont pas simplement des traceurs passifs de cette évolutions climatique. Les poussières minérales semblent donc avoir été, lors de l'évolution climatique de la planète, un acteur climatique important, mais dont l'effet exact est encore mal connu.

La compréhension de l'effet des poussières désertiques sur le climat de l'âge glaciaire nécessite naturellement des études numériques. La modélisation du transport de ces poussières minérales fut initiée il y a une dizaine d'années (Joussaume, 1990, 1993, Genthon, 1992), et débouche maintenant sur des simulations réalistes des dépôts de poussières dans les régions éloignées des sources (Andersen et Genthon, 1996, Andersen et al., 1988, Andersen et Ditlevsen, 1998, Mahowald et al., 1999). Parallèlement, Harvey (1988) et Overpeck et al. (1996) calculèrent l'effet de l'augmentation des poussières sur les températures au Dernier Maximum Glaciaire. Overpeck et al. (1996) conclurent ainsi que les poussières ont pu être à l'origine d'un fort réchauffement dans les hautes latitudes, et donc être à l'origine des évènements de Heinrich. Il faut cependant remarquer que les études de Harvey (1988) et Overpeck et al. (1996) se sont faites avec des distributions de poussières atmosphériques approchées, ces distributions étant souvent très différentes de celles évaluées par les modèles.

Dans ce chapitre, le transport atmosphérique des poussières au DMG et leur effet radiatif à cette même période sont étudiés ensemble pour la première fois. Dans la première partie de ce chapitre (partie 7.1), je présente les adaptations nécessaires pour utiliser le modèle de transport dans le contexte du DMG. Dans un second temps, dans la partie 7.2, les simulations faites avec ce modèle pour le Présent (i.e avant la perturbation anthropique des sources de poussières minérales) et pour le DMG sont présentées d'un point vue atmosphérique (les concentrations) et géologiques (les dépôts). Ces deux premières parties reprennent certains résultats déjà présentés dans l'article de Mahowald et al. (1999). Enfin, l'effet radiatif et climatique des poussières pendant le Dernier Maximum Glaciaire est exposé dans la partie 7.3. Les deux dernières parties de ce chapitre sont issue d'un article de Claquin et al. (1999c, soumis à Nature).

7.1 Adaptation du modèle de transport aux conditions du Dernier Maximum Glaciaire

La simulation du cycle atmosphérique des poussières au Dernier Maximum Glaciaire (DMG) demande surtout une adaptation des données utilisées en entrée du modèle de transport *off-line*. Comme le but d'une telle simulation est de comparer les concentrations des poussières au DMG aux concentrations actuelles de poussières, le premier problème de cette étude est celui de la qualité de ces données d'entrée, celles-ci étant bien meilleures pour la période actuelle que pour le DMG. Dans cette étude, je prend délibérément le parti d'avoir une approche cohérente pour les deux époques, c'est à dire que les méthodes utilisées pour le DMG sont également utilisées pour le présent. Bien sûr, une telle démarche se fait souvent au détriment de la simulation du cycle atmosphérique des poussières minérales pour le Présent, mais elle permet aussi d'avoir une approche cohérente pour chacune des variables. Par conséquent, dans ce chapitre, l'accent est plus mis sur la qualité de la différence entre les deux simulations plutôt que sur la valeur de chacune de ces simulations.

Deux principales données d'entrée doivent être adaptées pour ce chapitre : les données climatologiques, comme le vent ou la température, cette étape étant présentée dans le paragraphe 7.1.1,

et les données géomorphologiques, dont l'adaptation est exposée dans le paragraphe 7.1.2.

7.1.1 Les données climatologiques

Le seul moyen d'obtenir des données climatologiques précises pour les climats passés est d'utiliser un Modèle de Circulation Générale avec des conditions initiales adaptées à la période considérée. J'utilise ici la simulation du climat du DMG faite par le modèle ECHAM 3 (Modèle de Circulation Générale de HAMbourg, Lorenz et al., 1996) selon les conditions prescrites par le projet PMIP (Projet d'Intercomparaison des Modèles Paléoclimatiques, Joussaume et Taylor, 1995 ; Pinot, 1999), c'est à dire 200 ppmv de CO₂ dans l'atmosphère et des températures océaniques de surface données par CLIMAP (*Climate Long-range Investigation, Mapping and Prediction*, 1981). Les vents, les températures, les pressions, la couverture nuageuse, les précipitations et les humidités relatives sont donc issues de cette simulation pour le DMG et, pour que la démarche soit cohérente, les mêmes données pour la période actuelle sont aussi issues du modèle ECHAM 3. Comme on l'a évoqué à la fin du chapitre 5, il est clair que les vents issus d'un Modèle de Circulation Générale donnent des résultats moins réalistes que les vents des ré-analyses CEPMMT. Je montrerai néanmoins dans la suite de ce chapitre que les résultats restent malgré tout qualitativement satisfaisants.

Il faut également noter que l'intensité des alizés ne varie quasiment pas entre le Présent et le DMG dans le modèle ECHAM. Cette observation est intéressante car la forte concentration de poussières dans l'atmosphère glaciaire est souvent attribuée en partie à une augmentation de la force des vents (COHMAP, 1988). Inversement, c'est aussi l'augmentation de la taille moyenne des poussières dans l'Atlantique tropical qui fit dire à Sarnthein et al. (1981) que les vents étaient plus forts au DMG.

7.1.2 Le modèle d'érosion et les données géomorphologiques

Selon le modèle d'érosion des sols que l'on souhaite utiliser, plusieurs types de données géomorphologiques peuvent être nécessaires (par exemple, la hauteur de rugosité pour le modèle de Marticorena et Bergametti, 1995, ou le type de sol pour le modèle présenté dans le chapitre 5 de cette thèse). Malheureusement, aucune de ces données n'est disponible pour le Dernier Maximum Glaciaire. Pour cette étude, on est donc contraint de calculer les émissions de poussières avec le modèle simple décrit dans l'équation 2.1, où le flux dépend du cube de la vitesse du vent, d'une vitesse seuil d'érosion, fixée ici à 5 m.s⁻¹, et d'un facteur d'érosion calibré pour obtenir des émissions totales de 3000 millions de tonnes par an pour le Présent. Je rappelle que cette paramétrisation est le fruit d'une discussion de Mahowald et al. (1999), à laquelle je n'ai pas participé, et qui fut antérieure à mon travail sur les sources présenté dans le chapitre 4. A l'heure actuelle, il est sans doute possible d'améliorer cette formulation des sources pour le DMG.

Les régions touchées par la déflation éolienne sont prescrites selon le modèle BIOME 3 qui évalue les types de végétation en utilisant à la fois les données climatologiques de température et d'insolation, mais aussi le type de sol et la compétition entre espèces végétales (Haxeltine and Prentice, 1996). Les régions érodables sont ensuite définies selon leur Indice Foliaire (IF). Dans les régions tropicales, on considère que les zones où IF est inférieur à 0.35 m².m⁻² sont érodables, cette valeur valant 0.20 m².m⁻² dans les régions tropicales tempérées. Cette différence entre les valeurs seuil utilisées s'explique par une légère sous-estimation de l'Indice Foliaire par BIOME 3 dans les régions tempérées. L'augmentation des surfaces émergées au DMG est prise en compte selon les cartes de Peltier (1994). Enfin, seuls les sols dont l'humidité est nulle peuvent être soumis à l'érosion éolienne.

Pour le Présent, la répartition des écosystèmes simulée par BIOME 3 est conforme aux observations (Haxeltine et Prentice, 1996). Au Dernier Maximum Glaciaire, le modèle BIOME 3 prédit presque un doublement des zones potentiellement sources de poussières. Cette augmentation est particulièrement sensible en Asie, dans les hautes latitudes, en Thaïlande, dans le nord-est brésilien et en Australie. Pour l'Asie et les hautes latitudes, l'expansion des zones arides est confirmée par les données polliniques ainsi que par la position des loess (Mahowald et al., 1999). Pour la Thaïlande, le nord-est brésilien et l'Australie, les données disponibles sont insuffisantes pour confirmer la présence de déserts (Mahowald et al., 1999).

Une fois les sources de poussières et les données climatologiques adaptées pour le Dernier Maximum Glaciaire, le modèle de transport de poussières décrit dans le chapitre 2 peut être utilisé sans modification, à l'exception de la vitesse de sédimentation des particules, qui est ici fixée à 0.05 cm.s^{-1} pour économiser du temps de calcul.

7.2 Les résultats du modèle de transport : concentrations atmosphériques et dépôts de poussières au Dernier Maximum Glaciaire

Les résultats de la simulation du cycle atmosphérique des poussières minérales peuvent être abordés sous deux angles : celui des concentrations atmosphériques et celui des dépôts, marins ou continentaux. Dans l'article de Mahowald et al. (1999), les dépôts de poussières observés dans les glaces et les sédiments marins sont comparés aux résultats du modèle. Une telle approche est particulièrement adaptée quand on désire valider un modèle de transport pour une telle période reculée. L'analyse des résultats se fait en trois étapes : tout d'abord, les dépôts modélisés pour les deux périodes sont comparés aux valeurs disponibles (partie 7.2.1), puis les deux simulations du Présent sont comparées (partie 7.2.2), et enfin, la distribution atmosphérique des poussières pour le DMG est comparées à la distribution actuelle (partie 7.2.3).

7.2.1 Comparaison des modèles avec les mesures de dépôts

Les flux de dépôts obtenus dans les deux simulations de Mahowald et al. (1999) sont comparés aux données sur la Figure 7.1. Ces données de flux de dépôts de poussières désertiques ont été réunies au sein d'une base de données appelée DIRTMAP (*Dust Indicator and Records of Terrestrial and Marine Paleoenvironments*, Mahowald et al., 1999, voir <http://www.bgc-jena.mpg.de/bgc-prentice/start1.html>). Ces données sont comparées aux résultats du modèle sur la Figure 7.1. Le développement de cette base de données se poursuit actuellement sous l'impulsion de Karen Kohfeld au Max Planck Institut de Jena. Trois types de données sont prises en compte : les dépôts océaniques, les dépôts glaciaires, et les dépôts continentaux. Pour chacun de ces environnements, une technique indépendante de calcul des flux de dépôts a été développée par Mahowald et al. (1999). La principale limitation à l'utilisation de DIRTMAP est liée aux échelles de temps couvertes par les échantillons, celles-ci variant beaucoup selon que l'on considère des calottes de glace ou des sédiments marins. La comparaison des données de DIRTMAP avec les résultats du modèle (Figure 7.1) montre qu'à un ordre de grandeur près, le modèle simule les dépôts de poussières de manière satisfaisante. De plus, l'augmentation des dépôts de poussières entre le Présent et de DMG est correctement reproduite, en particulier dans les hautes latitudes (flux de dépôts inférieurs à $1 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$). La répartition géographique de ces augmentations de poussières atmosphériques est discutée en détails dans la partie 7.2.3.

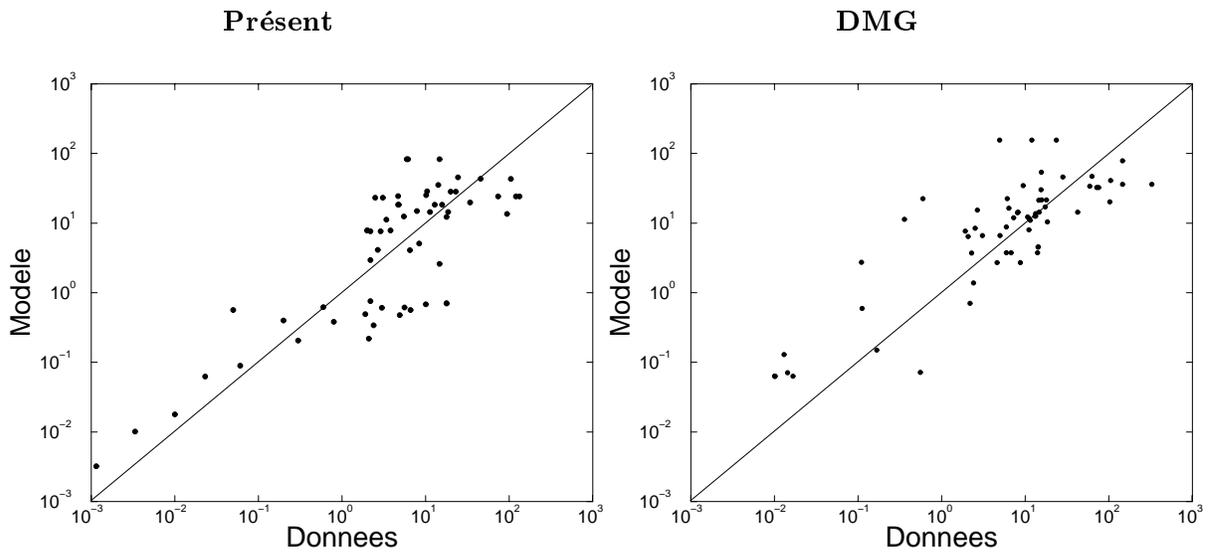


FIG. 7.1 – Comparaison des flux de dépôt de poussières ($g.m^{-2}.an^{-1}$) observés avec les flux de dépôt de poussières modélisés, pour la simulation au Présent (figure de gauche) et pour la simulation au Dernier Maximum Glaciaire (figure de droite). Cette figure est directement issue de l'article de Mahowald et al. (1999).

7.2.2 Comparaison entre les deux simulations au Présent

Les contenus intégrés moyens des poussières dans l'atmosphère évalués par le modèle pour le DMG et la période actuelle sont présentés sur la Figure 7.2. A titre de comparaison, j'expose aussi les concentrations moyennes de poussières calculées selon l'approche développée du chapitre 3 au chapitre 5 de cette thèse.

La comparaison des simulations du cycle actuel des poussières minérales selon les deux approches impose plusieurs commentaires :

- La simulation de Mahowald et al. (1999) au Présent ne fait apparaître quasiment aucune poussière minérale au dessus de l'Asie, alors que les données satellites TOMS et les observations (Iwasaka et al., 1988, Suzuki and Tsunogai, 1988) montrent que cette région du globe est soumise à une érosion éolienne très intense. Dans le chapitre 5, on a cependant montré la difficulté de bien paramétrer la déflation éolienne dans cette zone. En particulier dans le désert du Taklamakan, la calibration du facteur d'émission sur les observations satellitales donnait des résultats difficilement justifiables. Cette incapacité du modèle d'érosion BIOME 3-ECHAM à simuler les flux asiatiques de poussières est une limitation importante qu'il faudra, à terme, s'attacher à réduire. Plusieurs méthodes sont envisageables pour limiter ces incertitudes : soit une meilleure définition de la relation Indice Aérosol TOMS-épaisseur optique, ce qui permettrait de calibrer ou d'inverser les émissions de poussières de cette région, soit une campagne de mesure sur les états du sol dans cette zone, car ces derniers sont encore très mal connus.
- L'allure générale du panache de poussières au dessus de l'Atlantique est bien reproduite dans les deux modèles, cependant, l'approche de Mahowald et al. (1999) produit nettement plus de poussières que ma méthode (la valeur moyenne des concentrations est 60% plus élevée, passant de $36 mg.m^{-2}$ à $59 mg.m^{-2}$). Cette différence a plusieurs causes. Tout d'abord, les émissions totales de Mahowald et al. (1999) sont calibrées sur 3000 Mt par an alors que mon modèle d'émission prévoit 2300 Mt par an, or on a vu dans le chapitre 5

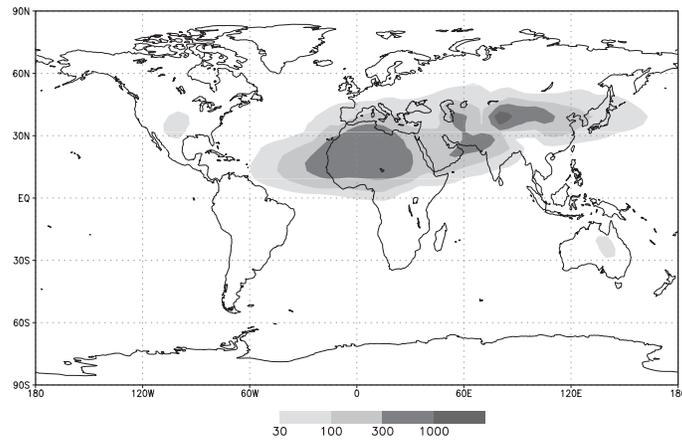
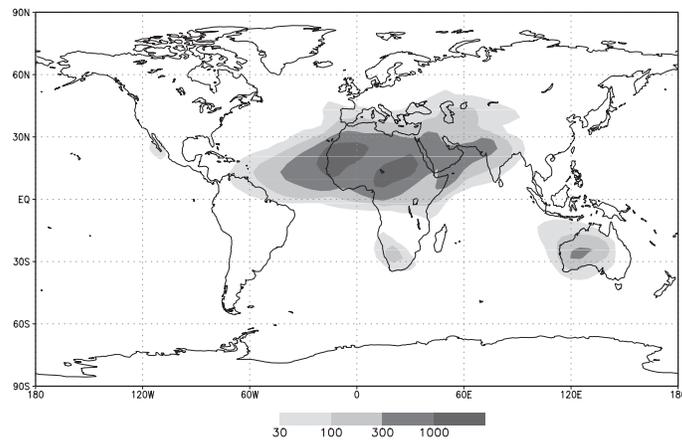
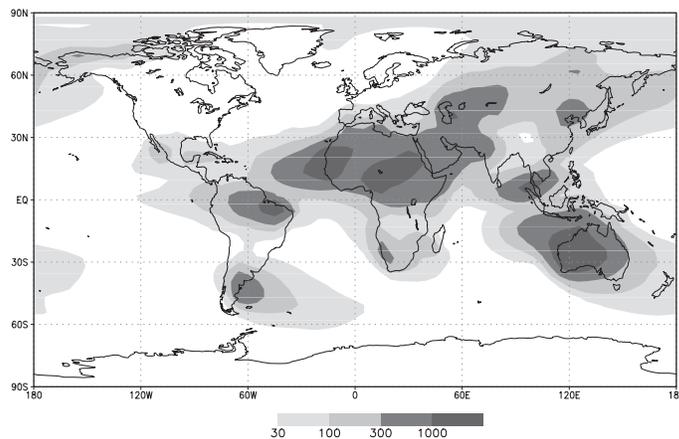
Présent (Chapitre 6 de cette thèse)valeur moyenne = 36 mg.m^{-2} **Présent (Mahowald et al., 1999)**valeur moyenne = 59 mg.m^{-2} **Dernier Maximum Glaciaire (Mahowald et al., 1999)**valeur moyenne = 162 mg.m^{-2} 

FIG. 7.2 – *Contenus intégrés annuels des poussières minérales (en mg.m^{-2}) pour le Présent selon l'approche utilisée au Chapitre 6 (figure du haut), pour le Présent selon Mahowald et al. (1999) (figure du milieu), et pour le Dernier Maximum Glaciaire selon Mahowald et al. (1999) (figure du bas).*

que ces deux valeurs étaient réalistes. De plus, la différence la plus importante repose sans doute sur les données climatologiques utilisées. En effet, la simulation “Présente” de Mahowald et al. (1999) se base sur les résultats du modèle ECHAM, et donc sur une année climatologique moyenne, tandis que ma simulation est spécifiquement faite pour l’année 1990, qui n’a aucune raison de représenter un cas moyen. En l’occurrence, Moulin et al. (1998) ont montré que la variabilité interannuelle pouvait modifier les épaisseurs optiques des poussières minérales de près de 30%.

- Au dessus de l’Australie, la simulation de Mahowald et al. (1999) produit nettement plus de poussières que la mienne. Dans les modèles d’érosion, la surestimation des émissions de poussières en Australie est un problème commun que l’on retrouve dans les résultats de Tegen et Fung (1995). Très probablement, ce résultat est dû à la faiblesse et la constance de la vitesse seuil de friction (u_{seuil} vaut 5 m.s^{-1}) et au calibrage des émissions totales sur la valeur de 3000 millions de tonnes par an. Une telle procédure augmente artificiellement la quantité des émissions dans les régions semi-arides comme l’est la majeure partie de l’Australie.

7.2.3 Comparaison entre les simulations du Présent et du DMG

La comparaison des simulations de Mahowald et al. (1999) pour le Présent et pour le DMG mérite également d’être discutée.

- A l’échelle globale, le contenu atmosphérique moyen des poussières minérales est augmenté d’un facteur trois entre le Présent et le DMG (de 59 mg.m^{-2} à 162 mg.m^{-2} , Figure 7.2). Il est difficile d’estimer la qualité de ce résultat car les seules données disponibles pour le DMG, les données de dépôts, montrent une augmentation d’un facteur 2 à 20 selon la région. Il faut noter qu’il n’y a pas, a priori, de relation simple entre les concentrations atmosphériques et les dépôts. Ces résultats laissent cependant supposer que les poussières minérales influençaient significativement les flux radiatifs au DMG.
- Au dessus de l’Afrique et de l’Atlantique Nord, l’augmentation de la quantité de poussières est faible : les maximums locaux, vers 2500 mg.m^{-2} , restent situés au dessus de la Mauritanie et du Lac Tchad, et le panache de poussières n’est pas plus large au dessus de l’Atlantique. En effet, l’Afrique est une région aussi érodable au Présent qu’au DMG et la quantité de poussières émise n’augmente donc qu’à la périphérie de cette zone désertique. Cependant, il ne faut pas oublier que les vents simulés dans le modèle ECHAM n’augmentent quasiment pas entre le Présent et le DMG, alors que dans d’autres modèles comme celui du LMD, la force des alizés augmente nettement. La faible variation des concentrations au dessus de l’Afrique doit donc être analysée avec précaution.
- Au contraire de l’Afrique, l’Australie produit plus de poussières minérales au DMG qu’au Présent, principalement parce que les zones érodables y sont nettement plus importantes. Un important panache d’aérosols se développe ainsi au dessus de l’Indonésie et de l’Océan Indien. Le même phénomène se reproduit en Patagonie où les émissions de poussières sont aussi plus importantes. Ces augmentations des émissions de poussières dans l’hémisphère sud représentent une fraction très importante de l’augmentation globale des poussières atmosphériques. Cependant, les observations de dépôts à proximité de l’Australie (Hesse, 1994; McTainsh et Lynch, 1996) et en Antarctique (Basile et al., 1997) montrent que la source australienne de poussières au DMG est sans doute surestimée. Cette surestimation s’explique de la même manière que pour le Présent, à savoir par une sous-estimation de la vitesse seuil d’érosion dans cette région.
- Dans les hautes latitudes, le modèle prévoit une augmentation des dépôts de poussières en accord avec les observations (voir les valeurs les plus faibles sur la Figure 7.1). Dans l’hémisphère Nord, le panache de poussières se développe d’Ouest en Est, en partant de

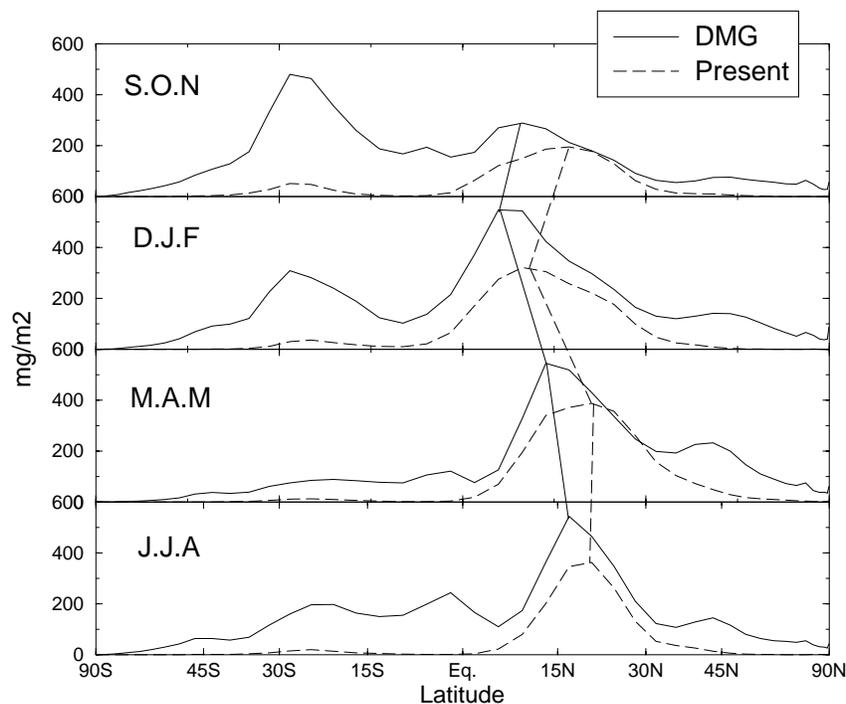


FIG. 7.3 – Moyennes zonales annuelles du contenu intégré en poussières minérales pour le Dernier Maximum Glaciaire et le Présent. Les résultats sont exposés pour pour Septembre-October-Novembre (SON), Décembre-Janvier-Février (DJF), Mars-Avril-Mai (MAM) et Juin-Juillet-Août (JJA).

l'Afrique, puis des sources asiatiques (Taklamakan, Gobi) pour atteindre ensuite le Nord de la Sibérie, l'Alaska, puis le Groenland. Confirmant les conclusions de Biscaye et al. (1997), le modèle de Mahowald et al. (1999) prévoit que la majeure partie des dépôts du Groenland viennent du désert de Gobi. Dans l'hémisphère sud, les quantités de poussières atteignant l'Antarctique sont correctement reproduites cependant, au contraire de Grousset et al. (1992) et Basile et al. (1997) qui attribuent ces poussières à la Patagonie, le modèle suggère que la moitié d'entre elles pourraient venir d'Australie. Cette conclusion est sans doute un peu due à la surévaluation des sources australiennes évoquée précédemment.

- De plus, plusieurs nouvelles sources apparaissent pendant le Dernier Maximum Glaciaire. Trois d'entre elles sont situées en région équatoriale : le nord-est brésilien, la Somalie (qui est très nettement intensifiée), et l'île de Sumatra. Ces trois sources contribuent à l'augmentation de la quantité de poussières dans les régions tropicales. De plus, une source de région tempérée apparaît également pendant la période glaciaire : la Mandchourie. A l'heure actuelle, aucune donnée ne permet de corroborer la désertification de ces zones prévue par BIOME3.

Par ailleurs, la variabilité saisonnière des poussières est présentée en moyenne zonale sur la Figure 7.3 pour le Présent et le DMG. Au Présent, la latitude à laquelle se situe le panache de poussières au dessus de l'Atlantique évolue de $10 \pm 2^\circ \text{N}$ en hiver à $20 \pm 2^\circ \text{N}$ en été, conformément aux observations du satellite Meteosat (Moulin, 1997). Cette variation saisonnière de la position du panache de poussières suit simplement la variation saisonnière des anticyclones tropicaux. Au DMG, les panaches sont en moyenne décalés de 4° vers le Sud, en accord avec les données polliniques de Hooghiemstra (1998). On peut noter qu'un tel décalage est à peine au dessus de la limite de détection pour les dépôts océaniques (Siegel et al., 1990). Ce décalage des panaches de poussières vers le sud est sans doute trop faible pour avoir eu une influence notable sur les

forçages radiatifs.

7.2.4 Conclusion et transition

Je dispose donc de deux simulations cohérentes du cycle atmosphérique des poussières minérales, une pour le Dernier Maximum Glaciaire et une pour le Présent. Pour le cycle actuel des poussières, la comparaison des résultats de ce chapitre ont été comparés à ceux du chapitre précédent. Pour le DMG, les dépôts simulés furent comparés aux dépôts mesurés et donnés par la base de donnée DIRTMAP. Cette deux comparaisons montrent que les simulations “Présent” et “DMG” sont globalement satisfaisantes pour l’étude de l’effet radiatif des poussières au DMG. En particulier, la cohérence des approches entre le Présent et le DMG permet d’avoir une bonne confiance dans la comparaison entre les deux simulations.

Il reste néanmoins un certain nombre de régions où les émissions de poussières sont surestimées (Australie, Afrique) ou sous-estimées (Chine), un tel désaccord s’expliquant certainement par l’extrême simplification du modèle d’érosion. L’amélioration des simulations précédentes passe donc par une meilleure simulation des émissions de poussières, ceci demandant soit une connaissance accrue des propriétés des sols pendant la période glaciaire, soit l’utilisation de méthodes inverses où l’intensité des sources est calculée à partir de l’importance des dépôts (voir Reader et al., 1999).

En comparaison des études les plus récentes (Andersen et al., 1998), cette simulation du DMG apparaît cependant comme l’une des plus réaliste à l’heure actuelle. De plus, le fait que l’approche reste la même pour les deux époques favorise les études comparatives avec le Présent. Dans la suite de ce chapitre, j’utilise donc ces deux simulations pour étudier l’importance de l’effet radiatif des poussières minérales au Dernier Maximum Glaciaire.

7.3 Le forçage radiatif des poussières au Dernier Maximum Glaciaire

A partir des résultats précédents et du modèle *off-line* développé au cours de cette thèse, il est possible de calculer l’effet radiatif des poussières au DMG, et ainsi d’évaluer si ces aérosols désertiques participent à l’équilibre climatique de la planète. Le principal avantage de cette approche est clairement l’association entre un modèle de transport précis et un code radiatif éprouvé.

Avant de réaliser ce calcul, il fut d’abord nécessaire d’adapter les albédos des sols aux conditions du DMG, ce qui est fait dans la partie 7.3.1. Ensuite, la relation liant la masse de poussières suspendues dans l’atmosphère au forçage radiatif qu’elle induisent est présentée (partie 7.3.2). Le but de cette étude étant d’évaluer l’effet climatique des poussières minérales, je me base sur une relation simple issue des MCG pour estimer l’impact des forçages radiatifs sur les températures. Cette relation est présentée dans la partie 7.3.3. Ensuite, la distribution et l’amplitude du forçage radiatif des poussières entre le DMG et le Présent sont discutées pour les hautes latitudes, où Overpeck et al. (1996) les rendent responsables d’un intense réchauffement de l’atmosphère, et dans les basses latitudes, où on verra qu’elles entretiennent un refroidissement proche de celui du CO₂. Ces deux analyses sont développées dans les parties 7.3.4 et 7.3.5.

7.3.1 L’adaptation des albédos du sol

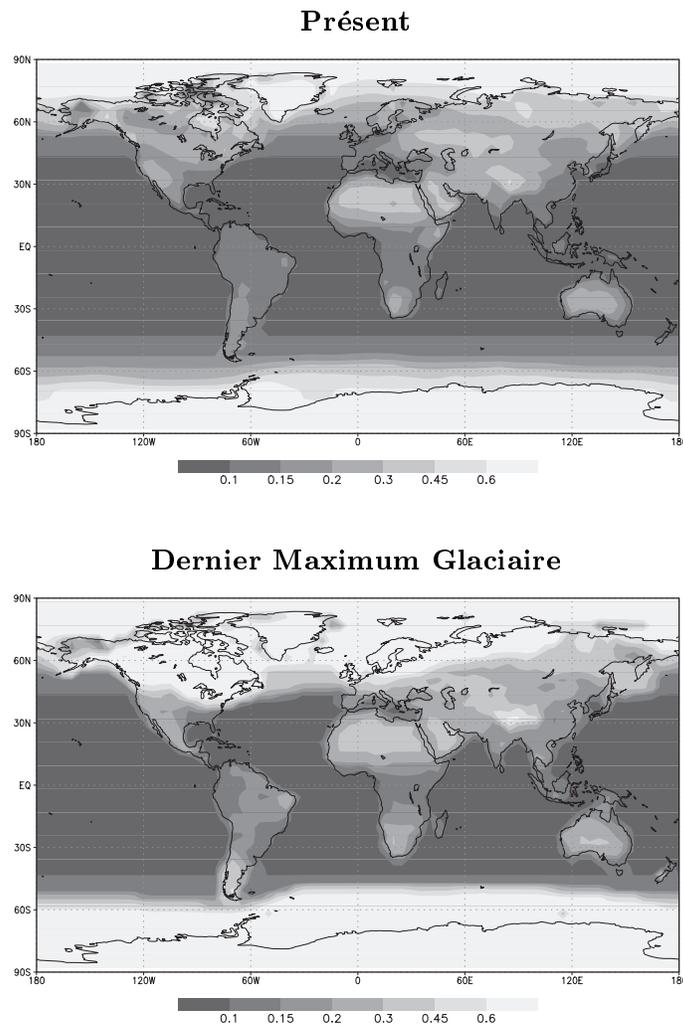


FIG. 7.4 – Albedo de la surface pour le *Présent* (figure du haut) et pour le *Dernier Maximum Glaciaire* (figure du bas). Pour les surfaces continentales, l'albedo est évaluée selon le modèle *BIOME 3* développé par C. Roelandt. Pour les surfaces océaniques, l'albedo de la mer est issu des simulations du *MCG LMD 4*.

Avant de pouvoir simuler l'effet radiatif des poussières au Dernier Maximum Glaciaire, il est nécessaire de connaître la valeur de l'albedo de la surface pour cette période marquée par une diminution de la végétation, l'émergence de nouvelles terres et l'extension des calottes de glace. Comme on l'a présenté dans le chapitre 2, les cartes d'albedos de la surface sont évaluées dans cette étude par le biais du modèle *BIOME 3* (surfaces continentales) et par le modèle *LMD 4* (surfaces océaniques). Une version adaptée aux conditions du DMG existant déjà pour ces deux modèles, il ne fut pas difficile d'obtenir des cartes d'albedo de la surface pour cette époque (Figure 7.4).

Deux incertitudes importantes subsistent sur la valeur des albedos pour la période glaciaire :

- L'exacte position des glaciers au DMG n'est pas connue pour toutes les régions. En particulier, l'existence d'une calotte de glace sur la presqu'île de Taymir et la mer de Kara (dans tout l'extrême Nord de la Sibérie) est actuellement sérieusement remise en question (Moller et al., 1999). Ce problème n'est pas anodin pour les calculs radiatifs car, comme le montre la figure 7.2, les plus hautes concentrations en poussières aux hautes latitudes

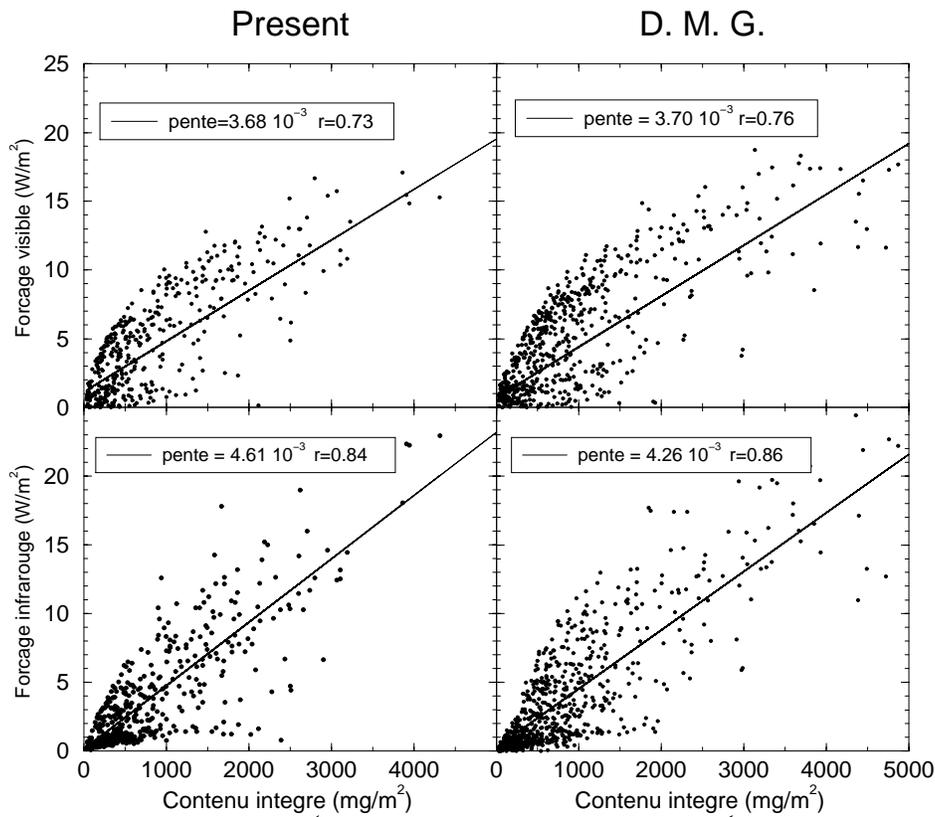


FIG. 7.5 – Le forçage radiatif dans le visible (en haut) et dans l'infrarouge (en bas), en moyenne mensuelle, est tracé en fonction du contenu intégré en poussières minérales pour le Présent (à gauche) et pour le Dernier Maximum Glaciaire (à droite) pour les points dont l'albédo vaut 0.3. On notera que la relation entre l'épaisseur optique et le forçage radiatif net est simplement la somme des relations dans le visible et dans l'infrarouge.

se situent au dessus de la Sibérie.

- Dans les hautes latitudes, au DMG, la question de la présence d'une banquise dans le Nord de l'Atlantique, en particulier au large de l'Europe du Nord a récemment été posée par Weinelt et al. (1996).

L'influence de ces deux sources d'incertitudes sur les forçages radiatifs sera explorée dans la suite de ce chapitre.

7.3.2 La relation masse de poussière - forçage au DMG

Les premières études sur l'effet radiatif des poussières minérales se faisaient en général par le biais d'une relation linéaire reliant la contenu intégré en poussières, M , à leur forçage radiatif, F , (Charlson et al., 1991). La pente de la cette relation linéaire dépend de l'albédo du sol, mais aussi des propriétés optiques des aérosols et de la transmittance de l'atmosphère. Sur la figure 7.5, les forçages radiatifs des poussières dans le visible et dans l'infrarouge sont tracés en fonction du contenu intégré de poussières, pour le Présent, et pour le Dernier Maximum Glaciaire, pour les sols dont l'albédo vaut 0.3. Dans chacun des cas, la pente de relation M/F est également calculée.

Dans le visible, cette pente varie à peine entre le Présent et le DMG, ce qui est dû à l'absence de variation notable de l'extinction spécifique, de l'albédo de simple diffusion, et du paramètre

d'asymétrie. De même, les transmittances de l'atmosphère et la couverture nuageuse ne changent pas suffisamment d'une période à l'autre pour avoir un effet conséquent sur le forçage radiatif des poussières dans le visible. La stabilité des propriétés optiques dans le visible peut être directement reliée à la constance du rayon moyen en masse ($1 \mu\text{m}$ en moyenne dans les deux simulations) et à l'absence de prise en compte de la minéralogie.

Ces deux aspects méritent d'être commentés.

- Tout d'abord, l'absence de variations du rayon moyen en masse, r_m , entre le DMG et le Présent n'est pas en accord avec toutes les observations. Ainsi, au large de l'Afrique occidentale, Petit et al. (1981) ont mesuré une très nette augmentation de la taille moyenne des particules au Dernier Maximum Glaciaire. Par contre, dans les calottes de glace, Stefensen (1997) n'observe pas de variations temporelles de r_m , tandis que dans les sédiments marins, Rea (1994) ne constate aucune corrélation entre les flux éoliens et la taille des grains. Il est donc difficile de conclure de manière définitive sur l'évolution de la taille des grains au DMG. Parallèlement, il est probable que dans le cas où la taille des grains augmenterait vraiment, le modèle serait sans doute incapable d'en rendre compte pour plusieurs raisons. Premièrement, le rayon massique moyen "de départ" reste le même pour les deux simulations. La connaissance actuelle de la granulométrie des sols au DMG ne permet pas d'affiner cette hypothèse. Deuxièmement, dans le modèle ECHAM, les vents ne sont pas particulièrement plus forts au DMG, ce qui n'est pas le cas d'autres modèles paléoclimatiques (PMIP, communication personnelle). Cette remarque implique clairement que les simulations du transport atmosphérique des poussières devront, dans le futur, être faites avec différents types de GCM. On pourrait ainsi imaginer que les poussières minérales deviennent une composante du projet PMIP (Paleoclimate Modeling Intercomparison Project, Joussaume et Taylor, 1995). Troisièmement, le modèle de transport semble générer un rayon massique moyen "d'équilibre", proche de $1 \mu\text{m}$, qui n'évolue quasiment plus à partir d'une certaine distance de la source. La question de l'existence de ce rayon massique d'équilibre reste ouverte. Ainsi, à partir des mesures du réseau AERONET, A. Smirnov (communication personnelle, 1999) trouve que la valeur de $1 \mu\text{m}$ est très fréquente à distance des régions sources.
- Par ailleurs, l'absence de prise en compte de la minéralogie des sources est aussi une approximation grossière au vu des résultats du chapitre précédent. Ce choix est actuellement imposé par l'absence de données sur la minéralogie des sols au Dernier Maximum Glaciaire, ce qui ne permet pas de faire de simulations avec plusieurs espèces minérales. De manière assez paradoxale, j'utilise donc dans ce chapitre les indices de réfraction de Paterson (1981) et Volz (1973) que j'ai dénigré dans le chapitre précédent. Il est donc très clair que de nouvelles simulations du cycle atmosphérique des poussières minérale devront bientôt être faites en prenant compte la minéralogie des sources, même de manière approximative. Ce décalage entre les conclusions du chapitre 6 et les hypothèses du présent chapitre s'explique historiquement car les résultats du chapitre 6 furent les derniers à être obtenus au cours de cette thèse.

Dans l'infrarouge (Figure 7.5, bas), on observe une petite variation de la pente de la relation M/F , laquelle est plus faible au DMG qu'au Présent. Vue l'absence de changement des propriétés optiques dans le visible, il est improbable que cette variation soit due à un changement des propriétés optiques infrarouges. Par contre, la diminution globale des températures du sol et de l'atmosphère au DMG explique sans doute cette légère diminution (10%) du forçage radiatif infrarouge des poussières.

Globalement, cette étude suggère que la relation $M - F$ ne varie donc pas de manière significative entre le Présent et le DMG. Cette conclusion a toutefois besoin d'être confirmée avec des simulations tenant compte de la minéralogie des sources de poussières au Dernier Maximum Glaciaire.

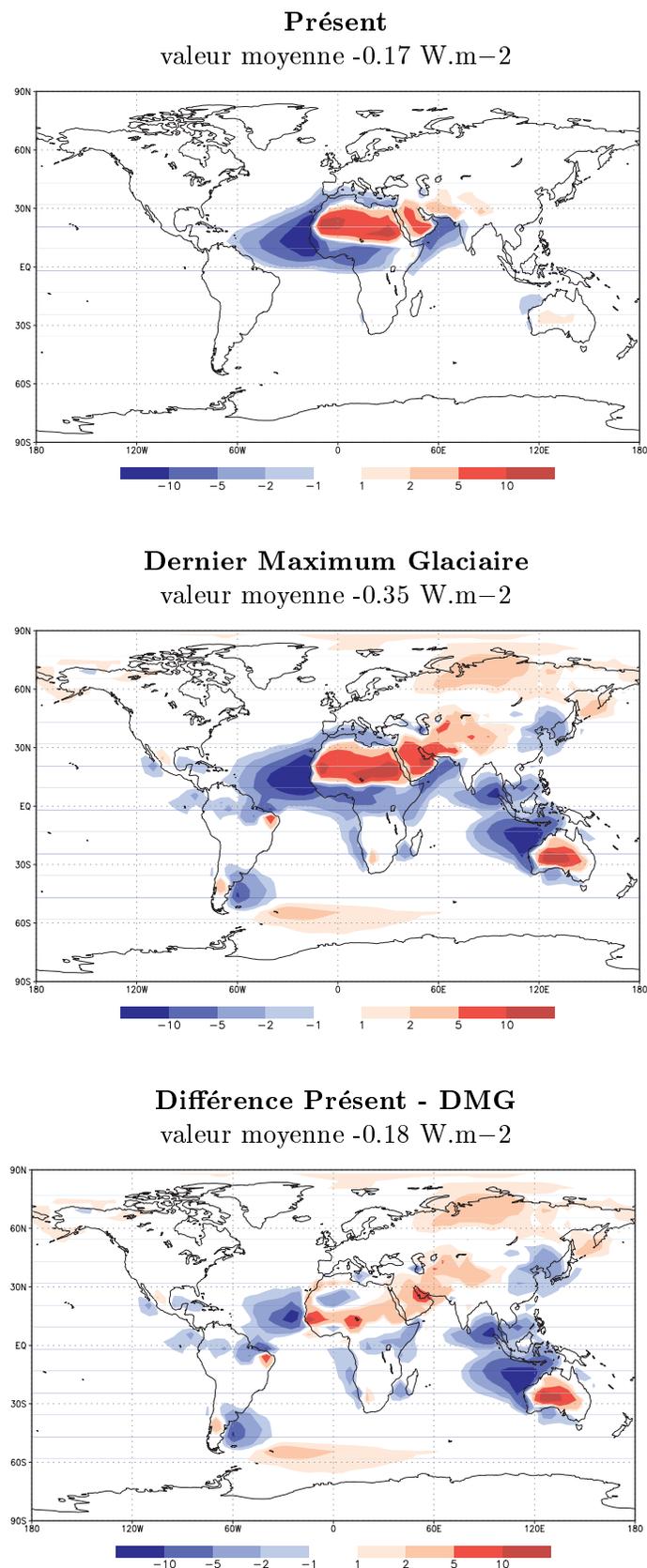


FIG. 7.6 – Forçage radiatif des poussières minérales au sommet de l’atmosphère (en W.m^{-2}), en moyenne annuelle, pour le Présent (en haut), pour le Dernier Maximum Glaciaire (au milieu), et pour la différence (LMG-Présent) (en bas).

7.3.3 Principe d'évaluation de l'éventuelle réponse climatique

En l'absence de Modèle de Circulation Générale, il est difficile de traduire l'effet des forçages radiatifs sur les températures de surface, or l'objet de cette étude est aussi d'avoir une idée réaliste de cette réponse en température. Pour ce faire, je me sers donc d'un moyen indirect : j'utilise les résultats de la simulation de Hewitt et Mitchell (1997), faite avec le MCG UKMO, où les températures changent en réponse au forçage du CO_2 , de la constante solaire et l'albédo du sol (Figure 7.7). En faisant l'hypothèse que la réponse en température, ΔT_s , est proportionnelle au forçage radiatif, ΔF , il est possible de définir la sensibilité climatique, Λ ($\Lambda = \Delta T_s / \Delta F$), du paléoclimat. Cette constante de proportionnalité est ensuite applicable au cas des poussières minérales en faisant une seconde hypothèse que la réponse du climat est indépendante de la nature du forçage (et en particulier de sa variabilité spatio-temporelle). La robustesse de cette dernière hypothèse dépend clairement du Modèle de Circulation Générale que l'on considère. D'une part, en partant d'un modèle idéalisé basé sur le MCG du GISS, Hansen et al. (1997) montrent que cette hypothèse est partiellement fautive. D'autre part, E. Roeckner (communication personnelle) trouva que la réponse du MCG ECHAM 4 était relativement insensible à la nature du forçage radiatif. Dans la suite de ce travail, je considère que cette hypothèse est valide, mais il est donc clair que les résultats obtenus par la suite devront être réévalués à l'aide d'un (ou de plusieurs) MCG.

Dans la suite de cette étude, je ferai donc l'hypothèse que le Λ calculé par Hewitt et Mitchell (1997) peut donner une "première approximation" de l'effet des poussières minérales sur les températures du climat glaciaire. Par ailleurs, afin de couvrir toute la gamme des Λ , j'utiliserai aussi les sensibilités des autres MCG de PMIP (i.e. 10 modèles)¹ (Pinot et al., 1999).

7.3.4 Le forçage radiatif et la réponse climatique dans les hautes latitudes

Dans les hautes latitudes, la présence d'une surface très réfléchissante sous la couche d'aérosols rend le forçage radiatif des poussières positif pendant le DMG (Figure 7.6). Ce forçage radiatif positif est particulièrement sensible dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord, où les calottes de glace sont stables pendant toute l'année et les déserts abondants. Qualitativement, ces résultats confirment donc les conclusions de Overpeck et al. (1996) que les poussières minérales peuvent, potentiellement, réchauffer les hautes latitudes. On a évoqué plus tôt que l'étendue des glaces de l'hémisphère Nord était actuellement remise en cause pour l'Atlantique Nord (Weinelt et al., 1997) et pour le Nord de la Sibérie (Moller, 1999), cependant, comme on le vérifie dans l'expérience 1 sur la Table 7.1, ces éventuelles variations ont peu d'effet sur les moyennes hémisphériques du forçage radiatif.

D'après la sensibilité climatique de Hewitt et Mitchell (1997), les forçages radiatifs agissant au dessus de 60°N (i.e., principalement la perte d'énergie à cause de l'augmentation de l'albédo de calottes de glace) valent en moyenne $-19. \text{W.m}^{-2}$ et provoquent un refroidissement de -20°C . Etant donné que le forçage radiatif des poussières diminue le forçage de 5% au dessus de 60°N , il est raisonnable de penser que le réchauffement dû aux poussières minérales est proche de $+1^\circ\text{C}$ dans cette région. Deux raisons font penser que cette valeur est une borne supérieure de l'effet de réchauffement des poussières dans les hautes latitudes :

- Tout d'abord le MCG du UKMO (Hewitt et Mitchell, 1997) est un des plus "froids" dans les hautes latitudes. En utilisant les réponses climatiques de tous les autres modèles du projet PMIP (Pinot, 1999), on obtient une réponse climatique variant de 0.35 à 1°C .

¹On utilise les MCG dont la température océanique de surface est calculée de manière interactive

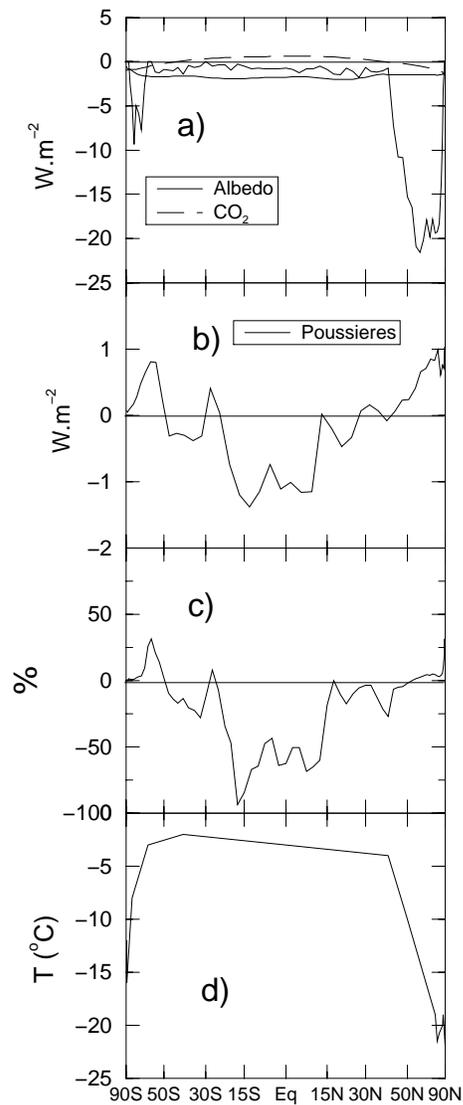


FIG. 7.7 – (a) Différents forçages radiatifs (en $W.m^2$) agissant au Dernier Maximum Glaciaire : l'albédo de la surface, la variation de l'ensoleillement, et la diminution de la quantité de CO_2 . (b) Forçage radiatif (en $W.m^2$) des poussières minérales sur le climat du DMG (on notera la différence d'échelle). (c) Variation (en %) du forçage radiatif total induite par les poussières minérales. Cette variation est donc négative quand les poussières provoquent un forçage négatif. (d) Réponse en température (en $^{\circ}C$) du Modèle de Circulation Générale UKMO (Hewitt et Mitchell) aux différents forçages radiatifs en l'absence de poussières minérales.

Latitudes	Cas Standard	Expérience 1	Expérience 2
60°N-90°N	0.8	0.7	0.8
30°N-60°N	0.2	0.2	0.2
Equateur-30°N	-0.5	-0.5	-0.5
Equateur-30°S	-0.7	-0.7	-0.3
30°S-60°S	0.0	0.0	0.0
60°S-90°S	0.3	0.3	0.2

TAB. 7.1 – Forçage radiatif (*i.e.* : DMG - Présent) net au sommet de l’atmosphère pour différentes bandes de latitudes. L’expérience 1 représente le cas où les calottes de glace de l’hémisphère Nord sont réduites conformément aux études de Weinelt et al. (1997) et de Moller (1999). L’expérience 2 représente le cas où le panache de poussières Australien (entre 60 et 180° E et entre 0 et 90° S) est réduit d’un facteur 4.5 de manière à ce que les dépôts océaniques au large de l’Australie correspondent aux observations.

- De plus, on a clairement montré dans le chapitre 6 que la modélisation des poussières atmosphériques avec les indices de réfraction de Patterson (1981) et Volz (1973) provoquait une nette surestimation de l’absorption d’énergie solaire par les poussières. Parallèlement, à moins d’adopter une approche “minéralogique”, ce qui paraît assez difficile dans le cas du DMG, ces deux indices de réfraction sont les seuls disponibles. Or l’effet de réchauffement des hautes latitudes est uniquement dû à cette absorption des poussières dans le visible. Dans l’état actuel des connaissances, il est impossible de quantifier exactement l’effet qu’aurait la minéralogie sur ces changements de température, mais il est très probable qu’elle diminuerait encore l’effet réchauffant des poussières minérales sur les hautes latitudes.

Ces résultats sont donc très en deçà de l’estimation de Overpeck et al. (1996) que les poussières minérales peuvent réchauffer les atmosphères des hautes latitudes jusqu’à 4°C en moyenne annuelle. Cette écart entre les deux simulations provient d’une différence fondamentale entre les distributions atmosphériques des poussières. Sur la figure 7.8, les épaisseurs optiques sont exposées en moyenne annuelle pour la simulation de Overpeck et al. (1996) et pour ce travail. Dans l’étude de Overpeck et al. (1996), non seulement, l’épaisseur optique des poussières dans les hautes latitudes est largement surestimée (Figure 7.8), mais en plus, ces poussières des hautes latitudes sont situées en majorité au dessus de la calotte glaciaire Laurentide (donc une région de fort albédo), ce qui accentue leur caractère “réchauffant”. Au contraire, dans la simulation présentée ici, les aérosols désertiques sont transportés depuis les déserts Arabes et Moyen Orientaux vers le Nord-est, ce qui donne un maximum de concentrations aux hautes latitudes au dessus de la Sibérie, qui était libre de glace au DMG et donc peu réfléchissante. La distribution atmosphérique des poussières ayant été construite par Overpeck et al. (1996) en faisant l’approximation d’une répartition uniforme de l’épaisseur optique au dessus des zones de dépôt, il est sans doute raisonnable de penser que les résultats présentés dans ce chapitre sont plus réalistes. Il est donc peu probable, comme l’ont affirmé Overpeck et al. (1996), que les poussières minérales aient contribué à l’initiation de fontes massives et brusques des calottes de glaces (événements de Heinrich).

Un bémol doit cependant être apporté à cette conclusion. En effet, de récentes observations ont récemment mis en évidence la présence éventuelle de sources de poussières dans les hautes latitudes Nord, soit par observation des loess (Beget et al., 1996), soit par l’étude des pollens (Tarasov et al, 1999). Cette éventualité, qui n’est prise en compte par aucun modèle, pourrait expliquer le développement de panaches de poussières au dessus des calottes de glace. Ces panaches seraient alors intenses, locaux et contiendraient les particules d’une taille suffisante pour absorber beaucoup d’énergie et provoquer ainsi des réchauffements soudains. La quantification de ce phénomène devra être faite dans les années à venir.

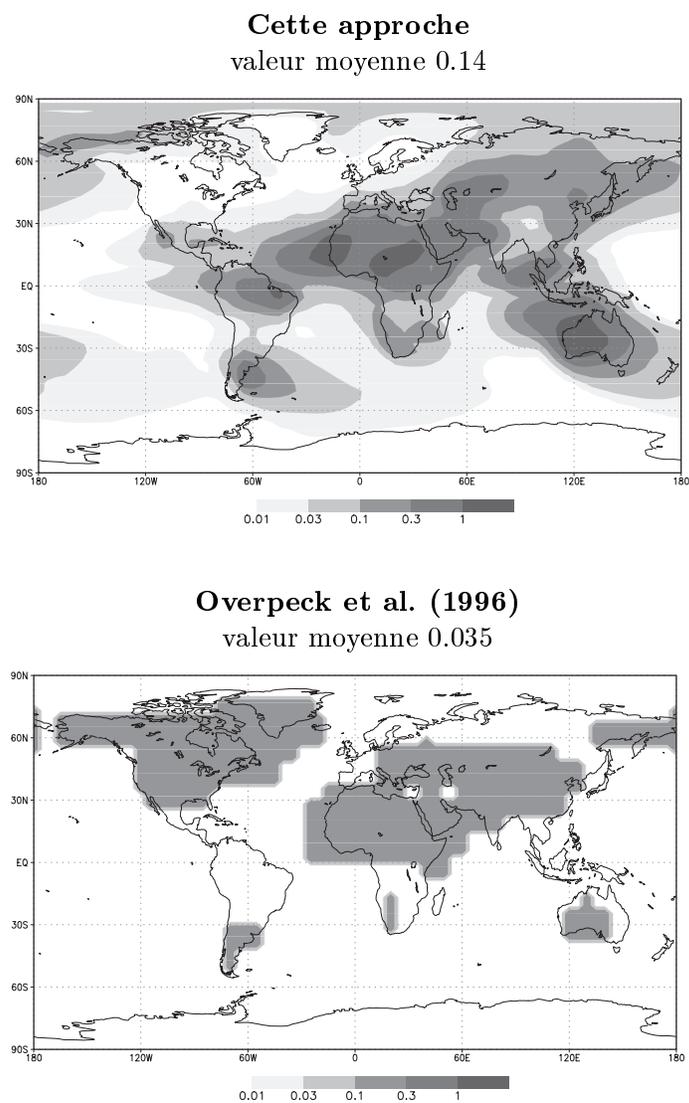


FIG. 7.8 – *Épaisseur optique des poussières minérales, en moyenne annuelle pour le Dernier Maximum Glaciaire selon l'approche présentée dans ce chapitre (en haut) et selon l'approche de Overpeck et al. (1996) (en bas).*

7.3.5 Le forçage radiatif et la réponse climatique dans les basses latitudes

Dans les basses latitudes, les poussières minérales ont un effet radiatif globalement négatif, ce qui cache des anomalies positives au dessus des déserts et des anomalies négatives au dessus des océans. En moyenne zonale, ce refroidissement vaut -0.6 W.m^{-2} entre 30°S et 30°N (Table 7.1), cependant, comme on l'a mentionné précédemment, la surestimation de la source de poussières australiennes pourrait aussi amener à une surestimation de cet effet radiatif. Afin de quantifier cette surestimation, j'ai réalisé une étude parallèle où les épaisseurs optiques entre 60°E et 180°E et entre 0 et 90°S sont réduites d'un facteur 4.5 pour que les valeurs de dépôts modélisées soient en accord avec valeurs de dépôts observées. Ce test donne une valeur du forçage valant -0.4 W.m^{-2} entre 30°S et 30°N (voir la Table 7.1).

Appliquée à la sensibilité climatique trouvée par les modèles de PMIP (Pinot et al. (1999) : de -1 à -5°C degré de refroidissement pour un forçage de -2 W.m^{-2}), ces forçages radiatifs des poussières produisent un refroidissement compris entre -0.2 et -1.5°C entre 30°S et 30°N . Il faut également noter que les valeurs obtenues ici sont quelque peu sous-estimées car la prise en compte de la minéralogie augmenterait largement les valeurs négatives au dessus des océans et diminuerait les forçages positifs au dessus des déserts. Sachant que les mesures les plus récentes font état d'un refroidissement proche de -3°C dans des eaux tropicales au DMG (Sonzogni et al, 1998, Farrera et al., 1999), il est probable que les poussières minérales aient largement participé à ce refroidissement.

Il est intéressant de remarquer que la présence de poussières dans l'atmosphère au DMG est intimement couplée avec les basses températures océaniques de surface et la réduction du CO_2 atmosphérique. Tout d'abord, le faible niveau de CO_2 au DMG contribue à faire baisser les températures par réduction de l'effet de serre de ce gaz. Réciproquement, les basses températures augmente la solubilité du CO_2 dans l'océan, et contribuent donc, parmi d'autres processus, à réduire la quantité de CO_2 dans l'atmosphère (Broecker et Henderson, 1998). De plus, ces deux aspects contribuent tous les deux à augmenter la quantité de poussières dans l'atmosphère : les faibles températures océaniques provoquent un ralentissement du cycle de l'eau (évaporation/condensation) qui assèche les continents, tandis que la baisse du CO_2 (jusqu'à 185 ppmv, Petit et al., 1999) diminue la productivité primaire continentale, et donc la couverture végétale des zones érodables (Mahowald et al., 1999). A leur tour, les poussières minérales ont un forçage radiatif négatif qui diminue la température des océans, mais elles sont également responsables d'une augmentation de la productivité primaire océanique par fertilisation des eaux par le fer et donc d'une baisse de la quantité de CO_2 , (Martin, 1990). Il est donc possible que la température de l'océan, le CO_2 atmosphérique et la quantité de poussières permettent de maintenir le système climatique dans un des états (métastable) glaciaires (selon les mécanismes évoqué plus haut) ou inter-glaciaires (en inversant tous les mécanismes), dans lesquels la Terre s'est fréquemment trouvée pendant les derniers 420,000 ans (Petit et al., 1999). Bien sûr, cette vision schématique des choses devra, à terme, être vérifiée par le biais d'un Modèle de Circulation Générale.

7.4 Conclusions et perspectives

7.4.1 Conclusions de ce chapitre

Dans ce chapitre, le modèle *off-line* présenté dans les chapitres précédents a été appliqué au climat du Dernier Maximum Glaciaire (DMG). Afin d'avoir une approche cohérente, j'ai adopté les mêmes méthodes pour simuler les poussières minérales au Présent et au DMG, cette démarche se faisant souvent au détriment de la simulation "actuelle".

La partie “transport”, réalisée par Mahowald et al. (1999), donne pour le climat actuel des champs de concentrations de poussières minérales acceptables dans l’optique d’une comparaison avec les champs de poussières au DMG. La comparaison des dépôts de poussières dans les glaces ou dans les océans montrent que la simulation au DMG est satisfaisante, exceptée au large de l’Australie où la quantité d’aérosols est surestimée.

La partie “radiative”, présentée dans ce chapitre, est faite de la même manière que précédemment dans cette thèse à l’exception des indices de réfraction qui sont ceux de Patterson (1981) et Volz (1973) faute d’une description correcte de la minéralogie des sols au DMG. Les cartes d’albédo des sols sont calculées par le modèle BIOME 3 pour le Présent et le DMG. Les deux principaux résultats de cette simulation sont : 1) que le réchauffement de l’atmosphère provoqué par les poussières dans les hautes latitudes n’est pas suffisant pour expliquer la fonte massive des calottes de glace (sauf dans le cas de sources locales très importantes), et 2) que les poussières agissent en synergie avec le CO_2 pour maintenir le système dans son état glaciaire.

7.4.2 Développements futurs

La simulation du cycle atmosphérique des poussières minérales au Dernier Maximum Glaciaire est toujours limitée par un certain nombre de difficultés :

Tout d’abord, la formulation des sources de poussières pour le DMG n’est pas encore complètement satisfaisante. D’un côté, les émissions du continent australien sont largement surestimées, de l’autre, celles des déserts asiatiques sont plutôt sous estimées. Deux raisons sont susceptibles d’expliquer cette limitation du modèle. Soit les vents du DMG sont mal reproduits par le MCG ECHAM- la forte non-linéarité du modèle d’érosion des sols pouvant aisément expliquer qu’une petite erreur sur les vents entraîne une forte erreur sur les émissions. Il serait donc profitable que l’on puisse, à terme, inter-comparer les modèles d’émissions de poussières pour le DMG, par exemples à l’aide de deux GCM dont on sait que les vents au DMG sont très différents (ECHAM et LMD). Soit l’approche simpliste de la vitesse seuil d’érosion des sols et la calibration du facteur d’émission sur les émissions globales sont inadaptées aux déserts australien et asiatique. A l’heure actuelle, deux techniques semblent possibles pour améliorer ce point.

- Si on considère que la majeure partie de l’incertitude sur les dépôts de poussières repose sur la paramétrisation de la source, il est possible d’“inverser” les facteurs d’émissions de poussières à partir des mesures de dépôts. Ce travail, qui est fortement limité par la disparité de ces mesures de dépôts, a été réalisé par Reader et al. (1999) avec le modèle du CCCMA, et est également en cours avec le modèle TM 3 (Mahowald, 1999, communication personnelle). Cette technique d’inversion est certainement très prometteuse mais se heurte à deux principales difficultés. Tout d’abord, les champs de vents du DMG sont suffisamment différents entre les modèles pour que les résultats dépendent beaucoup du modèle de transport utilisé. De plus, une telle technique est inadaptée pour reproduire l’aspect morcelé des émissions dans l’espace et dans le temps, comme par exemple les émissions locales au pied des calottes de glaces.
- Il serait également possible d’envisager une approche “physique” des émissions de poussières si on acquerrait une connaissance suffisante des propriétés des sols au Dernier Maximum Glaciaire. Des travaux se développent actuellement dans cette direction (Roelandt, communication personnelle), cependant, à ma connaissance, aucun résultat satisfaisant n’a encore été obtenu.

Dans un second temps, les résultats de ce chapitre devront être numériquement confirmés avec l’aide d’une approche minéralogique du transport des poussières. Le principal obstacle à ce travail est l’absence d’informations sur la minéralogie des sols au Dernier Maximum Glaciaire.

L'hypothèse la plus simple serait sans doute de considérer que la composition des sols désertiques n'a pas varié pendant les 21,000 derniers ans, ce qui doit être partiellement vrai car la nature des roches mères n'a pas changé. Il est cependant clair que la quantité d'hématite présente dans le sol, et surtout son état de mélange avec les autres minéraux, est directement dépendante des conditions climatiques. Or on a vu précédemment que cette quantité d'hématite contrôle en grande partie les propriétés optiques des poussières minérales. L'étude de la quantité d'hématite présente dans les sols au Dernier Maximum Glaciaire est donc une étape indispensable à la quantification de l'effet climatique des poussières à cette époque.

Annexe A

Variables

Symbole utilisé	Description de la variable
A	Atténuation de la force du vent par les éléments non érodables, sans unité (équation 2.2)
A_j	Amplitude des oscillateurs diélectriques utilisés pour modéliser les indices de réfraction, en s^{-2} (équation 3.1).
α	Exposant pour la loi de Junge, sans unité (équation 2.4).
β	Fraction de diffusion arrière, sans unité (paragraphe 2.6.1).
C (parfois $C(r)$)	Facteur d'érosion des sols, en $g.s^2.cm^{-5}$ (équation 2.1).
Ch	Pigmentation d'un sol dans la classification de Munsell, sans unité (partie 4.2.3).
$\epsilon, \epsilon_1, \epsilon_2$	Constante diélectrique réduite d'un milieu : $\epsilon = \epsilon_1 - i.\epsilon_2$, sans unité (équation 3.1).
η, η_j	Fréquence électromagnétique, fréquence de résonance électromagnétique, en Hz, (équation 3.1).
F, F_i, F_a	Forçage radiatif au sommet de l'atmosphère, forçage instantané, forçage ajusté, en $W.m^{-2}$.
g	Paramètre d'asymétrie des aérosols, sans unité (partie 2.6.1).
γ	Effet de l'encoûttement des sols sur les vitesses seuil d'érosion, sans unité (équation 2.2).
Γ	Flux horizontal de poussières minérales au sol, en $g.cm^{-1}.s^{-1}$ (Figure 2.2).
h	Humidité du sol, différentes unités possibles (équation 2.2).
Hu	Teinte d'un sol dans la classification de Munsell, sans unité (partie 4.2.3)
IA	Indice aérosol indiqué par le satellite TOMS. En fait, une atténuation du rayonnement ultraviolet, sans unité (Chapitre 5).
J	Constante de normalisation pour la loi de Junge, sans unité (équation 2.4)
k	Opacité infrarouge des aérosols (rapport entre leur extinction dans l'infrarouge et leur extinction dans le visible), sans unité (Chapitre 3).
λ	Longueur d'onde du rayonnement électromagnétique (en nm ou en μm)
Λ	Sensibilité climatique au forçage radiatif, en $^{\circ}C.W^{-1}.m^2$ (partie 7.3.3).

à suivre

Symbole utilisé	Description de la variable
M	Contenu intégré en aérosols, en g.m^{-2} .
$m(\lambda)$	Indice de réfraction d'un milieu : $m(\lambda) = n'(\lambda) - i.n''(\lambda)$, sans unité
μ	Cosinus de l'angle solaire (sans unité) .
$N(r), n_i(r)$	Distribution globale (ou partielle) de la taille des particules, sans unité ou en particules. m^{-3} (voir en particulier le chapitre 2).
$n'(\lambda)$	Partie réelle de l'indice de réfraction, en fait rapport entre la vitesse de la lumière dans le matériau et la vitesse de la lumière dans le vide, sans unité.
$n''(\lambda)$	Partie imaginaire de l'indice de réfraction, en fait absorption du rayonnement au sein du matériau, sans unité.
ν_1, ν_2	Paramètres de la loi Gamma, sans unité (équation 2.6).
$P(\mu)$	Fonction de phase (intensité de la diffusion dans la direction μ), .
p_i	Proportion massique d'un minéral dans un mélange, sans unité (équation 3.3).
P_{sn}	Période de sécheresse nécessaire avant qu'un sol soit érodable, en jours (équation 5.2).
Ψ	Flux vertical de poussières minérales au sol, i.e quantité de poussières injectée dans l'atmosphère, en $\text{g.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (équation 2.1).
$Q_{ext}, Q_{dif}, Q_{abs}$	Facteurs d'extinction, de diffusion, d'absorption, sans unité (équation 2.9).
Q_{tot}	Quantité de poussières émise annuellement, en Tg.an^{-1} (paragraphe 5.3.3).
RR	Rapport de rougeur d'un sol (équation 4.1).
R_s, R_v, R_l, R_g, R_o	Albédo de la surface, de la végétation, de la litière, de la glace et de l'océan, sans unité (partie 2.7).
r	Rayon des particules, en μm (r est également utilisée pour donner le coefficient de corrélation entre deux jeux de données, sans unité)
r_{eff}	Rayon efficace d'une population de particules, en μm (Table 2.2).
r_c	Rayon critique d'une population de particules, i.e. rayon pour lequel son forçage radiatif au sommet de l'atmosphère devient nul, en μm (paragraphe 2.8.1).
ρ	Densité des particules (en kg.m^{-3}).
$S(\lambda)$	Intensité du spectre électromagnétique à la longueur d'onde λ , en $\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$.
$\sigma_0 (\sigma_g)$	Ecart type arithmétique (ou géométrique) des distributions en taille des particules, sans unité. Notons que plusieurs auteurs donne σ_0 en μm , ce qui est inexact.
σ	Section des particules, en m^2 (équation 2.9).

à suivre

Symbole utilisé	Description de la variable
$\sigma_{ext}, \sigma_{dif}, \sigma_{abs}, \sigma_{emi}$	Section efficace d'extinction, de diffusion, d'absorption et d'émission, en m^2 (équation 2.9).
σ_{ext}^*	Extinction spécifique des particules, en $\text{m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ (équation 2.14).
T_s (T_{oce})	Température de la surface (de l'océan) en ($^{\circ}\text{K}$).
τ (τ_{λ})	Épaisseur optique des aérosols (pour la longueur d'onde λ), sans unité (équation 2.14).
θ	Angle solaire (en radians).
u, u^*	Vitesse du vent à 10 mètres, vitesse de friction du vent, en m.s^{-1} (équation 2.1).
u_{seuil} (u_{seuil}^*)	Vitesse seuil d'érosion à 10 mètres (et de friction) à partir de laquelle l'érosion éolienne commence, en m.s^{-1} (équation 2.1).
Va	Intensité de la coloration d'un sol dans la classification de Munsell, sans unité (partie 4.2.3).
ω_{λ}	Albédo de diffusion simple (éventuellement à la longueur d'onde λ), sans unité (partie 2.6.1)
ω_c	Albédo de diffusion simple pour lequel le forçage radiatif au sommet de l'atmosphère est nul, sans unité (paragraphe 2.8.1).
x	Paramètre de taille des particules, $x = 2\pi r/\lambda$, sans unité (paragraphe 2.6.1).
z_0	Hauteur de rugosité des surfaces érodables, en m (équation 2.2).

Annexe B

Acronymes

Acronyme utilisé	Description
BDMSA	Base de Données sur la Minéralogie des Surfaces Arides (voir chapitre 4)
CEPMMT	Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (voir ECMWF)
CMS	Carte Mondiale des Sols, éditée par la FAO.
DIRTMAP	<i>Dust Indicator and Records of Terrestrial and Marine Paleoenvironments</i> (voir le chapitre 6).
ECHAM	European Climate Model HAMBourg. MCG de l'institut Max Planck, à Hambourg
ECMWF	European Center for Medium range Weather Forecast
EMT	<i>Effective Medium Theories</i> ou Théories du Milieu Effectif (voir la partie 3.4.1).
FAO	Food and Agriculture Organization
GISS	Goddard Institute of Space Science (NASA, New-York). Terme désignant aussi leur MCG
GSFC	Goddard Space Flight Center (NASA, Greenbelt)
IAAC	Institut für Anorganische und Angewandte Chemie (Université de Hambourg)
LISA	Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphérique (Créteil)
LITE	Lidar In space Technology Experiment.
LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique (Paris). Terme désignant aussi leur MCG
LOA	Laboratoire d'Optique Atmosphérique (Lille)
LSCE	Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (Saclay)
MCG	Modèle de Circulation Générale (modèle numérique de calcul climatique)
MPI	Max Planck Institut (par défaut, le MPI Meteorologie de Hambourg)
NASA	North American Space Agency. Agence spatiale américaine
NCAR	National Center for Atmospheric Research. Centre de recherche climatique américain
PICASSO-CENA	<i>Pathfinder Instruments for Cloud and Aerosol Spaceborne Observations- Climatologie Etendue des Nuages et des Aérosols</i>
SOTER	SOils and TERrain Database. Projet IGBP d'unification des données pédologiques

Acronyme utilisé	Description
TMM	Table Minéralogique Moyenne (voir le chapitre 4) table donnant la composition minérale moyenne de chaque type de sol
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer. Instrument satellitale dédié à la mesure de l'ozone, mais aussi utilisé pour les aérosols absorbants
UGAMP	
UNESCO	United Nations Educational, Social and Cultural Orgnaization
USDA	United States Department of Agriculture

Bibliographie

- [Abtahi, 1977] Abtahi, A. (1977). Effect of a saline and alkaline ground water on soil genesis in semiarid southern Iran. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41 :583–588.
- [Abtahi, 1980] Abtahi, A. (1980). Soil genesis as affected by topography and time in highly calcareous parent materials under semiarid conditions in Iran. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44 :329–336.
- [Ackerman and Chung, 1992] Ackerman, S. and Chung, H. (1992). Radiative effect of airborne dust on regional energy budgets at the top of the atmosphere. *J. Appl. Meteo.*, 31 :223–233.
- [Ackerman and Cox, 1982] Ackerman, S. and Cox, S. K. (1982). The Saudi Arabian heat low : Aerosol distribution and thermodynamic structure. *J. Geophys. Res.*, 87 :8991–9001.
- [Al-Rawi et al., 1969] Al-Rawi, A. H., Jackson, M. L., and Hole, F. D. (1969). Mineralogy of some arid and semiarid soils of Iraq. *Soil Sci.*, 6 :480–486.
- [Alaily, 1987] Alaily, F. (1987). Genesis of cracks in sandy soils of central east Sahara. *Catena*, 14 :345–357.
- [Alfaro, 1997] Alfaro, S. (1997). *Simulation Experimentale et Modélisation de la Production d'Aérosols Minéraux par Érosion Éolienne*. PhD thesis, Univ. Paris 12.
- [Alfaro et al., 1997] Alfaro, S., Gaudichet, A., Gomes, L., and Maillé, M. (1997). Modeling the size distribution of a soil aerosol produced by sandblasting. *J. Geophys. Res.*, 102 :11239–11249.
- [Alfaro and Gomes, 1995] Alfaro, S. and Gomes, L. (1995). Improving the large-scale modeling of the saltation flux of soil particles in presence of non-erodible elements. *J. Geophys. Res.*, 100 :16357–16366.
- [Alpert and Ganor, 1993] Alpert, P. and Ganor, E. (1993). A jet stream associated heavy dust storm in the western Mediterranean. *J. Geophys. Res.*, 98 :7339–7349.
- [Alpert et al., 1998] Alpert, P., Kaufman, Y. J., Shay-El, Y., Tanré, D., da Silva et S. Schubert, A., and Joseph, Y. H. (1998). Quantification of dust-forced heating of the lower troposphere. *Nature*, 395 :367–370.
- [Andersen et al., 998a] Andersen, K. K., Armengaud, A., and Genthon, C. (1998a). Atmospheric dust under glacial and interglacial conditions. *Geophys. Res. Lett.*, 25 :2281–2284.
- [Andersen and Ditlevsen, 998b] Andersen, K. K. and Ditlevsen, P. D. (1998b). Glacial/interglacial variations of meridional transport and washout of dust :A one dimensional model. *J. Geophys. Res.*, 103 :8955–8962.
- [Andersen and Genthon, 1996] Andersen, K. K. and Genthon, C. (1996). Modeling the present and Last Glacial Maximum transportation of dust to the Arctic with an extended source scheme. In Guerzoni, S. and Chester, R., editors, *The Impact of Desert Dust Across the Mediterranean*, pages 123–132. Kluwer Acad., Norwell, Mass.
- [Andreae, 1994a] Andreae, M. O. (1994a). Climate effects of changing aerosol levels. In Henderson-Sellers, A., editor, *World Survey of Climatology, Vol XX, Future Climate of the World*.

- [Andreae, 1994b] Andreae, M. O. (1994b). Climatic effects of changing atmospheric levles. In Henderson-Sellers, A., editor, *World Survey of Climatology, Vol 16, Future Climate of the World*.
- [Angström, 1929] Angström, A. (1929). On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air. *Geogr. Ann.*, 2.
- [Arimoto et al., 1995] Arimoto, R. R., Duce, R. A., Ellis, W. G., Cullen, J. D., and Merrill, J. T. (1995). Trace elements in the atmosphere over north Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 100 :1199–1213.
- [Aristote, 1951] Aristote (1951). *Meteorologica, with an english translation by H. D. P. Lee*. Heineman, London.
- [Avila et al., 1998] Avila, A., Alarcón, M., and Queralt, I. (1998). The chemical composition of dust transported in red rains- Its contribution to the bigeochemical cycle of a holm oak forest in catalonia (Spain. *Atmos. Env.*, 32(2) :179–189.
- [Avila et al., 1997] Avila, A., Queralt-Mitjans, I., and Alarcón, M. (1997). Mineralogical composition of african dust delivered by red rains over northeastern Spain. *J. Geophys. Res.*, 102 :21977–21996.
- [Bagnold, 1941] Bagnold, R. A. (1941). *The physics of blown sands and desert dunes*. Methuen, London.
- [Bain and Tait, 1977] Bain, D. C. and Tait, J. M. (1977). Mineralogy and origin of dust fall on Skye. *Clay Miner.*, 12 :353–355.
- [Balkanski et al., 1996] Balkanski, Y., Schulz, M., Marticorena, B., Bergametti, G., Guelle, W., F.Dulac, Moulin, C., and Lambert, C. (1996). Importance of the source term and of the size distribution to model mineral dust cycle. In Guerzoni, S. and Chester, R., editors, *The Impact of Desert Dust Above The Mediterranean*, pages 69–76. Kluwer Academic.
- [Balkanski et al., 1993] Balkanski, Y. J., Jacob, D. J., Gardner, G. M., Graustein, W. C., and Turekian, K. K. (1993). Transport and residence times of tropospheric aerosols inferred from a global tridimensional simulation of ^{210}pb . *J. Geophys. Res.*, 98 :20573–20586.
- [Basile et al., 1997] Basile, I., Grousset, F. E., Revel, M., Petit, J. R., Biscaye, P. E., and Barkov, N. I. (1997). Patagonian origin of glacial dust deposited in East Antarctica (Vostok and Dome C) during glacial stages 2, 4 and 6. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 146 :573–589.
- [Batjes et al., 1995] Batjes, N. H., Bridges, E. M., and Nachtergaele, F. O. (1995). World inventory of soil emission potentials : Development of a global soil database of process controlling factors. In Peng, S., editor, *Climatic Change and Rice*, pages 110–115. Springer Verlag, Heidelberg.
- [Beget, 1996] Beget, J. E. (1996). Tephrochronology and paleoclimatology of the last interglacial - glacial cycle recorded in alaskan loess deposits. *Quaternary International*, 34-36 :121–126.
- [Behra and Sigg, 1990] Behra, P. and Sigg, L. (1990). Evidence of redox cycling of iron in atmospheric water droplets. *Nature*, 344 :419–421.
- [Bergman, 1978] Bergman, D. (1978). The dielectric constant of composite material- A problem in classical physics. *Phys. Reports*, 43 :377–407.
- [Bergstrom et al., 1999] Bergstrom, R. W., Mlawer, E., Sokolik, I. N., Clough, A., and Toon, O. B. (1999). An improved radiative transfer model for climate calculations. *J. Geophys. Res.*, submitted.
- [Bertrand, 1970] Bertrand, J. (1970). *Etude de l'activité glaçogène en Côte d'Ivoire*. PhD thesis, Univ. Toulouse.

- [Biscaye, 1965] Biscaye, P. (1965). Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 76 :803–831.
- [Biscaye et al., 1997] Biscaye, P., Grousset, F. E., Revel, M., van der Gaast, S., Zielinski, G. A., Vaars, A., and Kukla, G. (1997). Asian provenance of glacial dust (stage 2) in the Greenland Ice Sheet Project 2 Ice Core, Summit, Greenland. *J. Geophys. Res.*, pages 26765–26781.
- [Blume and Peterman, 1979] Blume, H. P. and Peterman, T. (1979). Yermosol-Solontchak-Bodenshaft des Fezzan, I, Genese und Ökologie. *Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges.*, 29 :799–810.
- [Bohren and Huffman, 1983] Bohren, C. F. and Huffman, D. R. (1983). *Absorption and Scattering of Light by Small Particles*. John Wiley, New York.
- [Borghese et al., 1992] Borghese, F., Denti, P., Saija, R., and Sindoni, O. I. (1992). Optical properties of a sphere containing a spherical eccentric inclusion. *J. Opt. Soc. Am. A.*, 9 :1327–1335.
- [Bory, 1997] Bory, A. (1997). *Etude des flux de matériel terrigène dans la colonne d'eau de l'Atlantique subtropicale nord-est. Relations avec les apports atmosphériques*. PhD thesis, Univ. Paris VII.
- [Boucher, 1995] Boucher, O. (1995). *Etude de quelques interactions aérosol-nuage-rayonnement : modélisation et simulations avec un modèle de circulation générale*. PhD thesis, Univ. Paris VI.
- [Boucher, 1998] Boucher, O. (1998). On aerosol direct shortwave forcing and the henye-greenstein phase function. *J. Atm. Sci.*, 55 :128–134.
- [Boucher and Anderson, 1995] Boucher, O. and Anderson, T. L. (1995). GCM assessment of the sensitivity of direct climate forcing by anthropogenic sulfate aerosols to aerosol size and chemistry. *J. Geophys. Res.*, 100 :26117–26134.
- [Boucher et al., 1998] Boucher, O., Schwartz, S. E., Ackerman, T. P., Anderson, T. L., Bergstrom, B., Bonnel, B., Chýlek, P., Dahlback, A., Fouquart, Y., Fu, Q., Halthore, R. N., Haywood, J. M., Iversen, T., Kato, S., Kinne, S., Kirkevåg, A., Knapp, E., Lacis, A., Laszlo, I., Mishchenko, M. I., Nemesure, S., Ramaswamy, V., Roberts, D. L., Russel, P., Schlesinger, M. E., Stephens, G. L., Wagener, R., Wang, M., Wong, J., and Yang, F. (1998). Intercomparison of models representing shortwave radiative forcing by sulfate aerosols. *J. Geophys. Res.*, 103 :16979–16998.
- [Bousquet, 1995] Bousquet, P. (1995). *Optimisation des flux net de CO₂ : Assimilations des mesures atmosphériques en CO₂ et en ¹³CO₂ dans un modèle de transport tri-dimensionnel*. PhD thesis, Univ. Paris VI.
- [Broecker and Henderson, 1998] Broecker, W. S. and Henderson, G. M. (1998). The sequence of events surrounding Termination ii and their implications for the cause fo glacial-interglacial CO₂ changes. *Paleoceanography*, 4 :352–364.
- [Bruggeman, 1935] Bruggeman, D. A. G. (1935). Berechnung verschiedener physikalischer Konstanten von heterogenen Konstanten. *Ann. Phys. (Leipzig)*, 24 :636–679.
- [Buat-Ménard and Chesselet, 1979] Buat-Ménard, P. and Chesselet, R. (1979). Variable influence of the atmospheric flux on the trace metal chemistry of oceanic suspended matter. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 42 :399–411.
- [Buat-Ménard and Duce, 1986] Buat-Ménard, P. and Duce, R. A. (1986). Precipitation scavenging of aerosol particles over remote marine regions. *Nature*, 321 :508–510.
- [Bücher, 1986] Bücher, A. (1986). *Recherche sur les poussières minérales d'origine saharienne*. PhD thesis, Univ. de Reims - Champagne - Aredenne.

- [Caquineau, 1997] Caquineau, S. (1997). *Les Sources des Aérosols Sahariens Transportés au dessus de l'Atlantique Tropical Nord : Localisation et Caractéristiques Minéralogiques*. PhD thesis, Univ. Paris 12.
- [Carlson and Benjamin, 1980] Carlson, T. B. and Benjamin, S. G. (1980). Radiative heating rates for Sahara dust. *J. Atmos. Sci.*, 37 :193–213.
- [Cautenet et al., 1992] Cautenet, G., Legrand, M., Cautenet, S., Bonnel, B., and Brogniez, G. (1992). Thermal impact of Saharan dust over land. Part I : Simulation. *J. Appl. Meteor.*, 31 :166–180.
- [Cerf, 1985] Cerf, A. (1985). *Contribution à l'étude des aérosols sahariens : Influence sur le transfert du rayonnement dans l'atmosphère, caractéristiques optiques*. PhD thesis, Univ. des Sciences et Techniques de Lille.
- [Charlson et al., 1991] Charlson, R. J., Langner, J., Rodhe, H., Leovy, C. B., and Warren, S. G. (1991). Perturbation of the northern hemisphere radiative balance by backscattering from anthropogenic sulfate aerosols. *Tellus*, 43 AB :152–163.
- [Charlson and Pilat, 1969] Charlson, R. J. and Pilat, M. J. (1969). Climate : the influence of aerosols. *J. Appl. Met.*, 8 :1001–1002.
- [Chatenet et al., 1996] Chatenet, B., Marticorena, B., Gomes, L., and Bergametti, G. (1996). Assessing the actual grain-size distributions of desert soils erodible by wind. *Sedimentology*, 43 :901–911.
- [Chepil, 1941] Chepil, W. S. (1941). Relationship of wind erosion to the dry aggregate structure of a soil. *Sci. Agric.*, 21 :448–507.
- [Chepil, 1951] Chepil, W. S. (1951). Properties of soil which influence wind erosion. 4 : State of dry aggregates. *Soil Sci.*, 72 :387–401.
- [Chester et al., 1972] Chester, R., Elderfield, H., Griffin, J. J., Johnson, L., and Padgham, R. D. (1972). Eolian dust along the eastern margin of the Atlantic Ocean. *Mar. Geol.*, 13 :91–105.
- [Chiapello et al., 1995] Chiapello, I., Bergametti, G., Gomes, L., Chatenet, B., Dulac, F., Pimenta, J., and Santos-Soares, E. (1995). An additional low layer transport of Sahelian dust over the northwestern Tropical Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, 22 :3191–3194.
- [Chomette et al., 1999a] Chomette, O., Legrand, M., Cautenet, G., and Pradelle, F. (1999a). A mesoscale study of desert plumes over West Africa and Eastern Atlantic : Radiative impact. In *Workshop on Mineral Dust, Boulder, Colorado*, page P2.
- [Chomette et al., 1999b] Chomette, O., Legrand, M., and Marticorena, B. (1999b). Determination of the windspeed threshold for the emission of desert dust using satellite remote sensing in the thermal infrared. *soumis au J. Geophys. Res.*
- [Chýlek and Coakley, 1974] Chýlek, P. and Coakley, A. (1974). Aerosols and climate. *Science*, 183 :75–77.
- [Chýlek and Videen, 1998] Chýlek, P. and Videen, G. (1998). Scattering by a composite sphere and effective medium approximations. *Optics Comm.*, 146 :15–20.
- [Claquin et al., 1999c] Claquin, T., Roelandt, C., Kohfeld, K. E., Harrison, S. P., Prentice, I. C., Balkanski, Y., Bergametti, G., and N. Mahowald, M. H., Rodhe, H., and Schulz, M. (1999c). Radiative forcing of climate by ice age dust. *soumis à Nature*.
- [Claquin et al., 1998] Claquin, T., Schulz, M., Balkanski, Y., and Boucher, O. (1998). Uncertainties in assessing radiative forcing by mineral dust. *Tellus ser. B*, 50(5) :491–505.
- [Clements et al., 1963] Clements, T., Stone, R. O., Mann, J. F., and Eymann, J. L. (1963). A study of windborne sand and dust in desert areas. Technical report, US Army Natick Laboratory, Earth Science Division.

- [CLIMAP Projects Members, 1981] CLIMAP Projects Members (1981). Seasonal reconstruction of the Earth's surface at the Last Glacial Maximum. *Geological Society of America Map and Chart Series MC-36*.
- [Coale et al., 1996] Coale, K. H., Johnson, K. S., Fitzwater, S. E., Gordon, R. M., Tanner, S., Chavez, F. P., Ferioli, L., Sakamoto, C., Rogers, P., Millero, F., Steinberg, P., Nightingale, P., Cooper, D., Pochlan, W. L., Landry, M. R., Constantinou, J., Rollwagen, G., Trasmiva, A., and Kudela, R. (1996). A massive phytoplankton bloom induced by an ecosystem-scale iron fertilization experiment in the equatorial Pacific Ocean. *Nature*, 383 :495–501.
- [COHMAP Members, 1988] COHMAP Members (1988). Climatic changes of the last 18,000 years : observations and model simulations. *Science*, 241 :1043–1052.
- [Coudé-Gaussen, 1984] Coudé-Gaussen, G. (1984). Le cycle des poussières éoliennes désertiques actuelles et la sédimentation des loess péri-désertiques quaternaires. *Bull. Centre Rech. Explor. Elf-Aquitaine*, 8 :167–182.
- [Coudé-Gaussen, 1989] Coudé-Gaussen, G. (1989). *Les poussières sahariennes et leur contribution aux sédimentations désertiques et péri-désertiques*. PhD thesis, Univ. Paris 6.
- [Coudé-Gaussen et al., 1987] Coudé-Gaussen, G., Rognon, P., Bergametti, G., Gomes, L., Strauss, B., Gros, J. M., and Coustumer, M. N. L. (1987). Saharan dust on Fuerteventera Island (Canaries) : Chemical and mineralogical characteristics, air mass trajectories, and probable sources. *J. Geophys. Res.*, 92 :9753–9771.
- [d'Almeida, 1986] d'Almeida, G. A. (1986). A model for saharan dust transport. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 25 :903–916.
- [d'Almeida, 1987] d'Almeida, G. A. (1987). On the variability of desert aerosol radiative characteristics. *J. Geophys. Res.*, 92 :3017–3026.
- [Dan et al., 1981] Dan, J., Gerson, R., Koyumdjisky, H., and Yaalon, D. H. (1981). *Aridic Soils of Israel*. Div. of Sci. Pub., Tel Aviv.
- [Dana and Hales, 1976] Dana, M. T. and Hales, J. M. (1976). Statistical aspects of the washout of polydisperse aerosols. *Atmos. Environ.*, 10 :45–50.
- [Darwin, 1846] Darwin, C. (1846). An account of the fine dust which falls on vessels in the atlantic ocean. *Q. J. Geol. Soc. (London)*, 2 :26.
- [Delany et al., 1967] Delany, A. C., Parkin, D. W., Griffin, J. J., Goldberg, E. D., and Reimann, B. E. F. (1967). Airborne dust collected at Barbados. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31 :885–909.
- [DeLuisi et al., 1976] DeLuisi, J. J., Furukawa, P. M., Gillette, D. A., Schuster, B. G., Charlson, R. J., Porch, W. M., Fegley, R. W., Herman, B. M., Rabinoff, R. A., Twitty, J. T., and Weinmann, J. A. (1976). Results of a comprehensive atmospheric aerosol-radiation experiment in the southwestern United-States. *J. Appl. Met.*, 15 :441–463.
- [Dentener et al., 1996] Dentener, F., Carmichael, G., and Zhang, Y. (1996). The role of mineral aerosols as reactive surface in the global troposphere. *J. Geophys. Res.*, 101 :22869–22889.
- [Dickerson et al., 1997] Dickerson, R. R., Kondragunta, S., Stenchikov, G., Civerolo, K. L., Doddridge, D. G., and Holben, B. N. (1997). The impact of aerosols on solar ultraviolet radiation and photochemical smog. *Science*, 278 :827–830.
- [Dobson, 1781] Dobson, M. (1781). An account of the Harmattan, a singular African wind. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, 71 :46–57.
- [Duce, 1986] Duce, R. A. (1986). The impact of atmospheric nitrogen, phosphorus, and iron species on marine biological productivity. In Buat-Ménard, P., editor, *The role of air-sea exchanges in geochemical cycling*, pages 497–529. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht.

- [Duce, 1995] Duce, R. A. (1995). Sources, distribution and fluxes of mineral dust. In Charlson, R. J. and Heitzenberg, J., editors, *Aerosols forcing of climate*, pages 43–72. Wiley.
- [Duce et al., 1991] Duce, R. A., Liss, P. S., Merrill, J. T., Atlas, E. L., Buat-Ménard, P., Hicks, B. B., Miller, J. M., Prospero, J. M., Arimoto, R., Church, T. M., Ellis, W., Galloway, J. N., Hansen, L., Jickells, T. D., Knap, A. H., Reinhardt, K. H., Schneider, B., Soudine, A., Tokos, J. J., Tsunogai, S., Wollast, R., and Zhou, M. (1991). The atmospheric input of trace species to the world ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 5 :193–259.
- [Dulac et al., 1992] Dulac, F., Tanré, D., Bergametti, G., Buat-Ménard, P., Desbois, M., and Sutton, D. (1992). Assessment of the African airborne dust mass over the Western Mediterranean Sea using Meteosat data. *J. Geophys. Res.*, 97 :2489–2506.
- [Dusseux, 1995] Dusseux, E. (1995). Rôle des aérosols sur les fréquences de photolyse : Etude comparative de deux méthodes de résolution du transfert radiatif en vue de leur intégration dans les modélisations de chimie atmosphérique en phase gazeuse. Technical report, LISA, Créteil.
- [Egan, 1994] Egan, W. E. (1994). Radiative transfer properties of the sahara region. *Remote Sens. Environnement*, 50 :182–193.
- [El-Attar and Jackson, 1973] El-Attar, H. A. and Jackson, M. L. (1973). Montmorillonitic soils developed in Nile river sediments. *Soil Sci.*, 116 :1991–2001.
- [Farrera et al., 1999] Farrera, I., Harrison, S. P., Prentice, I. C., Ramstein, G., Guiot, J., Bartlein, P. J., Bonnefille, R., Bush, M., Cramer, W., Grafenstein, U., von Holmgren, K., Hooghiemstra, H., Hope, G., Jolly, D., Lauritzen, S. E., Ono, Y., Pinot, S., Stute, M., and Yu, G. (1999). Tropical paleoclimates at the Last Glacial Maximum : A new synthesis of terrestrial data. *sous presse dans Clim. Dyn.*
- [Fécan et al., 1999] Fécan, F., Marticorena, B., and Bergametti, G. (1999). Parametrization of the increase of the aeolian erosion threshold wind velocity due to soil moisture for arid and semi-arid areas. *Ann. Geophysicae*, 19 :149–157.
- [Fischer, 1976] Fischer, K. (1976). The optical constants of atmospheric aerosol particles in the 7.5-12 μm spectral region. *Tellus*, 28 :266–274.
- [Food et al., 1974] Food, Agriculture Organization United Nations Educational, S., and Cultural Organization (FAO-UNESCO) (1974). *Soil Map of the World- Volume I to Volume X*. Paris.
- [Food et al., 1995] Food, Agriculture Organization United Nations Educational, S., and Cultural Organization (FAO-UNESCO) (1995). *Digital Soil Map of the World and Derived Soil Properties*. Rome.
- [Forget, 1996] Forget, F. (1996). *Le climat de la planète Mars : de l'importance des poussières et des régions polaires*. PhD thesis, Univ. Paris VI.
- [Fouquart and Bonnel, 1980] Fouquart, Y. and Bonnel, B. (1980). Computations of solar heating of the Earth's atmosphere : A new parameterization. *Beitr. Phys. Atmos.*, 53 :35–62.
- [Fouquart et al., 1987] Fouquart, Y., Bonnel, B., Roquai, M. C., Santer, R., and Cerf, A. (1987). Observations of Saharan aerosols : Results of ECLATS field experiment. Part I : Optical thicknesses and aerosol size distributions. *J. Clim. Appli. Meteor.*, 26 :28–37.
- [Franzén et al., 1994] Franzén, L. G., Hjelmroos, M., Källberg, P., Brorström-Lunden, E., Juntto, S., and Savolainen, A. L. (1994). The 'yellow-snow' episode of northern Fennoscandia, March 1991- a case study of long-distance transport of soil, pollen and stable organic compounds. *Atmos. Env.*, 28 :3587–3604.
- [Fuller, 1993] Fuller, K. A. (1993). Scattering and absorption by inhomogeneous spheres and spheres aggregates. *Proc. SPIE*, 1862 :249–257.

- [Fung, 1992] Fung, I. (1992). A toy model for estimating N₂O emissions from natural soils. In Ojina, D., editor, *Modeling the Earth System*, pages 239–262. UCAR/ Office for Interdisciplinary Earth Studies, Boulder, Co.
- [Ganor et al., 1991] Ganor, E., Foner, H. A., Brenner, S., Neeman, E., and Levi, N. (1991). The chemical composition of the aerosols settling in Israel following dust storms. *Atmos. Environ.*, 25A :2665–2670.
- [Ganor and Maname, 1982] Ganor, E. and Maname, Y. (1982). Transport of saharan dust across the eastern Mediterranean. *Atmos. Environ.*, 10 :1079–1084.
- [Garnett, 1904] Garnett, J. C. M. (1904). Colours in metal glasses and in metallic films. *Phil. Tans. R. Soc. Lond.*, 203.
- [Genthon, 1992] Genthon, C. (1992). Simulations of desert dust and sea-salt aerosols in Antarctica with a general circulation model of the atmosphere. *Tellus*, 44B :371–389.
- [Gharaee and Mahjoory, 1984] Gharaee, H. A. and Mahjoory, R. M. (1984). Characteristics and geomorphic relationships of some representative aridisols in southern Iran. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48 :1115–1119.
- [Gillette, 1974] Gillette, D. (1974). On the production of wind erosion aerosols having potential for long range transport. *J. Rech. Atmos.*, 8 :735–744.
- [Gillette, 1978] Gillette, D. (1978). A wind tunnel simulation of the erosion of soil : effect of soil texture, sandblasting, wind speed and soil consolidation on dust production. *Atmos. Environ.*, 12 :1735–1743.
- [Gillette et al., 1974] Gillette, D. A., Blifford, I. H., and Fryrear, D. W. (1974). The influence of wind velocity on size distributions of soil wind erosion aerosols. *J. Geophys. Res.*, 79 :4068–4075.
- [Gillette et al., 1998] Gillette, D. A., Marticorena, B., and Bergametti, G. (1998). Change in aerodynamic roughness height by saltating grains : Experimental assessment, test of theory, and operational parameterization. *J. Geophys. Res.*, 103 :6203–6209.
- [Gillette and Passi, 1988] Gillette, D. A. and Passi, R. (1988). Modeling dust emission caused by wind erosion. *J. Geophys. Res.*, 93 :14233–14242.
- [Glaccum and Prospero, 1980] Glaccum, R. A. and Prospero, J. M. (1980). Saharan aerosols over the tropical north Atlantic - Mineralogy. *Mar. Geol.*, 37 :295–321.
- [Gomes et al., 1990a] Gomes, L., Bergametti, G., Coudé-Gaussens, G., and Rognon, P. (1990a). Submicron desert dusts : A sandblasting process. *J. Geophys. Res.*, 95 :13929–13935.
- [Gomes et al., 1990b] Gomes, L., Bergametti, G., Dulac, F., and Ezat, U. (1990b). Assessing the actual size distribution of atmospheric aerosols collected with a cascade impactor. *J. Aerosol Sci*, 21 :47–59.
- [Grams et al., 1974] Grams, G. W., Blifford, I. H., Gillette, D. A., and Russel, P. B. (1974). Complex index of refraction of airborne soil particles. *J. Appl. Meteor.*, 13 :459–471.
- [Greeley et al., 1997] Greeley, R. L., Gaddis, N., Lanchaster, A., Dobrovolkis, J., Iversen, J., Rasmussen, K., Saunders, S., van Zyl, J., Wall, S., and amd B. White, H. Z. (1997). Applications of spaceborne radar laboratory data to the study of aeolian processes. *J. Geophys. Res.*, 102 :10971–10983.
- [Grousset et al., 1992] Grousset, F. E., Biscaye, P. E., Ravel, M., Petit, J. R., Pye, K., Jous-saume, S., and Jouzel, J. (1992). Antarctic (Dome C) ice-core dust at 18 ky B.P. : Isotopic constraints on origins. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 111 :175–182.
- [Guelle, 1998] Guelle, W. (1998). *Comparaison des simulations globales de ²¹⁰Pb et d'aérosols sahariens aux observations de surface et satellitales*. PhD thesis, Univ. Paris VII.

- [Guelle et al., 1998a] Guelle, W., Balkanski, Y. J., Dibb, J. E., Schulz, M., and Dulac, F. (1998a). Wet deposition in a global size-dependent aerosol transport model 2. Influence of the scavenging scheme on ^{210}pb vertical profiles, surface concentrations, and deposition. *J. Geophys. Res.*, 103 :28875–28891.
- [Guelle et al., 1998b] Guelle, W., Balkanski, Y. J., Schulz, M., Dulac, F., and Monfray, P. (1998b). Wet deposition in a global size-dependent aerosol transport model 1. Comparison of a 1 year ^{210}pb simulation with ground measurements. *J. Geophys. Res.*, 103 :11429–11445.
- [Guieu and Thomas, 1996] Guieu, C. and Thomas, A. J. (1996). Saharan aerosols : From the soil to the ocean. In Guerzoni, S. and Chester, R., editors, *The Impact of Desert Dust Across Mediterranean*, pages 207–216. Kluwer Academic Publishers.
- [Hamonou et al., 1999] Hamonou, E., Chazette, P., Balis, D., Dulac, F., Schneider, X., Galani, E., Ancellet, G., and Papayannis, A. (1999). Characterization of the vertical structure of saharan dust export to the mediterranean basin. *sous presse dans le J. Geophys. Res.*, 104.
- [Hansen, 1969] Hansen, J. E. (1969). Exact and approximate solutions for multiple scattering by cloudy and hazy planetary atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 26 :478–487.
- [Hansen et al., 1997] Hansen, J. E., Sato, M., and Ruedy, R. (1997). Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, 102 :6831–6864.
- [Hansen and Travis, 1974] Hansen, J. E. and Travis, L. D. (1974). Light scattering in planetary atmospheres. *Space Sci. Rev.*, 16 :527–610.
- [Harvey, 1988] Harvey, L. D. D. (1988). Climatic impact of ice-age aerosols. *Nature*, 334 :333–335.
- [Haxeltine and Prentice, 1996] Haxeltine, A. and Prentice, I. C. (1996). BIOME-3 : and equilibrium terrestrial biosphere model based on ecophysiological constraints, resource availability, and competition among plant functional types. *Global Biogeochemical Cycle*, 10 :693–709.
- [Heinmann, 1995] Heinmann, M. (1995). The global atmospheric model TM2. Technical report, Dtsch. Klimarechenzent., Modellbetreuungsgruppe, Hamburg, Germany.
- [Heinmann and Keeling, 1989] Heinmann, M. and Keeling, C. D. (1989). A three-dimensionnal model of atmospheric CO_2 transport based on obsered winds, 2, Model description and simulated tracer experiments. *Geophys. Monogr. Ser.*, 55 :237–275.
- [Herman et al., 1997] Herman, J. R., Bahrtia, P. K., Torres, O., Hsu, C., Seftor, C., and Celarier, E. (1997). Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data. *J. Geophys. Res.*, 102 :16911–16922.
- [Hewitt and Mitchell, 1997] Hewitt, C. D. and Mitchell, J. F. B. (1997). Radiative forcing and response of a GCM to ice age boundary conditions : cloud feedbacks and climate sensitivity. *Clym. Dyn.*, 13 :821–834.
- [Hoffert and Covey, 1992] Hoffert, M. I. and Covey, C. (1992). Deriving global climate sensitivity from palaeoclimate reconstruction. *Nature*, 360 :573–576.
- [Hoidale and Blanco, 1969] Hoidale, G. B. and Blanco, A. J. (1969). Infrared absorption spectra of atmospheric dust over an interior basin. *Pure Appl. Geophys.*, 74 :151–164.
- [Holben et al., 1998] Holben, B. N., Heck, T. F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J. P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J. A., Kaufman, Y., Nakajima, T., Jankowiak, I., and Smirnov, A. (1998). Aeronet - a federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Rem. Sens. Env.*, 66 :1–16.
- [Hooghiemstra, 1998] Hooghiemstra, H. (1998). Palynological record from western african marine sediments : a general outline of the interpretation of the pollen signal. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, B318 :431–449.

- [Howell et al., 1998] Howell, S., Pszenny, A. A. P., Quinn, P., and Huebert, B. (1998). A field intercomparison of three cascade impactors. *Aerosol Sci. and Tech.*, 29 :475–492.
- [Hseung and Jackson, 1952] Hseung, Y. and Jackson, M. L. (1952). Mineral composition of clay fraction, III, Of some main soil groups of China. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 16 :294–297.
- [Hsu et al., 1999] Hsu, N. C., Herman, J. R., Torres, O., Holben, B. N., Tanré, D., Eck, T. F., Smirnov, A., Chatenet, B., and Lavenu, F. (1999). Comparisons of the TOMS aerosol index with Sun-photometer aerosol thickness : Results and applications. *J. Geophys. Res.*, 104 :6269–6279.
- [Husar et al., 1997] Husar, R. B., Prospero, J. M., and Stowe, J. M. (1997). Characterization of the tropospheric aerosols over the oceans with the NOAA advanced very high radiometer optical thickness operational product. *J. Geophys. Res.*, 102 :16889–16910.
- [Idso, 1972] Idso, S. B. (1972). Radiation fluxes during a dust storm. *Weather*, 27 :204–208.
- [Intergovernmental Panel on Climate Change, 1994] Intergovernmental Panel on Climate Change (1994). *Climate Change, radiative forcing of climate change : The scientific assessment*. Cambridge Univ. Press, New York.
- [Intergovernmental Panel on Climate Change, 1995] Intergovernmental Panel on Climate Change (1995). *Summary for Policymakers*. Cambridge University Press.
- [Ivlev and Popova, 1973] Ivlev, L. S. and Popova, S. I. (1973). The complex refractive indices of substances in the atmospheric-aerosol dispersed phase. *Izv. Acad. Sci. USSR Atmos. and Oceanic Phys.*, 10 :1034–1043.
- [Iwasaka et al., 1988] Iwasaka, Y., Yamamoto, M., Imasu, R., and Ono, A. (1988). Transport of Asian dust (KOSA) particles; importance of weak KOSA events on the geochemical cycle of soil particles. *Tellus*, 40B :494–503.
- [Jaenicke and Matthias-Maser, 1992] Jaenicke, R. and Matthias-Maser, S. (1992). Natural sources of atmospheric aerosol particles. In Schwartz, S. A. and Slinn, W. G. N., editors, *Precipitation, scavenging and atmosphere-surface exchange*, pages 1617–1639. Hemisphere Publ., Washington.
- [Jahn, 1995] Jahn, R. (1995). *Ausmass äolischer Einträge in circumsaharischen Böden und ihre Auswirkungen auf Bodenentwicklung und Standorte Eigenschaften*. Hohenheimer Bodenkundliche Hefte, Hohenheim.
- [Jahn et al., 1996] Jahn, R., Herrmann, L., and Stahr, K. (1996). Die Bedeutung äolischer Einträge für Bodenbildung und Standortseigenschaften im circumsaharischen Raum. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 3/4 :421–432.
- [Joseph et al., 1973] Joseph, J. H., Manes, A., and Ashbel, D. (1973). Dust aerosol transported by khamsinic depressions and their climatic effects. *J. Appl. Meteor.*, 12 :792–797.
- [Joseph et al., 1976] Joseph, J. H., Wiscombe, W. J., and Weinman, J. A. (1976). The Delta-Eddington approximation for radiative transfer. *J. Atmos. Sci.*, 33 :2452–2459.
- [Joussaume, 1990] Joussaume, S. (1990). Three-dimensional simulations of the atmospheric cycle of desert dust particles using a general circulation model. *J. Geophys. Res.*, 95 :1909–1941.
- [Joussaume, 1993] Joussaume, S. (1993). Paleoclimatic tracers : An investigation using an atmospheric general circulation model under ice age conditions. *J. Geophys. Res.*, 98 :2767.
- [Joussaume and Taylor, 1995] Joussaume, S. and Taylor, K. E. (1995). Status of the paleoclimate modeling intercomparison project. In *Proceedings of the first international AMIP scientific conference WCRP-92, Monterey, USA*, pages 425–435.

- [Kaufman et al., 1999] Kaufman, Y. J., Tanré, D., Karnieli, A., and Remer, L. A. (1999). Re-evaluation of dust radiative forcing using remote measurements of dust absorption. *soumis au J. Geophys. Res.*
- [Kerker, 1969] Kerker, M. (1969). *The Scattering of Light and Other Electromagnetic Radiation*. Academic, New York.
- [Khalaf et al., 1985] Khalaf, F. I., Al-Kadi, A., and Al-Saleh, S. (1985). Mineralogical composition and potential sources of dust fallout deposits in Kuwait, northern Arabian gulf. *Sediment. Geol.*, 42 :255–278.
- [Kiehl and Briegleb, 1993] Kiehl, J. T. and Briegleb, B. P. (1993). The relative role of sulfate aerosols and greenhouse gases in climate forcing. *Science*, 260 :311–314.
- [Koepke et al., 1997] Koepke, P., Hess, M., Schult, I., and Shettle, E. P. (1997). Global Aerosols Data Set. Technical report, Report Nr. 243, Max-Planck Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany.
- [Lanchaster, 1989] Lanchaster, N. (1989). *The Namib Sand Sea : Dune Forms, Processes and Sediments*. A. A. Balkema, Brookfield, Vt.
- [Larsen and Barkstrom, 1977] Larsen, J. C. and Barkstrom, B. R. (1977). Effects of realistic angular reflection laws for the Earth's surface upon calculations of the Earth-atmosphere albedo. In *Proceedings of the Symposium on Radiation in the Atmosphere, 18-26 August, 1976*, pages 451–453. Science Press.
- [Legrand, 1990] Legrand, M. (1990). *Etude des aérosols sahariens au dessus de l'Afrique à l'aide du canal à 10 μm de Meteosat : visualisation, interprétation et modélisation*. PhD thesis, Univ. des Sci. et Tech. de Lille.
- [Legrand et al., 1992] Legrand, M., Cautenet, G., and Buriez, J. C. (1992). Thermal impact of Saharan dust over land. Part II : Application to satellite IR remote sensing. *J. Appl. Met.*, 31 :181–193.
- [Levin et al., 1996] Levin, Z., Ganor, E., and Gladstein, V. (1996). The effect of desert particles coated with sulfate on rain formation in the Eastern Mediterranean. *J. Appl. Meteor.*, 35 :1511–1523.
- [Levin et al., 1980] Levin, Z., Joseph, J. H., and Mekler, Y. (1980). Properties of Sharav (Kham-sin) dust – Comparison of optical and direct sampling data. *J. Atmos. Sci.*, 37 :882–891.
- [Levin and Lindberg, 1979] Levin, Z. and Lindberg, J. D. (1979). Size distribution, chemical composition, and optical properties of urban and desert aerosols in Israel. *J. Geophys. Res.*, 84 :6941–6950.
- [Levin et al., 1990] Levin, Z., Price, C., and Ganor, E. (1990). The contribution of sulfates and desert aerosols to the acidification of clouds and rain in Israel. *Atmos. Environ.*, 24A :1143–1151.
- [Liao and Seinfeld, 1998] Liao, H. and Seinfeld, J. H. (1998). Radiative forcing by mineral dust : sensitivity to kex variable. *J. Geophys. Res.*, 103 :31637–31645.
- [Lindberg and Gillepsie, 1977] Lindberg, J. D. and Gillepsie, J. B. (1977). Relationship between particle size and imaginary refractive index in atmospheric dust. *Appl. Optics*, 16 :2628–2630.
- [Lindberg and Smith, 1974] Lindberg, J. D. and Smith, M. S. (1974). Visible and near-infrared absorption coefficients of kaolinite and related clays. *Am. Mineral.*, 59 :274–279.
- [Litaor, 1987] Litaor, M. I. (1987). The influence of eolian dust on the genesis of alpine soils in the front range, Colorado. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51 :142–147.
- [Long et al., 1993] Long, L. L., Querry, M. R., Bell, R. J., and Alexander, R. W. (1993). Optical properties of calcite and gypsum in crystalline and powdered form in the infrared and the far infrared. *Infrar. Phys.*, 34 :191–201.

- [Lorenz et al., 1996] Lorenz, S., Grieger, B., Helbig, P., and Herterich, K. (1996). Investigating the sensitivity of the Atmospheric General Circulation Model ECHAM 3 to paleoclimatic boundary conditions. *Geol. Rundsch.*, 85 :513–524.
- [Louis, 1979] Louis, J. F. (1979). A parametric model of vertical effy fluxes in the atmosphere. *Boundary Layer Meteorol.*, 17 :187–202.
- [Loÿe-Pilot et al., 1986] Loÿe-Pilot, M. D., Martin, J. M., and Morelli, J. (1986). Influence of the Saharan dust on the rain acidity and atmospheric input to the Mediterranean. *Nature*, 321 :427–428.
- [Mahowald et al., 1999] Mahowald, N., Kohfeld, K. E., Hansson, M., Balkanski, Y., Harrison, S. P., Prentice, I. C., Schulz, M., and Rohde, H. (1999). Dust sources and deposition in the Last Glacial Maximum and current climate. *J. Geophys. Res.*, 104 :15895–16436.
- [Maname and Gottlieb, 1989] Maname, Y. and Gottlieb, J. (1989). Heterogeneous reactions of minerals with sulfur and nitrogen oxides. *J. Aerosol Sci.*, 20 :303–311.
- [Marticorena and Bergametti, 1995] Marticorena, B. and Bergametti, G. (1995). Modeling the atmospheric dust cycle : 1- Design a soil-derived dust emission scheme. *J. Geophys. Res.*, 100 :16415–16430.
- [Marticorena and Bergametti, 1996] Marticorena, B. and Bergametti, G. (1996). Two-years simulations of seasonal and interannual changes of the Saharan dust emissions. *Geophys. Res. Lett.*, 23 :1921–1924.
- [Marticorena et al., 1997] Marticorena, B., Bergametti, G., Gillette, D., and Belnap, J. (1997). Factors controlling the threshold friction velocity in semi-arid and arid areas of the United States. *J. Geophys. Res.*, 102 :23277–23287.
- [Marticorena et al., 1999a] Marticorena, B., Bergametti, G., and Legrand, M. (1999a). Comparison of emission models used for large scale simulation of the mineral dust cycle. *Contr. Atmos. Phys.*, 72 :151–160.
- [Marticorena et al., 1999b] Marticorena, B., Chazette, P., and Bergametti, G. (1999b). Retrieval of aeolian roughness lengths of desert surfaces from POLDER-ADEOS bidirectional reflectances. *J. Geophys. Res. soumis*.
- [Martin, 1990] Martin, J. H. (1990). Glacial-interglacial CO_2 : the iron hypothesis. *Paleoceanography*, 5 :1–13.
- [Martin et al., 1994] Martin, J. H., Coale, K. H., Johnson, K. S., Fitzpatrick, S. E., Hunter, C. N., Elrod, V. A., Nowicki, J. L., Coley, T. L., Barber, R. T., Lindley, S., Watson, A. J., van Scoy, K., Law, C. S., Liddicoat, M. I., Ling, R., Stanton, T., Stockel, J., Collins, C., Anderson, A., Bidigare, R., Ondrusek, M., Latasa, M., Millero, F. J., Lee, K., Yao, W., Zhang, J. Z., Friederich, G., Sakamoto, C., Chavez, F., Buck, K., Kobler, Z., Greene, R., Falkowski, P., Chisholm, S. W., Hoge, F., Swift, R., Yungel, J., Turner, S., Nightingale, P., Hatton, A., Liss, P., and Tindale, N. W. (1994). Testing the iron hypothesis in ecosystems of the equatorial Pacific Ocean. *Nature*, 371 :123–129.
- [Martin and Gordon, 1988] Martin, J. H. and Gordon, R. M. (1988). Northeast Pacific iron distributions in relation to phytoplankton productivity. *Deep-Sea Res.*, 35 :177–196.
- [McTainsh et al., 1997] McTainsh, G. H., Nickling, W. G., and Lynch, A. W. (1997). Dust deposition and particle size in Mali, West Africa. *Catena*, 29 :307–322.
- [Merrill et al., 1994] Merrill, J., Arnold, E., Leinen, M., and Weaver, C. (1994). Mineralogy of aeolian dust reaching the north Pacific Ocean, 2, Relationship of mineral assemblages to atmospheric transport patterns. *J. Geophys. Res.*, 99 :21025–21032.

- [Middleton, 1989] Middleton, N. J. (1989). Climatic controls on the frequency, magnitude and distribution of dust storms : Examples form India/Pakistan, Mauritania and Mongolia. In Leinen, M. and Sarnthein, M., editors, *Paleoclimatology and Paleometeorology : Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*, pages 97–132. Kluwer Acad., Norwell, Mass.
- [Mie, 1908] Mie, G. (1908). Beiträge zur Optik trüber medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Annalen Physik (Leipzig)*, 25 :377–445.
- [Milkey, 1960] Milkey, R. G. (1960). Infrared spectra of some tectosilicates. *Am. Mineral*, 45 :990–1007.
- [Miller and Tegen, 1998] Miller, R. L. and Tegen, I. (1998). Climate response to soil dust aerosols. *J. Clim.*, 11 :3247.
- [Milot, 1964] Millot, G. (1964). *Géologie des Argiles*. Masson, Paris.
- [Mishchenko et al., 1995] Mishchenko, M. I., Lacis, A. A., Carlson, B. E., and Travis, L. D. (1995). Non-sphericity of dust like tropospheric aerosol : Implications for aerosol remote sensing and climate modelling. *Geophys. Res. Lett.*, 22 :1077–1080.
- [Mishchenko, 1991] Mishchenko, M. I. (1991). Light scattering by randomly oriented axially symmetric particles. *J. Opt. Soc. Am. A.*, 8 :871–882.
- [Mishchenko et al., 1996] Mishchenko, M. I., Travis, L. D., and Mackowski, D. W. (1996). T-matrix computations of light scattering by non-spherical particles : a review. *J. Quant. Spectroscop. Radiat. Transf.*, 55 :535–575.
- [Møberg and Esu, 1991] Møberg, J. P. and Esu, I. E. (1991). Characteristics and composition of some savanna soils in Nigeria. *Geoderma*, 48 :113–129.
- [Mohalfi et al., 1998] Mohalfi, S., Bedi, H. S., Krishnamurti, T. N., and Cooke, S. D. (1998). Impact of shortwave radiative effects of dust aerosols on the summer season heat low over Saudi Arabia. *Mon. Wea. Rev.*, 126 :3153–3168.
- [Moller et al., 1999] Moller, P., Bolshiyarov, D. Y., and Bergsten, H. (1999). Weichselian geology and palaeoenvironmental history of the central Taymir Peninsula, Siberia, indicating no glaciation during the last glacial maximum. *Boreas*, 28 :92–114.
- [Morcrette and Fouquart, 1985] Morcrette, J. J. and Fouquart, Y. (1985). On systematic errors in parametrized calculations of longwave radiative transfer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111 :691–708.
- [Morcrette et al., 1986] Morcrette, J. J., Smith, L., and Fouquart, Y. (1986). Pressure and temperature dependence of the absorption in longwave radiation parameterizations. *Contr. Phys. Atmos*, 59 :455–469.
- [Moulin, 1997] Moulin, C. (1997). *Transport atmosphérique de poussières africaines sur la Méditerranée et l'Atlantique : climatologie satellitale à partir des images MétéosatVIS (1983-1994) et relations avec le climat*. PhD thesis, Univ. Paris VI.
- [Moulin et al., 1997a] Moulin, C., Dulac, F., Lambert, C. E., Chazette, P., Jankowiak, I., Chatenet, B., and Lavenue, F. (1997a). Long term daily monitoring of Saharan dust load over ocean using Meteosat ISCCP-B2 data, 2, Accuracy of the method and validation using Sun photometers measurements. *J. Geophys. Res.*, 102 :16959–16968.
- [Moulin et al., 1997b] Moulin, C., Guillard, F., Poitou, J., Dulac, F., and Lambert, C. E. (1997b). Long term daily monitoring of Saharan dust load over marine areas using Meteosat ISCCP-B2 data : 1. Methodology and preliminary results for 1983–1994 in the Western Mediterranean. *J. Geophys. Res.*, 102 :16947–16958.
- [Moulin et al., 1998] Moulin, C., Lambert, C. E., Dulac, F., and Dayan, U. (1998). Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic Oscillation. *Nature*, 387 :691–694.

- [Nachtergaele, 1998] Nachtergaele, F. (1998). From the soil map of the world to the digital global soil and terrain database : 1960-2002. Technical report, Land and Water Dev. Div., Food and Agric. Organ., Rome.
- [N'Doumé, 1993] N'Doumé, C. T. (1993). *Traitement de l'imagerie Meteosat IR pour l'observation des aérosols désertiques au dessus de l'Afrique : Optimisation et application à l'établissement des distributions spatio-temporelles*. PhD thesis, Univ. des Sci. et Tech. de Lille, France.
- [Nettleton and Brasher, 1983] Nettleton, W. D. and Brasher, B. R. (1983). Correlation of clay minerals and properties of soils in the western United States. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47 :1032–1036.
- [Ngo et al., 1996] Ngo, D., Videen, G., and Chýlek, P. (1996). A FORTRAN code for the scattering of EM waves by a sphere with a nonconcentric spherical inclusion. *Comp. Phys. Communications*, 1077 :94–112.
- [Nicković and Dobričić, 1996] Nicković, S. and Dobričić, S. (1996). A model for the log-range transport of the desert dust. *Mon. Wea. Rev.*, 124 :2537–2544.
- [Okada et al., 1990] Okada, K., Naruse, H., Tanaka, T., Nemoto, Y., Wu, P. M., Ono, A., Duce, R., Uematsu, M., and Merrill, J. (1990). le titre. *Atmos. Environ.*, 24A :1369–1378.
- [Overpeck et al., 1996] Overpeck, J., Rind, D., Lacy, A., and Healy, R. (1996). Possible role of dust-induced regional warming in abrupt climate change during the last glacial period. *Nature*, 384 :447–449.
- [Özkan and Ross, 1979] Özkan, A. I. and Ross, G. J. (1979). Ferruginous beidellites in Turkish soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43 :1242–1248.
- [Parungo, 1995] Parungo, F. (1995). Asian dust storm and their effects on radiation and climate, Part 1. Technical Report TR 2906, Science and Technol. Corp., Hampton, Va.
- [Patterson, 1981] Patterson, E. M. (1981). Optical properties of the crustal aerosol : Relation to chemical and physical characteristics. *J. Geophys. Res.*, 86 :3236–3236.
- [Patterson and Gillette, 1977] Patterson, E. M. and Gillette, D. A. (1977). Commonalities in measured size distributions for aerosols having a soil derived component. *J. Geophys. Res.*, 82 :2074–2082.
- [Pease et al., 1995] Pease, P. P., Tchakerian, V. P., and Tindale, N. W. (1995). Aerosols over the Arabian Sea : geochemistry and source aeras for aeolian desert dust. *Journal of Arid Environments*, 39 :477–496.
- [Peltier, 1994] Peltier, W. (1994). Ice age paleotopography. *Nature*, 265 :195.
- [Perrin and Lamy, 1990] Perrin, J. M. and Lamy, P. L. (1990). On the validity of effective medium theories in the case of light extinction by inhomogeneous dust particles. *Astrophys. J.*, 364 :146–151.
- [Pertuisot, 1997] Pertuisot, M. H. (1997). *Transfert du carbone atmosphérique dans les neiges et les pluies*. PhD thesis, Univ. Paris VII.
- [Peterson and Junge, 1971] Peterson, J. T. and Junge, C. E. (1971). Sources of particulate matter in the atmosphere. In Mathews, W. H., Kellog, W. W., and Robinson, G. D., editors, *Man's Impact on the climate*, pages 310–320. MIT Press, Cambridge, Ma.
- [Petit et al., 1981] Petit, J. R., Briat, M., and Royer, A. (1981). Ice age aerosol content from East Aantarctic ice core samples and past wind strength. *Nature*, 293 :391–394.
- [Petit et al., 1999] Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J. M., Basile, I., Bender, M., Chappelaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Sartzman, E., and Stievenard,

- M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core. *Nature*, 339 :439–436.
- [Phillip and Taft, 1964] Phillip, H. R. and Taft, E. A. (1964). Kramers-Kronig analysis of reflectance data for diamond. *Phys. Rev.*, 136 :1445–1448.
- [Piketh et al., 1999] Piketh, S. J., Annegarn, H. J., and Tyson, P. D. (1999). Lower tropospheric aerosol loadings over South Africa : The relative contribution of aeolian dust, industrial emissions, and biomass burning. *J. Geophys. Res.*, 104 :1597–1607.
- [Pinot et al., 1999] Pinot, S., Ramstein, G., Harrison, S. P., Prentice, I. C., Guiot, J., Joussaume, S., and Stute, M. (1999). PMIP models and data comparison over tropical areas for the Last Glacial Maximum. *sous presse dans Clym. Dyn.*
- [Pollack et al., 1973] Pollack, J. B., Toon, O. B., and Khare, B. N. (1973). Optical properties of some terrestrial rocks and glasses. *Icarus*, 19 :372–389.
- [Prokopovich, 1954] Prokopovich, N. (1954). Dust-snow storm in the Minneapolis-St. Paul area on 12 March 1954. *Science*, 120 :230–231.
- [Prospero and Bonatti, 1969] Prospero, J. M. and Bonatti, E. (1969). Continental dust in the atmosphere of the eastern equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.*, 74 :3362–3371.
- [Prospero et al., 1970] Prospero, J. M., Bonatti, E., Schubert, C., and Carlson, T. N. (1970). Dust in the Caribbean atmosphere traced to an African dust storm. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 9 :287–293.
- [Prospero et al., 1981] Prospero, J. M., Glaccum, R. A., and Nees, R. T. (1981). Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America. *Nature*, 289 :570–572.
- [Prospero and Nees, 1986] Prospero, J. M. and Nees, R. T. (1986). Impact of the North African drought and El Niño on mineral dust in the Barbados trade winds. *Nature*, 320 :734–738.
- [Prospero et al., 1989] Prospero, J. M., Uemastu, M., and Savoie, D. L. (1989). Mineral aerosol transport to the Pacific ocean. In *Chemical Oceanography*, volume 10, pages 188–218. Academic, London.
- [Pye, 1987] Pye, K. (1987). *Aeolian Dust and Dust Deposits*. Academic, San Diego, Calif.
- [Pye, 1989] Pye, K. (1989). Processes of fine particle formation, dust source regions, and climatic changes. In Leinen, M. and Sarnthein, M., editors, *Paleoclimatology and Paleometeorology : Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*, pages 3–30. Kluwer Acad., Norwell, Mass.
- [Rashed, 1968] Rashed, R. (1968). Le discours de la lumière d’Ibn al-Haytham (al-hazen) : Traduction française critique. *Rev. Histoire Sci. Appl.*, 21 :197–224.
- [Raupach, 1992] Raupach, M. R. (1992). Drag and drag partitioning on rough surfaces. *Boundary Layer Meteorol.*, 60 :375–395.
- [Raupach, 1994] Raupach, M. R. (1994). Simplified expressions for vegetation roughness length and zero-plane displacement as function of canopy height and area index. *Boundary Layer Meteorol.*, 71 :211–216.
- [Raupach et al., 1993] Raupach, M. R., Gillette, D. A., and Leys, J. F. (1993). The effects of roughness elements on wind erosion threshold. *J. Geophys. Res.*, 98 :3023–3029.
- [Raynaud et al., 1983] Raynaud, D., Jouzel, J., Barnola, J., Chappellaz, J., Delmas, R., and Lorius, C. (1983). The ice record of greenhouse gases. *Science*, 259 :926–934.
- [Rea, 1994] Rea, D. K. (1994). The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea : the geologic history of wind. *Rev. Geophys.*, 32 :159–195.
- [Reader et al., 1999] Reader, M. C., Fung, I., and McFarlane, N. (1999). The mineral dust aerosol cycle during the Last Glacial Maximum. *J. Geophys. Res.*, 104 :9381.

- [Reuder and Schwander, 1999] Reuder, J. and Schwander, H. (1999). Aerosols effects on UV radiation in nonurban regions. *J. Geophys. Res.*, 104 :4065–4077.
- [Richard and Chamberliac, 1989] Richard, E. and Chamberliac, N. (1989). Microphysique des nuages chauds dans une modèle à mésoéchelle : Comparaison de paramétrisations et tests de sensibilité. Technical report, Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand -Note O.P.G.C 101.
- [Rind and Peteet, 1989] Rind, D. and Peteet, D. (1989). Can Milankovitch orbital variations initiate the growth of ice sheets in a General Circulation Model. *J. Geophys. Res.*, 94 :12851–12871.
- [Roeckner et al., 1996] Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, M., Claussen, M., Dümenil, L., Esch, M., Giorgetta, M., Schlese, U., and Schulzweida, U. (1996). The atmospheric general circulation model ECHAM-4 : Model description and simulation of present day climate. Technical report, Max-Planck-Institut für Meteorologie- Report no 218.
- [Rognon et al., 1989] Rognon, P., Gaussen, G. C., Bergametti, G., and Gomes, L. (1989). Relationships between the characteristics of soils, the wind energy and dust near the ground, in the western sahara. In Leinen, M. and Sarnthein, M., editors, *Paleoclimatology and Paleometeorology : Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*, pages 167–184. Kluwer Acad., Norwell, Mass.
- [Ruggaber et al., 1994] Ruggaber, A., Dlugi, R., and Nakajima, T. (1994). Modeling radiation quantities and photolysis frequencies in the troposphere. *J. Atmos. Chem.*, 18 :171–210.
- [Russell and Lermer, 1981] Russell, G. L. and Lermer, J. A. (1981). A new finite-differencing scheme for the tracer transport equation. *J. Appl. Meteor.*, 20 :1483–1498.
- [Salisbury et al., 1992] Salisbury, J. W., Water, L. S., Vergo, N., and Dana, D. M. (1992). *Infrared (2.1-25 μ m) Spectra of Minerals*. John Hopkins Univ. Press, Baltimore, Md.
- [Sarnthein et al., 1981] Sarnthein, M., Tetzlaff, G., Koopmann, B., Wolter, K., and Pflaumann, U. (1981). Glacial and interglacial wind regimes over the eastern subtropical Atlantic and North-West Africa. *Nature*, 293 :193–196.
- [Satsangi et al., 1999] Satsangi, G. S., Lakhani, A., Singh, S. P., Kumari, K. M., and Srivastava, S. S. (1999). Composition of rain water at a semi-arid rural site in india. *Atmos. Env.*, 32 :3783–3793.
- [Savoie et al., 1989] Savoie, D., 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.*, 94 :5069.
- [Scholes et al., 1995] Scholes, R. J., Skole, D., and Ingram, J. S. (1995). *A Global Database of Soil Properties : Proposal for 1995 Implementation*. IGBP-DIS Working Paper-10.
- [Schollaert and Merrill, 1999] Schollaert, S. E. and Merrill, T. T. (1999). Cooler sea surface west of the sahara desert correlated to dust events. *Geophys. Res. Lett.*, 25 :3529–3532.
- [Schulz et al., 1998] Schulz, M., Balkanski, Y., Dulac, F., and Guelle, W. (1998). Treatment of aerosol size distribution in a global transport model : Validation with satellite-derived observations for a Saharan dust episode. *J. Geophys. Res.*, 103 :10589–10592.
- [Schulz et al., 1996] Schulz, M., Balkanski, Y., Guelle, W., Dulac, F., Moulin, C., and Lambert, C. (1996). Relevant components to model the saharan dust plume pattern over the mediterranean sea. In Guerzoni, S. and Chester, R., editors, *The Impact of Desert Dust Above The Mediterranean*, pages 51–58. Kluwer Academic.
- [Schuster, 1905] Schuster, A. (1905). Radiation through a foggy atmosphere. *Astrophys. J.*, 21 :1–22.

- [Schütz, 1980] Schütz, L. (1980). Long range transport of desert dust with special emphasis on the sahara. *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 338 :15–20.
- [Schütz and Sebert, 1987] Schütz, L. and Sebert, M. (1987). Mineral aerosol and source identification. *J. Aerosol. Sci.*, 18(1) :1–10.
- [Schwartz, 1996] Schwartz, S. E. (1996). The whitehouse effect. Shortwave radiative forcing of climate by anthropogenic aerosols : An overview. *J. Aer. Sci.*, 27 :359–382.
- [Seinfeld, 1986] Seinfeld, J. H. (1986). *Air Pollution*. John Wiley, New York.
- [Seinfeld and Pandis, 1997] Seinfeld, J. H. and Pandis, S. N. (1997). *Atmospheric Chemistry and Physics*. John Wiley, New York.
- [Shadfán and Mashady, 1985] Shadfán, H. and Mashady, A. S. (1985). Distribution of palygorskite in sediments and soil of eastern Saudi Arabia. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49 :243–250.
- [Shao and Leslie, 1997] Shao, Y. and Leslie, L. (1997). Wind erosion prediction over the Australian continent. *J. Geophys. Res.*, 102 :30091–30105.
- [Shao et al., 1993] Shao, Y., Raupach, M. R., and Findlater, P. A. (1993). Effects of saltation on the entrainment of dust by wind. *J. Geophys. Res.*, 98 :12719–12726.
- [Shao et al., 1996] Shao, Y., Raupach, M. R., and Leys, J. F. (1996). A model for predicting aeolian sand drift and dust entrainment on scales from paddock to region. *Aust. J. Soil Res.*, 34 :309–342.
- [Shettle, 1984] Shettle, E. P. (1984). Optical and radiative properties of a desert aerosol model. In *Proceedings of the Symposium on Radiation in the Atmosphere*, edited by G. Fiocco, pages 74–77. A. Deepak, Hampton, Va.
- [Siegel et al., 1990] Siegel, D. A., Granata, T. C., Michaels, A. F., and Dickey, T. D. (1990). Mesoscale eddy diffusion, particle sinking, and the interpretation of sediment trap data. *J. Geophys. Res.*, 95 :5305–5311.
- [Simonson, 1995] Simonson, R. W. (1995). Airborne dust and its significance to soils. *Geoderma*, 65 :1–43.
- [Singer, 1988] Singer, A. (1988). Illite in aridic soils, desert dusts and desert loess. *Sediment. Geol.*, 59 :251–259.
- [Singer, 1995] Singer, A. (1995). The mineral composition of hot and cold desert soils. In Blume, H. P. and Berkowicz, S. M., editors, *Arid Ecosystems*, pages 13–28.
- [Sinzig and Quinten, 1994] Sinzig, J. and Quinten, M. (1994). Scattering and absorption by spherical multilayer particles. *Appl. Phys. A, Solids Surf.*, 58 :157–162.
- [Smalley, 1980] Smalley, I. J. (1980). *Loess : A partial bibliography*. Elsevier.
- [Sokolik et al., 1993] Sokolik, I., Andronova, A., and Johnson, T. C. (1993). Complex refractive index of atmospheric dust aerosols. *Atmos. Env.*, 27A :2495–2502.
- [Sokolik and Golitsyn, 1993] Sokolik, I. and Golitsyn, G. (1993). Investigation of optical and radiative properties of atmospheric dust aerosols. *Atmos. Env.*, 27A :2509–2517.
- [Sokolik, 1999] Sokolik, I. N. (1999). What do we need about dust properties to adequately predict dust radiative impact? In *Workshop on Mineral Dust, Boulder, Colorado*, pages 55–57.
- [Sokolik and Toon, 1996] Sokolik, I. N. and Toon, O. B. (1996). Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosol. *Nature*, 381 :681–683.
- [Sokolik et al., 1998] Sokolik, I. N., Toon, O. B., and Bergstrom, R. W. (1998). Modeling the radiative characteristics of airborne mineral aerosols at infrared wavelength. *J. Geophys. Res.*, 103 :8813–8826.

- [Sonzogni et al., 1998] Sonzogni, C., Bard, E., and Roster, F. (1998). Tropical sea surface temperature during the last glacial period : a view based on alkenones in Indian Ocean sediments. *Quat. Sci. Rev.*, 17 :1185–1201.
- [Spitzer and Kleinmann, 1961] Spitzer, W. G. and Kleinmann, D. A. (1961). Infrared lattice bands of quartz. *Phys. Rev.*, 121 :1324–1335.
- [Stace et al., 1968] Stace, H. C. T., Hubble, G. D., Brewer, R., Northcote, K. H., Sleeman, J. R., Mulcahy, M. J., and Hallworth, E. G. (1968). *A Handbook of Australian Soils*. Rellim, Melbourne.
- [Steffensen, 1997] Steffensen, J. P. (1997). The size distribution of microparticles from selected segments of the Greenland Ice Core Project ice core representing different climatic periods. *J. Geophys. Res.*, 102 :26775–26763.
- [Steyer et al., 1974] Steyer, T. R., Day, L., and Huffman, D. R. (1974). Infrared absorption by small amorphous quartz spheres. *Appl. Opt.*, 13 :1586–1590.
- [Stoorvogel et al., 1997] Stoorvogel, J. J., van Breemen, N., and Hansen, B. H. (1997). The nutrient input by Harmattan dust to a forest ecosystem in Côte d’Ivoire, Africa. *Biogeochemistry*, 37 :145–157.
- [Suzuki and Tsunogai, 1988] Suzuki, T. and Tsunogai, S. (1988). Origin of calcium in aerosols over the western north Pacific. *J. Atmos. Chem.*, 6 :362–374.
- [Swap et al., 1992] Swap, R., Garstang, M., Greco, S., Talbot, R., and Gac, J. Y. (1992). Sahara dust in the Amazon basin. *Tellus ser. B*, 44 :133–149.
- [Tanré et al., 1984] Tanré, D., Geleyn, J. F., and Slingo, J. (1984). First results of the introduction of an advanced aerosol-radiation interaction in the ECMWF low resolution global model. In *Aerosols and their climatic effects*, pages 133–177. Hermann E. Gerber and Adarsh Deepak.
- [Tanré et al., 1996] Tanré, D., Herman, M., and Kaufman, Y. J. (1996). Information on the aerosol size distribution contained in the solar reflected spectral radiances. *J. Geophys. Res.*, 101 :19043–19060.
- [Tanré et al., 1997] Tanré, D., Kaufman, Y. J., Herman, M., and Mattoo, S. (1997). Remote sensing of aerosols properties over oceans using the MODIS- EOS spectral radiances. *J. Geophys. Res.*, 102 :16971–16988.
- [Tarasov et al., 1999] Tarasov, P. E., Volkova, V. S., III, T. W., Guiot, J., Andreev, A. A., Vezusko, L. G., Berusko, T. V., Bykova, G. V., Dorfeyuk, N. I., Kzavadze, E. V., Osipova, I. M., Panova, N. K., and Sevasyanov, V. (1999). Last Glacial Maximum Biomes reconstructed from pollen and plant macrofossil data from Northern Eurasia. *soumis au J. of. Biogeography*.
- [Tegen and Fung, 1994] Tegen, I. and Fung, I. (1994). Modeling of mineral dust in the atmosphere : Sources, transport, and optical thickness. *J. Geophys. Res.*, 99 :22897–22914.
- [Tegen and Lacis, 1996] Tegen, I. and Lacis, A. A. (1996). Modeling of particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust aerosol. *J. Geophys. Res.*, 101 :19237–19244.
- [Tegen et al., 1996] Tegen, I., Lacis, A. A., and Fung, I. (1996). The influence of mineral aerosols from disturbed soils on the global radiation budget. *Nature*, 380 :419–422.
- [Tegen and Miller, 1998] Tegen, I. and Miller, R. (1998). A general circulation model study on the interannual variability of soil dust aerosol. *J. Geophys. Res.*, 103 :25975–25995.
- [Thompson and Mosley-Thompson, 1981] Thompson, L. G. and Mosley-Thompson, E. (1981). Microparticle concentration variations linked with climatic change : Evidence from polar ice. *Nature*, 212 :812–815.

- [Tiedtke, 1989] Tiedtke, M. A. (1989). A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Weather Rev.*, 117 :17779–1800.
- [Toon and Ackerman, 1981] Toon, O. B. and Ackerman, T. P. (1981). Algorithms for the calculation of scattering by stratified spheres. *Appl. Opt.*, 20 :3657–3660.
- [Toon et al., 1989] Toon, O. B., McKay, C. P., Ackerman, T. P., and Santhanam, K. (1989). Rapid calculations of radiative heating rates and photodissociation rates in inhomogeneous multiple scattering atmospheres. *J. Geophys. Res.*, 94 :16287–16301.
- [Toon et al., 1977] Toon, O. B., Pollack, J. B., and Sagan, C. (1977). Physical properties of the particles composing the martian dust storm of 1971-1972. *Icarus*, 30 :663–696.
- [Torrent et al., 1983] Torrent, J., Schwertmann, U., Fechter, H., and Alferez, F. (1983). Quantitative relationships between soil color and hematite content. *Soil Science*, 136(6) :354–358.
- [Torrent et al., 1980] Torrent, J., Schwertmann, U., and Schulze, D. G. (1980). Iron oxydes mineralogy of some soils of two river terrace sequences in Spain. *Geoderma*, 23 :191–208.
- [Tsunogai et al., 1988] Tsunogai, S., Kurata, T., Suzuki, T., and Yokata, K. (1988). Seasonal variation of atmospheric ^{210}Pb and Al in the western north Pacific region. *J. Atmos. Chem*, 7 :389–407.
- [Twitty and Weinman, 1971] Twitty, J. T. and Weinman, J. A. (1971). Radiative properties of carbonaceous aerosols. *J. Appl. Meteor.*, 10 :725–731.
- [USDA-NRCS, 1998] USDA-NRCS (1998). *United States Department of Agriculture : National Soil Characterization Database*. available at www.statlab.iastate.edu/soils/ssl/natl_char.html.
- [van de Hulst, 1957] van de Hulst, H. C. (1957). *Light Scattering by Small Particles*. Chapman et al., Ltd.
- [Vann, 1999] Vann, L. (1999). The first PICASSO-CENA Science team meeting minutes, May 18-19, 1999. *The Earth Observer*, 11 :20–21.
- [Videen and Chylek, 1998] Videen, G. and Chylek, P. (1998). Scattering by a composite sphere with an absorbing inclusion and effective medium approximations. *Optics Comm.*, 158 :1–6.
- [Volz, 1972] Volz, F. E. (1972). Infrared absorption by atmospheric aerosol substances. *J. Geophys. Res.*, 77 :5733–5748.
- [Volz, 1973] Volz, F. E. (1973). Infrared optical constants of ammonium sulfate, Sahara dust, volcanic pumice, and flyash. *Appl. Opt.*, 12 :564–568.
- [Volz, 1983] Volz, F. E. (1983). Infrared optical constants of aerosols at some locations. *Appl. Opt.*, 22 :3690–3700.
- [von Hoyningen-Huene et al., 1999] von Hoyningen-Huene, W., Wenzel, K., and Schienbein, S. (1999). Radiative properties of desert dust and its effect on radiative balance. *J. Aerosol. Sci.*, 30 :489–502.
- [Weinelt et al., 1996] Weinelt, M., Sarnthein, M., Pflaumann, U., Schulz, H., Jung, S., and Erlenkeuser, H. (1996). Ice-free Nordic seas during the last glacial maximum? potential sites of deepwater formation. *Paleoclimates*, pages 1–4.
- [Winchell and Miller, 1918] Winchell, A. N. and Miller, E. R. (1918). The dustfall of March 9, 1918. *Am. J. Sci.*, 274 :599–609.
- [Winker, 1999] Winker, D. M. (1999). Global observations of aerosols and clouds from combined lidar and passive instruments to improve radiation budget and climate studies. *The Earth Observer*, 11 :22–24.
- [Winter and Chylek, 1997] Winter, B. and Chylek, P. (1997). Contribution of sea salt aerosol to the planetary clear sky albedo. *Tellus, ser. B*, 49 :72–79.

- [Yaalon, 1964] Yaalon, D. H. (1964). Downward movement and distribution of anions in soil profiles with limited wetting. In Hallsworth, E. G. and Crawford, D. V., editors, *Experimental pedology*, pages 157–164. Butterworth, London.
- [Yin et al., 1999] Yin, Y., Levin, Z., Reisin, T. G., and Tzivion, S. (1999). The effects of giant cloud condensation nuclei on the development of precipitation in convective clouds : A numerical study. *Atmos. Research, in press*.
- [Yung et al., 1996] Yung, Y. L., Lee, T., Wand, C. H., and Shieh, Y. T. (1996). Dust : a diagnostic of the hydrological cycle during the Last Glacial Maximum. *Science*, 271 :962–963.
- [Zhang et al., 1994] Zhang, Y., Sunwoo, Y., Kotamarthi, V., and Carmichael, G. R. (1994). Photochemical oxidant processes in the presence of dust : An evaluation of the impact of dust on particulate nitrate and ozone formation. *J. Appl. Meteor.*, 33 :813–824.
- [Zhou et al., 1994] Zhou, M., Chen, Z., Huang, R., Wang, Q., Arimoto, R., Parungo, F., Lenschow, D., Okada, K., and Wu, P. (1994). Effects of two dust storms on solar radiation in the beijing- tianjin area. *Geophys. Res. Lett.*, 21 :2697–2700.
- [Zobler, 1986] Zobler, L. (1986). A world file for global climate modelling. Technical report, NASA-TM-87802.