

Numéro d'Ordre : D.U.1446

UNIVERSITÉ BLAISE PASCAL
(U.F.R. de Recherche Scientifique et Technique)

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES
N° : 392

THÈSE

présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITÉ

(Spécialité : Physique de l'Atmosphère)

par

Fanny MINVIELLE-MONCLA

Diplômée d'Études Approfondies

**Aspects physiques et radiatifs du cycle atmosphérique des
aérosols : étude numérique sur l'Océan Indien
(expérience INDOEX)**

Soutenue publiquement le 4 Novembre 2003, devant la commission d'examen :

Didier TANRÉ	<i>Président du jury</i>
Gilles BERGAMETTI	<i>Examineur</i>
Cyrille FLAMANT	<i>Examineur</i>
Frank ROUX	<i>Rapporteur</i>
Patrick CHAZETTE	<i>Rapporteur</i>
Guy CAUTENET	<i>Directeur de thèse</i>

Les climatologues ne peuvent pas guérir le climat

Gérard Mégie,
"Le changement climatique",
La météorologie 42(8), (p. 46)

*Nous faisons partie de la Nature. En sommes nous tous bien conscients ?
Si oui, alors pourquoi, la planète a t-elle le mal de climat ?*

Remerciements

Je voudrais tout d'abord remercier les directeurs successifs du laboratoire Harumi Isaka et Nadine Chaumerliac de m'avoir accueillie au Laboratoire de Météorologie Physique. Les discussions occasionnelles, notamment avec Isaka, m'ont beaucoup apporté. Je remercie Sylvie Cautenet, chef de l'équipe dans laquelle j'ai évolué, pour ses conseils et d'un tout autre ordre pour son énergie de vivre.

Je suis très reconnaissante à tous les membres de mon jury d'avoir accepté de participer à cette commission d'examen, d'autant plus que certains venaient de très loin, que ce soit du nord ou du sud ! Je remercie les rapporteurs pour le soin qu'ils ont apporté à la lecture du manuscrit et pour leurs remarques constructives qui m'ont permis d'approfondir davantage mon travail de thèse. Également, je voudrais remercier très chaleureusement le président du jury et les examinateurs pour leurs remarques enrichissantes et encourageantes.

Je voudrais remercier pleinement Cécile Yvetot pour sa gentillesse, sa disponibilité, son sourire, et sa capacité à rendre les démarches administratives plus flexibles et plus adaptées au cas par cas. Cette thèse étant un travail de modélisation, le bon fonctionnement du réseau informatique et des machines était primordiale. Que l'équipe informatique trouve ici toute ma gratitude.

Ce travail s'est effectué sous la direction de Guy Cautenet. Je voudrais tout d'abord le remercier de s'être lancé dans cette aventure scientifique sans hésitation et cela malgré les quelques embûches de départ. Ce fut une expérience enrichissante tant sur le plan scientifique que sur le plan humain. Une thèse avec Guy est un tout. Le travail scientifique s'agrémente de discussions philosophiques, de contrepèteries, d'humour et de bonne humeur... Lors des échéances presque épuisées, des soirées studieuses s'instaurent où les litres de café, les tablettes de chocolat noir et les pauses "Supertimor" (publicité ivoirienne) s'imposent ! Je n'oublierais jamais ces moments partagés qu'ils aient été drôles, angoissants ou graves. J'ai beaucoup apprécié d'avoir pu participer à plusieurs congrès, que ce soit à Nice, en Crête ou encore en Autriche, auquel est lié un trajet exceptionnel et inattendu. Même si nous sommes tous les deux un peu cap bourrut, je vous dis simplement merci Guy, en espérant qu'on continuera à travailler ensemble.

Un spécial thanks to Karine Desboeufs. Son aide a été plus que précieuse dans mon évolution scientifique. Je la remercie pleinement pour ses conseils, son recul scientifique, sa disponibilité et son professionnalisme mais aussi pour son énorme soutien chaleureux, ses encouragements, son sourire quotidien, son dynamisme et les bons moments partagés ensemble. Merci à toi Karine.

La complicité entre les jeunes du laboratoire qu'ils soient thésards, post-doc ou fraîchement re-

crutés a permis de consolider et de rendre plus agréable la vie d'à côté de la thèse. Les différences de cultures, de regard et de personnalité ont contribué à de bonnes tranches de vie et surtout à une grande richesse. Merci à Maud pour son encouragement dans mes débuts de thèse et les discussions, à Mathieu pour sa joie de vivre et sa gentillesse, à Laurent pour sa grande générosité et ses blagues, à Fredy pour les fous rires, à Manu pour ses conseils, à Céline pour le soutien mutuel, à Marie pour ses histoires et ses émotions, à Olivier J. pour sa richesse culturelle et son respect des choses, à Claire, Joaquim, Mohamad, Damien, Karine S. pour sa fibre artistique, Régis, Angela, Jean-marc, Christophe, Fred L., Fred. S., Dimitri... Je n'oublie pas mon très cher collègue de travail Gilles avec qui j'ai passé de très bons moments dans ce bureau toujours avec beaucoup de simplicité. Je remercie Nicolas F. pour tous les moments riches qu'ils aient été musicaux, culinaires ou philosophiques. Je remercie aussi Delphine pour toute sa richesse et son envie de vivre sans limite. À ces amis, je leur souhaite bonne route en espérant les recroiser un jour.

Je voudrais remercier Régis et Marie-thé Thomas pour leur bon accueil tranquille et frais à Graciac en cet été 2003. Je leur délivre la plus haute distinction de "Maison d'hôte" et bien plus. Je vous remercie de votre attention délicate et de votre soutien. Un petit merci à Salomé et Valentine (et leurs parents) qui veillaient si bien à ce que je travaille consciencieusement cet été 2003.

Mes plus vifs remerciements vont à mes parents qui, plein d'énergie, m'ont soutenu et m'ont fait confiance, sans laquelle je ne me serais pas lancée dans cette thèse. Ils ont toujours été là pour écouter mes doutes et pour les estomper. Merci aux petites attentions qui changent la vie et la rendent plus légère.

Merci à ma sœur Elsa, et aussi à Fredo, qui, même dans leurs contrées lointaines québécoises, me soutenaient fortement et m'écoutaient dans les moments difficiles. Sans le savoir, mon neveu Théo, que ce soit au téléphone ou de visu, a ensoleillé mon univers.

Enfin, je remercie Olivier, nommé directeur artistique et informatique de ma thèse ! Je le remercie d'avoir sollicité mes neurones avec une grande exigence, d'avoir été disponible malgré la charge de travail auquel il était soumis pour sa rentrée 2003, d'avoir répondu présent dans les moments difficiles, lui qui a été aux premières loges de toutes les émotions ! Merci de m'avoir soutenue et d'avoir eu les petites phrases qu'il fallait au bon moment. Merci de t'être autant investi dans ce pari estival. Merci d'avoir partagé avec moi ces moments qui n'ont pas toujours été évidents.

Sommaire

1	Introduction	13
1.1	Le climat en équilibre radiatif	13
1.2	Les perturbations anthropiques	14
1.2.1	Apport en gaz à effet de serre	14
1.2.2	Les nuages : victimes et acteurs des perturbations	14
1.2.3	Apport en aérosols	15
1.2.4	Moyens disponibles pour l'estimation des forçages	18
1.2.5	Quelques aérosols acteurs "phares" du forçage	18
1.3	Plan du manuscrit	20
2	Présentation du cadre d'étude : la campagne INDOEX (<i>INDian Ocean EXperiment</i>)	21
2.1	Objectifs de la campagne	22
2.2	Zone géographique	22
2.3	Période de mesure, climatologie	23
2.4	Dispositif expérimental	24
2.4.1	Synergie expérimentale	25
2.5	Modélisation dans le cadre d'INDOEX	28
2.5.1	Thèmes d'études de modélisation	28
2.5.2	Place des modèles par rapport aux mesures	29
2.6	Conclusion du chapitre	30
3	Présentation de l'outil numérique RAMS	31
3.1	Présentation générale des modèles numériques	31
3.1.1	Caractéristiques du domaine étudié	31
3.1.2	Stratégie de modélisation	32
3.2	Présentation de RAMS	33
3.2.1	Modèle physique	33
3.2.2	Discretisation et résolution numérique	36
3.2.3	Conditions aux limites	40
3.2.4	Conditions initiales et forçage	40
3.3	Extension du modèle RAMS	41
3.4	Récapitulatif du fonctionnement de RAMS	42
4	Étude du Transport des aérosols	43
4.1	Introduction	44
4.1.1	Variabilité des sources et composition des aérosols	44

4.1.2	État de surface des aérosols, observation de mélanges	46
4.1.3	Analyse granulométrique	47
4.1.4	Conclusion	49
4.2	Mise en place de la simulation	50
4.2.1	Période simulée	50
4.2.2	Grille et options	50
4.2.3	Sources d'émission	51
4.2.4	Puits	52
4.3	Résumé des résultats	52
4.3.1	Régimes de vent en altitude	52
4.3.2	Validation qualitative	53
4.3.3	Validation quantitative	55
4.3.4	Du dioxyde de soufre au sulfate	55
4.3.5	Les poussières minérales	56
4.3.6	Contribution optique des trois espèces	56
4.4	Simulation numérique du transport, partie 1 : les aérosols carbonés	58
4.4.1	Introduction	58
4.4.2	A preliminary approach using back trajectory	59
4.4.3	Second approach : Simulation of aerosol transport	60
4.4.4	Model results	62
4.4.5	Quantitative validation	67
4.4.6	Conclusions	69
4.5	Simulation numérique du transport, partie 2 : aérosols continentaux et leur épaisseur optique	70
4.5.1	Introduction	70
4.5.2	The modelled area and the pollutant sources	72
4.5.3	The modelled pollutant fields	73
4.5.4	Columnar composition and an estimate of the contribution of carbonaceous aerosols, dust and sulphates to optical depth	81
4.5.5	Summary and conclusion	84
4.6	Conclusion du chapitre	86
5	Étude des effets radiatifs des aérosols	87
5.1	Généralités : position du problème	87
5.1.1	Définition des effets radiatifs et du forçage	88
5.1.2	Moyens d'estimation des forçages radiatifs des aérosols	89
5.1.3	Estimations des forçages selon les différents aérosols	91
5.1.4	Interactions entre les effets radiatifs	93
5.1.5	Place de notre étude parmi les travaux de la littérature	95
5.2	Approche du problème - Méthode	95
5.2.1	Outils numérique : le code radiatif EC3	96
5.2.2	Méthode	97
5.3	Résultats de l'approche "statique"	99
5.3.1	Cadre de la simulation	99
5.3.2	Résultats	99
5.4	Résultats de l'approche "dynamique" - <i>Partie 1</i>	100
5.4.1	Cadre de la simulation	100
5.4.2	Résultats (<i>Partie 1</i>)	101
5.5	Résultats de l'approche "dynamique" - <i>Partie 2</i>	103
5.5.1	Paramètre de la simulation	103
5.5.2	Transport des panaches de carbone suie	108
5.5.3	Taux de réchauffement	123
5.5.4	Température et Humidité relative	128
5.5.5	Effet semi-direct sur l'eau nuageuse ?	134

5.5.6	Forçage du carbone suie	139
5.5.7	Rétroaction dynamique sur la structure verticale des aérosols	141
5.6	Conclusion du chapitre	146
6	Conclusion générale	149
6.1	Conclusions	149
6.1.1	Rappel des objectifs	149
6.1.2	Rappel de quelques résultats	150
6.2	Perspectives	152
6.2.1	Mélange des aérosols	152
6.2.2	Tests de sensibilité de l'effet semi-direct	152
6.2.3	Altération des aérosols et évolution de leurs propriétés optiques	153
6.2.4	Évaluation du forçage radiatif des nuages sous l'effet semi-direct des aérosols	153
6.2.5	Adaptabilité du modèle aux mesures	153
	Bibliographie	154

Introduction

1.1 Le climat en équilibre radiatif

"Un faisceau d'éléments suggère une influence perceptible de l'homme sur le climat global". Cette citation provient du rapport du groupe intergouvernemental d'expert sur l'évolution du climat (IPCC 1995, [97]). Ce dernier est en charge de comprendre les changements climatiques inquiétants que subit la planète et de faire prendre conscience à la société de la nécessité de prendre des mesures socio-économiques pour ralentir cette évolution menaçante. Le climat est le résultat de l'équilibre de chacune des composantes de l'environnement terrestre (Espace, atmosphère, biosphère, océan, Terre interne) entre lesquelles s'opèrent des échanges permanents. Le fonctionnement du système climatique est fondé sur un équilibre énergétique qui est le résultat de l'intégration des différents flux d'énergie (flux solaire et tellurique, évaporation, condensation, chauffage) provenant de l'espace, de la surface - qui comprend les milieux marins et terrestres (biosphère) - et de l'atmosphère. Cette dernière est le carrefour des échanges entre toutes les composantes de l'environnement ou encore le passage obligé des flux énergétiques. L'atmosphère conditionne ainsi les développements et les évolutions des milieux. De ce fait, sa composition est un paramètre clé dans la stabilité climatique. Elle est telle que certains gaz comme le méthane, le dioxyde de carbone et la vapeur d'eau participent naturellement à cet équilibre en absorbant notamment les rayonnements telluriques. Ils retiennent ainsi une quantité permanente et suffisante de chaleur dans l'atmosphère, indispensable au développement et au maintien de la vie sur Terre. Ces gaz créent alors un effet de serre, terme sous lequel ils sont définis. Ils augmentent la température moyenne du globe de 33°C. Ainsi, ils permettent d'établir un équilibre énergétique qui se traduit par une température moyenne globale de 15°C au lieu de -18°C, cette dernière étant la température qu'il ferait sans gaz à effet de serre. Cependant, le climat a subi des perturbations sur des périodes couvrant des échelles de temps allant de quelques années (NAO (*North Atlantic Oscillation*), ENSO *El Niño Southern Oscillation*, ...) à quelques centaines de millions d'années (dérive des continents). Par exemple, lors de périodes d'éruption volcanique, des gaz sont rejetés en quantité importante dans l'atmosphère, ce qui modifie la composition atmosphérique et donc la température. À la suite de tels déséquilibres, le système climatique s'est alors adapté pour retrouver un équilibre. Les échanges entre les différentes composantes de l'environnement se sont modifiés et des changements sont apparus dans l'organisation et la composition même des milieux (évolution des espèces). La réponse du système climatique aux perturbations s'effectue sur de longues périodes et celui-ci ne retrouve alors son équilibre qu'au bout de quelques siècles, voire quelques millénaires. Aussi, ces perturbations à échelle géologique font-elles partie de ce qui est appelé la variabilité naturelle du climat. On considère alors que la température globale fluctue autour de sa valeur d'équilibre

et que le climat connaît une certaine stabilité sur des millénaires (IPCC 2001, [98], Holland [56]).

1.2 Les perturbations anthropiques

1.2.1 Apport en gaz à effet de serre

L'équilibre évoqué au paragraphe précédent est nettement fragilisé depuis le XX^e siècle par le développement d'une société de plus en plus industrialisée et tournée vers la consommation. Une conséquence visible de l'impact des perturbations apportées par l'homme est l'apparition d'une brume jaunâtre, aussi appelée *smog* (*smok+fog*), observée dans les villes asiatiques, nord-européennes et sud-américaines, et plus généralement dans toute ville industrialisée. Les activités humaines modifient, tout d'abord, la composition de l'atmosphère en gaz à effet de serre provenant de la combustion des carburants fossiles (le charbon, le pétrole, le gaz naturel). Ainsi, environ 3 milliards de tonnes de dioxyde de carbone s'accumulent chaque année dans l'atmosphère. Ces perturbations apportées par l'homme sont d'autant plus inquiétantes que les gaz sont rejetés en quantité excessive comparée aux concentrations initiales de ces gaz dans l'atmosphère, et qu'elles s'effectuent rapidement et sur une courte durée devant les milliers d'années des variations naturelles. Par conséquent, le système a davantage de difficulté à s'adapter à ces nouvelles données en si peu de temps. Les modifications humaines se sont nettement accélérées depuis les années 80 ; elles amènent un réchauffement moyen annuel de $0.6 \pm 0.2^\circ\text{C}$ (IPCC 2001, [98]). Aujourd'hui, l'évolution future de l'impact de ces gaz à effet de serre sur l'atmosphère est assez bien maîtrisée, du moins sur le plan scientifique. Elle dépend fortement des scénarios d'évolution démographique et de développement économique, notamment dans les pays "émergents".

1.2.2 Les nuages : victimes et acteurs des perturbations

Une contribution toute aussi importante qu'il faut prendre en compte dans l'évolution climatique est celle du couvert nuageux global. Le rôle radiatif des nuages est fortement lié à celui de la vapeur d'eau qui est un gaz à effet de serre et qui par conséquent participe de façon notable à l'équilibre énergétique global. La formation des nuages est régie par le cycle de l'eau. Celui-ci prend en compte tous les processus d'échange de vapeur d'eau (comme l'évaporation et la condensation) et les processus de convection qui s'établissent entre la surface et l'atmosphère, et dans l'atmosphère. La formation de nuage dépend alors notamment de l'état thermodynamique de l'atmosphère et du bilan radiatif à la surface. Aussi, les perturbations énergétiques engendrées dans l'atmosphère se répercutent sur le bilan de l'eau et donc sur la présence ou non de nuages.

Selon leur composition (glace, eau, mixte) et leur altitude de formation, les nuages jouent un rôle radiatif différent. La question est très complexe, et en voici un exposé très succinct. Étant composés d'eau, les nuages ont une émissivité infrarouge non négligeable. Les nuages chauds et bas (*stratocumulus*, à 1-3 km d'altitude), composés essentiellement d'eau en phase liquide, ont tendance à absorber le rayonnement tellurique. La température de leur base étant élevée, ils réémettent fortement vers la surface et limitent ainsi le refroidissement des basses couches atmosphériques. En revanche, ces nuages émettent aussi fortement vers l'espace, créant ainsi une déperdition en rayonnement infrarouge du système atmosphérique. Les nuages glacés (*cirrus*, en haute altitude vers 10-13 km) sont également le siège d'une émission infrarouge vers la surface et vers l'espace. À cause de leur faible température, le flux radiatif vers la surface est plus faible que celui des nuages bas. La déperdition vers l'espace est également moins élevée. Par ailleurs, tous les nuages ont un pouvoir réflecteur (albédo) du flux solaire (réfléchi vers l'espace) provoquant ainsi une diminution du flux arrivant à la surface. L'albédo des cirrus, qui sont généralement des nuages fins, est moins important globalement que celui des nuages bas. On voit qu'il s'agit d'une compétition entre les effets sur les flux infrarouge

et solaire. L'effet net est encore mal connu, mais on admet que les cirrus participent au réchauffement et les nuages bas au refroidissement global du système terre-atmosphère. Les nuages représentent actuellement une incertitude climatique importante.

1.2.3 Apport en aérosols

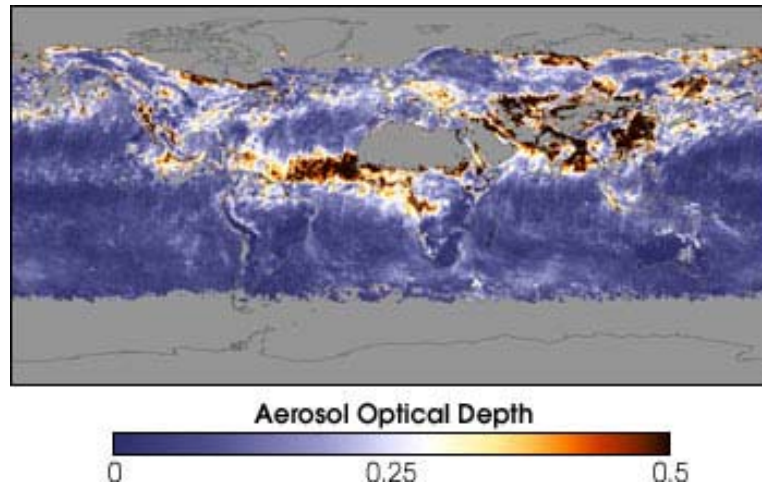


FIG. 1.1 – Épaisseur optique globale des aérosols enregistrée par le capteur MODIS en mai 2002. (Source : base de donnée mise à disposition par l'équipe "MODIS Atmosphere" du centre de la NASA Goddard Space Flight Center.)

Les activités humaines, en plus des gaz à effet de serre, rejettent dans l'atmosphère des particules en suspension que l'on appelle les particules d'aérosols. Leur taille varie entre 5 nm et 100 μm . Ces particules représentent une quantité importante accumulée dans l'atmosphère, estimée à 3 milliards de tonnes chaque année. C'est dans les années 1970 que l'on a pris conscience des effets potentiels des aérosols sur le bilan radiatif terrestre (Charlson *et al.* [18], Twomey [140]). Aujourd'hui encore, l'estimation de leur forçage est la principale source d'incertitude dans l'évaluation des changements climatiques de la planète, car le forçage de ces particules est nettement plus complexe et difficile à estimer que celui des gaz à effet de serre. Trois principales causes peuvent être dégagées : la variabilité spatiale des concentrations d'aérosols, leur variabilité temporelle et enfin la diversité des sources d'émissions et des types d'aérosols.

1.2.3.a Variabilité spatiale et temporelle des aérosols

À travers le témoignage des satellites scrutant la planète (*cf.* fig. 1.1), on peut constater que le globe s'entoure de plus en plus de panaches d'aérosols dont la distribution spatiale est hétérogène (*cf.* fig. 1.2) contrairement aux gaz à effet de serre. En particulier, on remarque que les panaches d'aérosols sont localisés au voisinage des zones sources d'émission. Leur temps de résidence dans l'atmosphère est relativement faible comparé aux gaz à effet de serre, il varie entre 4 et 7 jours (voire 1 jour pour les sels de mer ; Andreae [9]). En effet, quelques jours après leur émission, la majorité de ces particules se déposent au sol par gravitation (dépôt sec) ou sont lessivés par des précipitations (dépôt humide). Dans le premier cas, la vitesse de chute dépend de la taille des particules. Par conséquent, il existe une grande variabilité spatiale et temporelle des concentrations des aérosols, à l'échelle régionale et journalière. Cette spécificité rend difficile l'évaluation de l'estimation des forçages radiatifs des aérosols à l'échelle globale.

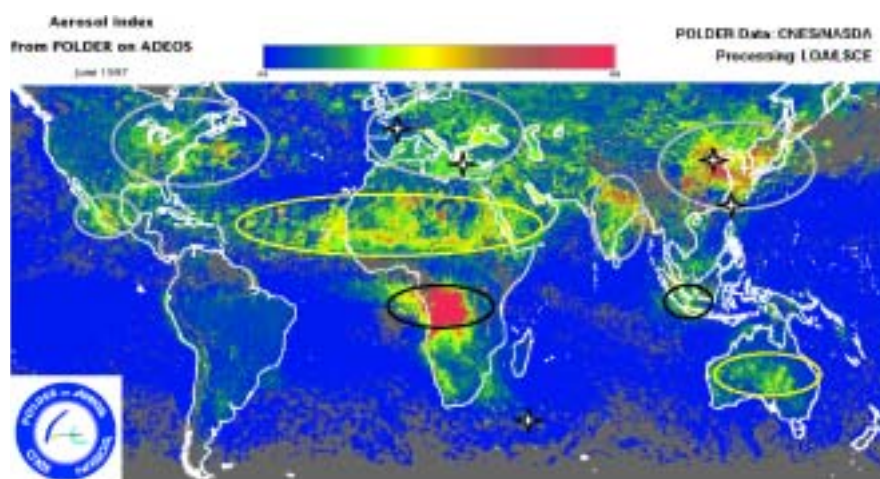


FIG. 1.2 – Index des aérosols enregistrés par le radiomètre POLDER en juin 1997. Les contours violets indiquent les sources urbaines, les contours jaunes précisent les panaches de poussières minérales, et enfin les contours noirs montrent les zones de panaches de feux de brousse. (Source : base de donnée mise à disposition par l'équipe "MODIS Atmosphere" du centre de la NASA Goddard Space Flight Center.)

1.2.3.b Diversité des sources d'émission et des aérosols

Sur la figure 1.2, on peut remarquer une grande diversité des sources d'émission d'aérosols, à laquelle s'ajoute une multiplicité de type d'aérosols qui sont susceptibles d'être émis par une même source. D'après Andreae [9], les différentes sources sont regroupées selon deux grands types : les sources naturelles et les sources anthropiques (cf. tab. 1.1).

Dans la première catégorie, on regroupe principalement les émissions de poussières minérales issues des zones arides et semi-arides et celles des sels de mer libérés par les océans. Dans la seconde, on distingue les émissions de particules de carbone, de sulfate et de nitrate provenant des activités industrielles, domestiques, des transports et des pratiques agricoles comme les feux de brousse. Sur la figure 1.2, on constate que selon leur nature, les diverses sources d'aérosols sont globalement réparties selon des régions distinctes. Ainsi, les panaches d'aérosols issus des sources urbaines (industrie, transport, utilisation domestique) sont répartis principalement dans l'hémisphère nord (Europe, Amériques du nord, Inde, Chine), alors que la majeure partie des émissions de feux de brousse est localisée en Afrique. Enfin, les émissions de poussières minérales se situent au niveau des déserts comme celui du Sahara par exemple. À ces répartitions complexes des sources d'émissions sur le globe, s'ajoutent des évolutions temporelles propres à chacune. En effet, les sources liées aux activités urbaines émettent régulièrement alors que les sources de feux de brousse sont saisonnières et que les émissions désertiques sont sporadiques, dépendant des conditions de vent et d'humidité.

On a pour habitude de regrouper les aérosols, issus de processus divers, selon deux catégories : les aérosols primaires et les aérosols secondaires (cf. tab. 1.1). Les aérosols primaires, entre 10 nm et 100 μm de dimensions, proviennent de processus mécaniques comme le soulèvement des poussières minérales et des sels de mer, ou de processus de combustion d'où sont issus les carbones suies. Les aérosols secondaires sont de taille submicronique et sont formés à partir de précurseurs gazeux subissant la transformation en particule soit directement par les processus hétérogènes de conversion (gaz en particule), soit par l'intermédiaire de gouttelettes nuageuses. Un exemple est la formation de particules de sulfate à partir des gaz précurseurs de SO_2 .

<i>Source</i>	<i>Flux Tg/an (1 Tg=10⁶ tonnes)</i>	<i>Densité surfacique (mg/m²)</i>	<i>Section spécifique d'extinction (m²/g)</i>
Naturelle			
<i>Particules primaires</i>			
Poussières minérales	1500	32.2	0.7
Sels de mer	1300	7.0	0.4
Poussières volcaniques	33	0.7	2.0
Débris biologiques	50	1.1	2.0
<i>Particules secondaires</i>			
Sulfates issus de précurseurs naturels (comme (NH ₄) ₂ SO ₄)	102	2.8	5.1
Matière organique issue des composés organiques volatils biogéniques	55	2.1	5.1
Nitrates issus des NO _x	22	0.5	2.0
Anthropique			
<i>Particules primaires</i>			
Poussières industrielles	100	2.1	2.0
Carbone suie issu de la combustion des fuels fossiles	8	0.2	10.0
Carbone suie issu de la combustion de la biomasse	5	0.1	10.0
<i>Particules secondaires</i>			
Sulfates après conversion du SO ₂ (comme (NH ₄) ₂ , SO ₄)	140	3.8	5.1
Produits dérivés des feux de biomasse	80	3.4	5.1
Nitrates issus des NO _x	36	0.8	2.0

TAB. 1.1 – *Intensité des sources, contenu intégré et section spécifique d'extinction pour différents types d'aérosols (d'après IPCC [97] et Andreae [9]).*

1.2.3.c Effets radiatifs des aérosols

Les aérosols, de diverses natures, ont des propriétés différentes, ce qui leur confère des rôles radiatifs spécifiques affectant différemment le fonctionnement climatique. En effet, les effets radiatifs des aérosols dépendent de leur nature optique (absorbant, diffusant), de leur fraction soluble (hygroscopique), de leur concentration et de leur distribution en taille. Du fait de ces divers facteurs, les aérosols peuvent apporter un forçage aussi bien positif (un réchauffement) que négatif (un refroidissement). Cette particularité n'apparaît pas pour l'étude des gaz à effet de serre, puisque ces derniers contribuent tous à un forçage positif. On distingue trois manières d'agir des aérosols.

- Ils interviennent tout d'abord de manière directe, en absorbant (réchauffement) ou en diffusant (refroidissement) le rayonnement solaire selon leurs propriétés optiques. C'est l'*effet direct*. L'intensité de cet effet dépend de la capacité optique des aérosols et de leur concentration. Par exemple, les sulfates, qui sont des particules plutôt diffusantes, induisent un forçage négatif, alors que les particules composées de carbones suies, qui sont les plus absorbants des aérosols, conduisent à un forçage positif. Il est donc important de comprendre si les effets de ces deux types d'aérosols s'annulent ou si l'un domine l'autre. De plus, on doit souligner que certains types d'aérosols, même si leurs flux d'émission sont faibles, peuvent égaler les effets d'aérosols de charge massique élevée grâce à leurs propriétés optiques plus efficaces. Par exemple, les

aérosols anthropiques représentent une charge massique peu importante comparée à celle des aérosols naturels, mais leur contribution optique leur donne un effet comparable, puisqu'ils détiennent une forte capacité d'extinction (*cf.* tab. 1.1).

- Ensuite, les aérosols peuvent agir indirectement en intervenant dans la formation nuageuse comme noyaux de condensation et en influençant la durée de vie et les propriétés optiques des nuages. On parle alors d'*effet indirect*, puisque c'est ici le forçage radiatif des nuages, sous l'influence des aérosols, qui est considéré. Cet effet dépend des propriétés physico-chimiques des aérosols. Il est souvent affecté aux sulfates et aux carbones organiques qui présentent une grande fraction soluble leur permettant d'agir comme noyaux de condensation pour la formation des gouttelettes nuageuses ou rendant des particules initialement hydrophobes davantage solubles.
- Enfin, certains aérosols très absorbants peuvent intervenir sur la couverture nuageuse en provoquant une évaporation partielle de celle-ci, contrainte à un fort réchauffement au niveau du sommet des nuages. Cet effet est appelé *semi-direct*, puisque sa cause est l'effet direct des aérosols (le réchauffement) et ses conséquences sont un forçage dû à une modification du champ nuageux. Cet effet est souvent attribué aux carbones suies car ces derniers présentent les capacités optiques requises (forte absorption dans le visible).

On doit préciser qu'au cours de leur transport, les aérosols peuvent subir une altération de leurs propriétés physico-chimiques et par conséquent de leurs propriétés optiques. À cela s'ajoute un éventuel mélange des aérosols, qui peut modifier leurs propriétés et leur conférer un effet radiatif différent. Par exemple, si une particule hydrophobe subit une altération ou un mélange interne, sa composition chimique peut être légèrement modifiée, lui procurant une fraction soluble en surface qui lui permet d'interagir avec le milieu nuageux.

Les difficultés de l'estimation du forçage des aérosols émanent de la variété des effets radiatifs évoqués ci-dessus. Ceux-ci dépendent de la variabilité spatiale et temporelle des sources, de la diversité des types d'aérosols et de l'évolution de leurs propriétés physico-chimiques et optiques au cours de leur transport. Ainsi, cela justifie les nombreuses études actuelles consacrées à l'impact radiatif des aérosols sur le fonctionnement du système climatique.

1.2.4 Moyens disponibles pour l'estimation des forçages

Les forçages des aérosols sont étudiés par des moyens expérimentaux, dans l'espace (satellites), dans l'atmosphère (mesures aéroportées, sondage par ballon sonde et tir lidar, etc.) ou au sol (stations météorologiques, mesures par bateau, bouées et mâts instrumentés, etc.) et à l'aide de simulations numériques qui reposent sur une modélisation du climat et des différents processus mis en jeu, à grande, moyenne et fine échelle. Ces deux approches, expérimentale et numérique, sont étroitement liées et se complètent. La communauté scientifique organise notamment des campagnes de mesures en des lieux choisis et à des périodes spécifiques afin d'avancer dans la connaissance des aérosols et des processus chimiques, microphysiques et optiques liés à ces particules. Les mesures contribuent à la connaissance des processus et permettent d'établir des bases de données nécessaires à la modélisation. À son tour, la modélisation se développe pour mieux comprendre la contribution des différentes espèces et leurs interactions, et d'évaluer leur rôle climatique. Cependant, cette estimation reste difficile vu la complexité mise en jeu par les caractéristiques des sources et des types d'aérosols.

1.2.5 Quelques aérosols acteurs "phares" du forçage

Les premières études ont porté sur les effets direct et indirect du sulfate, dont l'effet radiatif est apparu comparable et opposé à celui des gaz à effet de serre. Cet aérosol secondaire, qui découle de

gaz précurseurs, est très soluble et intervient notamment sur la formation nuageuse. De plus, il interagit de manière hétérogène avec les particules carbonées et participe à la modification des particules anthropiques par mélanges internes et externes. On peut citer sur le sujet les travaux de Charlson *et al.* [17, 19], Kiehl et Briegleb [62]. Puis, les études se sont étendues aux forçages des aérosols carbonés qui jouent un rôle radiatif aussi important que les sulfates (Andreae *et al.* [9], Penner *et al.* [101], Liousse *et al.* [72]). Parmi ces aérosols, se distinguent le carbone organique et le carbone suie. Alors que le premier induit un forçage global moyen négatif (-0.1 W.m^{-2}), le second provoque un forçage global moyen positif ($+0.2 \text{ W.m}^{-2}$ pour seulement la composante de fuel fossiles), car il est très absorbant dans le spectre visible. La distinction entre les deux types d'aérosols est donc importante. Ainsi, contrairement au carbone organique, le carbone suie est hydrophobe et inerte chimiquement (Cachier [12], Goldberg *et al.* [49]). Il est considéré comme un indicateur des masses d'air concernées par la pollution anthropique issue des sources de combustion de fuels fossiles et des feux de biomasse. Le carbone suie contribue pour 50% du forçage global des aérosols (Podgorny *et al.* [106]). Ainsi, cet aérosol induit un effet radiatif qui se distingue de par son signe et de par son intensité. Il est considéré alors comme faisant partie des principaux acteurs affectant le système climatique. Enfin, les poussières minérales font aussi l'objet de nombreuses études (Prospero *et al.* [110], Jankowiak *et al.* [58], Marticorena *et al.* [79, 80], Chiapello *et al.* [24], Pradelle *et al.* [109], Chomette [25]). Elles représentent en masse 50% des émissions totales et détiennent des caractéristiques très particulières d'émission. En effet, elles sont injectées dans l'atmosphère de manière sporadique (dépendant du vent et des conditions d'humidité), si bien que leurs émissions, leurs concentrations et leur impact radiatif sont difficiles à simuler et à évaluer. Ces particules sont donc loin d'être négligeables et jouent un rôle important dans le forçage des aérosols.

Les aérosols ont fait l'objet d'un grand nombre d'études numériques en grande majorité fondées sur des modèles à grande échelle. Notamment, la répartition spatiale et verticale des aérosols a été traitée par Reddy *et al.* [114], Rash *et al.* [113], Collins *et al.* [32], Boucher *et al.* [11]. D'autres études se sont concentrées sur le forçage direct des sulfates (Taylor *et al.* [134], Chuang *et al.* [26], Feitcher *et al.* [42]), des carbonés (Haywood *et al.* [53], Myhre *et al.* [93]) et des poussières minérales (Tegen *et al.* [135], Schulz *et al.* [126]). Le forçage indirect des aérosols, plus difficile à estimer du fait de sa nature, fait encore aujourd'hui l'objet d'études numériques (Twomey *et al.* [141], Lhomann *et al.* [76], Chung *et al.* [27], Penner *et al.* [104], Ramanathan *et al.* [112]). Et enfin, de nouveaux travaux apparaissent autour de l'effet semi-direct des carbonés suies, traité à grande et petite échelles (Hansen *et al.* [51], Ackerman *et al.* [1], Lhomann *et al.* [75], Ramanathan *et al.* [112], Podgorny *et al.* [106]).

À l'heure actuelle, des instruments de plus en plus perfectionnés sur les mesures des propriétés des aérosols se développent. De plus, les modèles ne cessent de s'améliorer par la prise en compte des aérosols et de leurs effets radiatifs. Cependant, malgré ces progrès, l'estimation du forçage des aérosols est encore peu maîtrisée. Aussi, des études de la littérature ressortent des questions non résolues et des directions primordiales à explorer pour avancer dans la connaissance du forçage des aérosols. Il est alors nécessaire de caractériser :

- la répartition horizontale et surtout la structure verticale des aérosols au cours de leur transport.
- les processus d'interaction entre les aérosols et les nuages (effet indirect). Notamment, les mécanismes d'intégration des particules dans les nuages et les conditions favorables pour que ces particules servent de noyaux de condensation, sont encore mal connus.
- les processus d'altération des particules notamment terrigènes pouvant intervenir par effet indirect sur la formation des nuages.
- la structure interne des aérosols et les processus d'interaction entre les aérosols. Cela concerne les processus de modification de la surface des aérosols, liés à leurs propriétés physico-chimiques.
- les propriétés optiques des aérosols, notamment leur indice complexe de réfraction, et leur coefficient d'extinction.
- l'impact radiatif des aérosols altérés. Que devient leur rôle radiatif au cours de leur transport ?

Cet impact est-il significatif ?

- la contribution relative des espèces qu’elles soient séparées, mélangées ou altérées.
- les intensités de chacun des trois effets (direct, indirect et semi-direct) et leurs éventuelles compétitions.

L’objectif de ce présent travail est d’explorer, parmi les questions posées ci-dessus, celles concernant le transport des aérosols et l’effet semi-direct. Cette étude est réalisée à l’aide d’une approche numérique à mésoéchelle qui s’appuie sur les mesures effectuées pendant la campagne de terrain INDOEX (*INDian Ocean EXperiment*) dont la phase intensive s’est déroulée pendant l’hiver 1999 sur le nord de l’Océan Indien.

1.3 Plan du manuscrit

Les présents travaux ainsi que les outils utilisés sont présentés selon le plan suivant. Après cette présente introduction, le chapitre 2 expose le contexte de travail, c’est-à-dire le cadre de la campagne INDOEX, ses objectifs et ses atouts géographiques liés à la période d’étude (en hiver). Puis, le chapitre 3 permet de se familiariser avec l’outil numérique utilisé pour toutes les simulations. Ensuite, le chapitre 4 présente un premier volet de résultats sur une simulation du transport des aérosols sur la zone INDOEX. Cette étude s’attache spécialement au transport du carbone suie, du sulfate et des poussières minérales puisque ces aérosols jouent un rôle important sur le bilan radiatif, comme on a pu le voir. Les résultats sont validés par des mesures obtenues pendant la campagne. Le chapitre 5 propose le deuxième volet des résultats sur la mise en évidence de l’effet semi-direct du carbone suie dont les études sont encore peu développées actuellement notamment à l’échelle méso. Cette étude repose sur le couplage du code radiatif EC3, adapté aux aérosols, au code météorologique mésoéchelle RAMS (*Regional Atmospheric Modelling System*). Une estimation du forçage radiatif des aérosols est proposée. Ces chapitres sont suivis d’une partie exposant les conclusions et les perspectives de ce travail.



Présentation du cadre d'étude : la campagne INDOEX (*INDian Ocean EXperiment*)

La campagne expérimentale INDOEX fait partie d'un ensemble de campagnes de mesure de terrain visant à améliorer les connaissances sur le rôle des aérosols dans le système climatique. Quelques exemples de campagnes sont reportés sur la figure 2.1. La force de ces campagnes est de pouvoir combiner plusieurs types de mesures (satellitaires, aéroportées, au sol) et de recouper les informations résultantes des mesures physico-chimiques, radiatives et dynamiques afin de quantifier les effets radiatifs des aérosols et leurs impacts sur le climat.

La campagne INDOEX est un projet international qui a mobilisé essentiellement des équipes de recherches américaines, allemandes, indiennes, françaises et hollandaises [112]. Une pré-campagne a eu lieu en hiver 1998, suivie de la phase intensive qui s'est déroulée de Janvier à Avril 1999 sur l'Océan Indien.

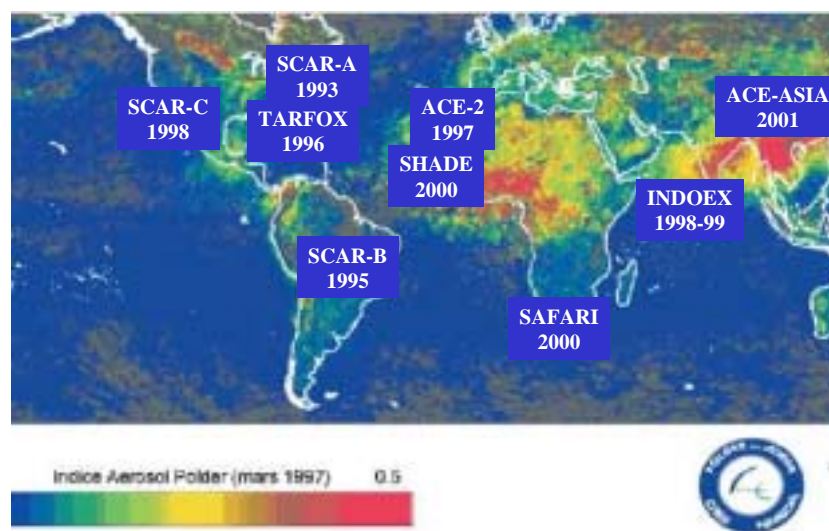


FIG. 2.1 – Distribution globale moyenne des aérosols en mars 1997 et localisation de certaines campagnes de terrain internationales ayant pour objet entre autres l'étude du rôle radiatif des aérosols (liste non-exhaustive) sur le climat.

2.1 Objectifs de la campagne

Les objectifs suivants sont à l'origine de la mise en place de la campagne INDOEX :

- compréhension du transport et de l'évolution des propriétés physico-chimiques et optiques des aérosols et des constituants traces émis par le sous-continent indien,
- compréhension des interactions des particules avec les nuages, le rayonnement et le climat.

Les modèles actuels tenant compte des aérosols dans le système climatique ne disposent pas d'une connaissance assez précise des propriétés physico-chimiques et optiques des aérosols. Les interactions aérosols - rayonnement, qui sont à l'origine des effets direct et semi-direct, sont gouvernés par les propriétés optiques des aérosols et leur évolution dynamique et physico-chimique. Les processus d'interaction aérosols - nuages, qui conditionnent l'effet indirect, dépendent des propriétés chimiques (composition, fraction soluble, taille) et physiques (optiques) des aérosols, et de leur état de mélange qui modifie ces mêmes propriétés. Selon le type d'aérosols, ces propriétés diffèrent et peuvent donner des résultats opposés selon qu'ils diffusent (refroidissement) ou absorbent (réchauffement). C'est pourquoi il est difficile encore aujourd'hui de quantifier avec confiance les impacts radiatifs des aérosols [98] naturels et anthropiques, leurs rétroactions aux échelles régionales et globales sur la dynamique atmosphérique et sur le cycle de l'eau (formation nuageuse et précipitations).

Les objectifs de la campagne ont été d'approfondir la connaissance des processus des interactions aérosols-nuages-rayonnement. Pour tenter de répondre à ces questions, ils s'organisent autour de plusieurs études thématiques :

- étude du cycle biogéochimique des particules d'aérosols et des composants traces (sources d'émission et ses caractéristiques, transport et dépôt, distribution verticale),
- étude physico-chimique et optique des propriétés des aérosols (état de mélange, évolution au cours du transport des propriétés (vieillesse)),
- étude des impacts radiatifs et des rétroactions (effets direct, indirect et semi-direct, et impact sur le cycle hydrologique).

2.2 Zone géographique

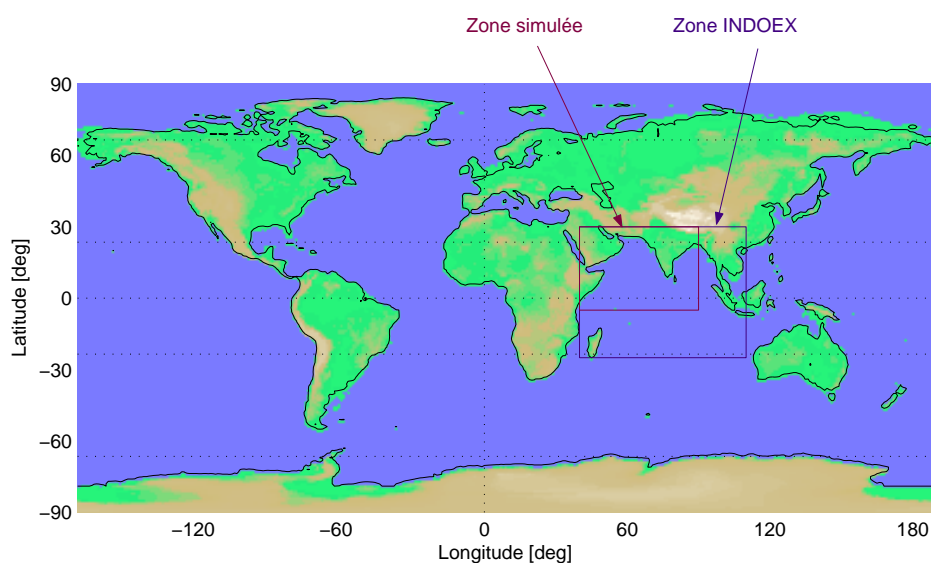


FIG. 2.2 – Position de la zone de la campagne INDOEX et du domaine simulé aux chapitres 4 et 5.

La campagne de mesure s'est déroulée sur une large zone recouvrant l'Océan Indien, le continent indien, une partie de l'Arabie Saoudite et la côte est de l'Afrique (Fig. 2.2). La majorité de la zone couverte par la campagne est située dans l'hémisphère nord, avec une petite partie dans l'hémisphère sud. Elle comprend notamment la zone de convergence intertropicale (ITCZ). La zone intègre l'île de la Réunion comme site de comparaison entre l'air pur et l'air pollué ayant éventuellement traversé l'ITCZ.

Le continent indien est particulièrement adapté à l'étude puisqu'il est une zone de pollution importante, en constante augmentation. L'Inde est, en effet, un pays dont la population s'accroît et l'industrialisation est en plein développement (Lelieveld *et al.* [68]). Le continent indien est un site soumis à une forte pollution, ce qui sous-entend une présence importante d'aérosols et particulièrement celle des aérosols anthropiques dont l'impact radiatif est connu pour être important.

À une pollution industrielle et domestique citée ci-dessus, d'après Reddy *et al.* [114], s'ajoute la pollution des panaches de feux de brousse provenant des activités agricoles. Ces émissions anthropiques (dont la composition sera détaillée au paragraphe 4.1), coexistent avec les émissions d'origine naturelle. En effet, la zone INDOEX inclut au nord-ouest et au nord des sources de poussières minérales issues du désert de Dhana en Arabie Saoudite et du désert du Thar en Inde. Aussi, la zone d'étude est l'objet d'une grande diversité de types de particules d'aérosols et est favorable au mélange interne et/ou externe des aérosols selon les conditions environnantes.

De par son étendue, la zone d'étude est stratégique puisqu'elle offre la possibilité d'étudier le cycle biogéochimique des aérosols de manière quasi-complète. Elle permet d'étudier les caractéristiques du transport des particules depuis leurs sources jusque sur l'Océan Indien et jusqu'à la zone de convergence inter-tropicale (ITCZ). Sur la figure 2.3, la position de l'ITCZ en hiver est indiquée, elle est au sud de la zone INDOEX. De plus, vu les conditions climatiques de la période choisie (peu de précipitations), l'analyse du suivi des panaches des aérosols est facilitée en raison du faible dépôt humide (hors zone de convection nuageuse). On pourra ainsi caractériser l'évolution des panaches de particules d'aérosols, leur altération ainsi que leur état de mélange malgré la complexité des origines diverses.

Si les panaches atteignent l'équateur, ils peuvent être entraînés dans les processus dynamiques de l'ITCZ (convection profonde, cellules de Hadley), dont la position varie à cette époque entre 20°S-0°N, et être redistribués et dilués en hautes altitudes. A ces hautes altitudes, selon leur nature chimique, les aérosols peuvent servir de noyaux de congélation pour la formation de nuages de glace. L'ITCZ est un lieu de convection profonde dont les cellules dynamiques peuvent entraîner violemment les particules dans leur circulation composée de branches ascendantes et descendantes. Durant ce transport, selon leurs propriétés hygroscopiques, les particules peuvent interagir avec les nuages comme noyaux de condensation et modifier les propriétés optiques des nuages. Cette région est aussi une zone de rencontre entre l'air pollué de l'hémisphère nord avec celui, plus pur, de l'hémisphère sud. Une étude de contraste de la composition air pur/air pollué pourrait être effectuée. À travers les interactions possibles entre les aérosols et les champs nuageux chauds (*cumulonimbus*) ou froid (*cirrus*) et avec d'autres espèces chimiques, on pourra observer les échanges entre la troposphère et la stratosphère. Le rôle de l'ITCZ est donc complexe dans la redistribution des aérosols et dans les conséquences que cela peut engendrer. Aussi, la zone INDOEX permet-elle d'étudier l'impact des perturbations anthropiques sur le cycle de l'eau en région tropicale et leurs impacts radiatifs indirects.

2.3 Période de mesure, climatologie

La période intensive des mesures d'INDOEX s'étale de Janvier à Avril 1999. Elle correspond à la mousson d'hiver. En été, les vents dominants se dirigent vers le continent à travers l'Océan Indien. Les masses d'air sont donc chargées en eau qu'elles déversent, provoquant ainsi des inondations. La

figure 2.3 illustre les principaux vents existant sur l'Inde en été et en hiver, ainsi que la variation de la position de l'ITCZ. L'hiver, c'est un autre régime dynamique qui s'installe : le vent dominant ou encore synoptique (d'altitude entre 1 et 3 km) appelé "flux de mousson" est de direction nord-est. Il parcourt le continent et transporte alors les panaches de pollution sur l'Océan Indien. Puisqu'elle vient des terres, la mousson d'hiver est sèche. Le ciel est alors généralement clair et peu nuageux surtout au nord de l'Océan Indien. Par conséquent, l'observation spatiale des panaches de pollution est facilitée. De plus, rappelons qu'une contrainte des observations satellitales est qu'il est beaucoup plus aisé d'observer les particules d'aérosols au-dessus des océans qu'au-dessus des continents. Cette observation (au-dessus des océans) est alors essentielle mais pas suffisante. Elle sera complétée par d'autres types d'observation et de mesure, soit sur le continent (stations, observatoires), soit sur les océans (navires) ou dans l'atmosphère (avions). La zone INDOEX est soumise à d'autres régimes de

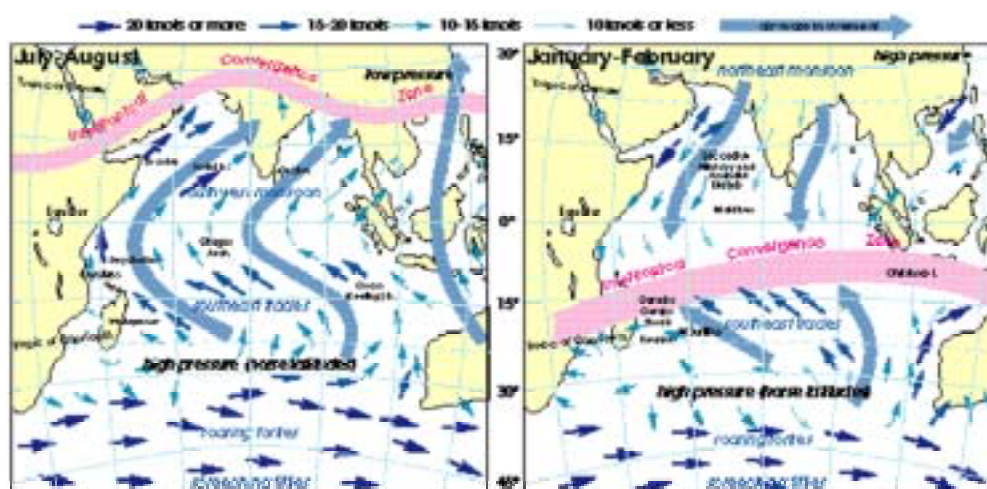


FIG. 2.3 – Représentation des vents de mousson en été et en hiver. Variation de la position de l'ITCZ.

vents provoquant ainsi d'autres situations de pollution mais généralement une bonne part du transport s'effectue sur l'océan. Ceci sera précisé dans le paragraphe 4.3. La période choisie de la campagne est donc favorable à une bonne observation et donc à une bonne caractérisation des panaches.

2.4 Dispositif expérimental

Pour atteindre les objectifs de la campagne INDOEX, un ensemble d'outils de mesures a été mis en place. Le rôle des mesures est primordial puisqu'il fournit des données qui, à terme, permettent d'améliorer par exemple les connaissances sur les caractéristiques :

- de la dynamique de la zone,
- des systèmes nuageux et du cycle de l'eau,
- des couches de transport empruntées par les aérosols (altitude de transport, flux synoptique ou local),
- des sources d'aérosols,
- des mélanges des aérosols,
- des éventuelles modifications physiques et chimiques de la surface des aérosols,
- des impacts radiatifs direct, indirect et semi-direct des aérosols sur les champs nuageux (de manière microphysique et optique).

Ces données peuvent alimenter les modèles météorologiques (par assimilation et inversion). Elles servent aussi de données de contrainte et de validation ou comme données d'initialisation dans les modèles. Inversement, les modèles apportent une aide à l'interprétation des mesures.

2.4.1 Synergie expérimentale

Les capteurs, qu'ils soient au sol, dans l'espace ou aéroportés, ont chacun des contraintes spécifiques. Elles peuvent être dans les conditions de mesures. Par exemple, un satellite aura une meilleure appréciation des panaches d'aérosols lors d'un ciel clair et au-dessus des océans qu'au-dessus des continents et par temps nuageux.

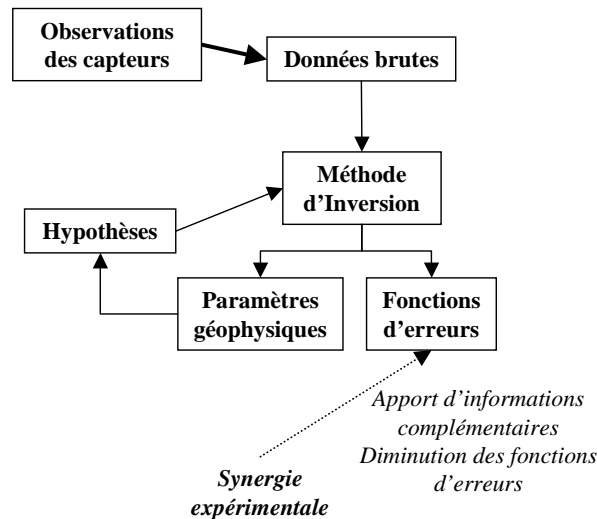


FIG. 2.4 – Exemple d'un traitement de l'information fournie par les capteurs.

Une autre contrainte tient au traitement des sorties brutes des capteurs par des modèles d'inversion. L'organigramme 2.4 présente un exemple schématisé de traitement de l'information des observations par la méthode d'inversion. Les données brutes provenant des capteurs (soit des observations) sont généralement traitées par des méthodes d'inversion. Les calculs sont effectués sous certaines hypothèses physiques concernant le type de mesure (par exemple, particule sphérique), les conditions (atmosphère humide/sèche, début/fin de journée) et la zone (mer/terre) de mesure. Ce traitement permet d'obtenir les informations sur des paramètres géophysiques dont la précision est estimée par des fonctions d'erreurs statistiques. Ces résultats permettent alors d'ajuster les hypothèses faites pour le calcul. La précision des résultats (ou la diminution des fonctions d'erreur) peut être améliorée grâce à l'intégration, dans le calcul, d'informations supplémentaires fournies par d'autres capteurs. En effet, les instruments ne différencient pas toujours l'information qu'ils mesurent : certains capteurs fournissent une information intégrée sur la colonne atmosphérique ou / et sur les types d'aérosols. Cette seule information globale ne permet pas, par exemple, de déterminer la contribution radiative et typique de chaque aérosol présent. Si les capteurs sont pris individuellement, les informations peuvent paraître limitées, mais s'ils sont utilisés en synergie, les données résultantes peuvent être affinées en se recoupant ou se complétant. Ceci montre la nécessité d'utiliser plusieurs types de capteurs pour disposer d'un maximum de données de contrainte dans le traitement des mesures brutes.

Aussi, afin de pouvoir profiter de toutes les spécificités des différents types de mesures et d'optimiser au maximum les informations résultantes, la stratégie de synergie expérimentale a été privilégiée pendant la campagne INDOEX. Ceci a fait l'objet de fortes coordinations entre plusieurs équipes expérimentales [112]. Quelques exemples de synergie entre divers moyens de mesures sont décrits dans les paragraphes ci-dessous, notamment pour étudier la circulation dynamique des aérosols, ce qui nous intéressera particulièrement dans la suite de ce travail. La figure 2.5 indique quelques grandes villes indiennes dont celles encadrées sont les principaux lieux de mesures.

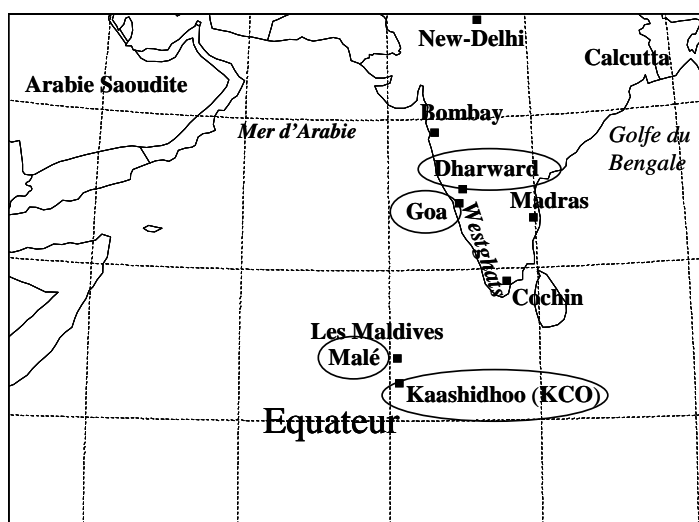


FIG. 2.5 – Position des principaux lieux de mesure de la zone INDOEX : Goa (15.5°N – 78.3°E), Dharward (15.4°N – 75.9°E), Malé (4.18°N – 73.5°E), Kaashidhoo (KCO) (4.9°N – 73.5°E).

2.4.1.a Observation de la dynamique et des systèmes nuageux

L'étude des caractéristiques et des interactions des aérosols avec leur environnement nécessite tout d'abord d'analyser l'organisation de la dynamique et des systèmes nuageux de la zone INDOEX.

La dynamique des masses d'air est mise en évidence par les satellites météorologiques indien (INSAT) et français (Météosat-5) ainsi que par le traçage des masses d'air continentales au sol et en altitude à l'aide d'un radioélément, le Radon 222. Le suivi des masses d'air est aussi assuré par des lâchers de ballon à Goa (ville située sur la côte) qui ont été dotés d'une instrumentation mesurant les paramètres météorologiques (température, humidité, pression).

Les caractéristiques optiques et microphysiques des nuages sont analysées grâce à leur réponse optique aux signaux des satellites. De plus, les structures des systèmes convectifs notamment près de l'ITCZ sont détectées grâce au canal de vapeur d'eau installé sur les capteurs tels que TOVS (*Tiros Operational Vertical Sounder*), SSMI (*Special Sensor Microwave Imager*) et celui du satellite Météosat-5.

2.4.1.b Caractéristiques physico-chimiques et optiques des panaches d'aérosols

Ayant une idée de la circulation de la mousson d'hiver, du transport des masses d'air et de la circulation particulière en zone de convergence intertropicale, on peut s'intéresser au sort des aérosols.

Les principales sources d'aérosols anthropiques sont localisées dans les grandes villes telles que Calcutta, Bombay, New-Delhi, Bangalore, Cochin, Madras, etc. (*cf.* fig. 2.5) ou sur les sites de cultures de riz vers Calcutta et sur la côte Ouest. Les panaches sont alors ramenés sur l'océan par le flux de mousson ou bien par des vents provenant du golfe du Bengale. Ces panaches sont composés de plusieurs types d'aérosols venant de nombreuses sources d'émission différentes. La figure 2.6 illustre les différents régimes de vent. Les sources d'émission naturelle (poussières minérales) sont en Arabie Saoudite et au nord de l'Inde, donc respectivement sur le passage des vents de nord et d'ouest. Le régime d'ouest est néanmoins moins fréquent.

Les caractéristiques des panaches des aérosols du continent sont examinées en analysant les propriétés optiques, granulométriques et physico-chimiques des particules. Les dispositifs de mesure mis en place, présentés dans le tableau 2.1, sont ceux qui nous intéresseront dans la suite de ce travail.

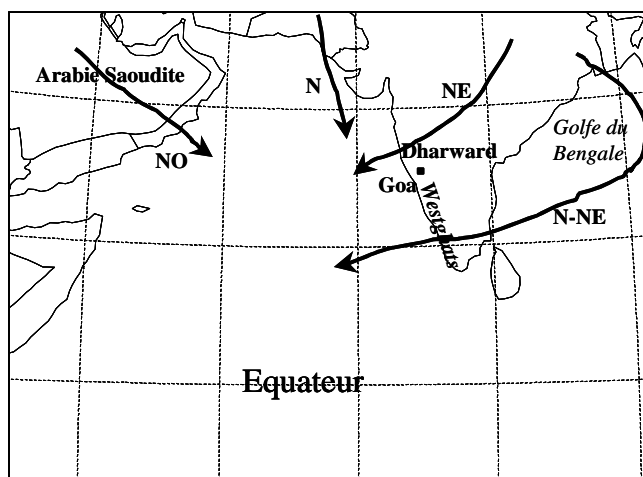


FIG. 2.6 – Représentation des principaux régimes de vent sur la zone INDOEX.

Sur le continent, des stations pour l'étude des propriétés physico-chimiques et optiques des aérosols ont été installées comme celles de Goa (Chazette [20], Alfaro *et al.* [4]) et de Dharward (aussi écrit Dharwar). Goa est une ville côtière régulièrement sur le passage des panaches pollués (vent de Nord-Est et de Nord) et Dharward se situe sur les Ghats occidentaux à l'aplomb de Goa. L'utilisation de ces deux stations a été primordiale dans la mise en évidence d'une circulation dynamique locale. En effet, la comparaison des mesures de photomètre (placé sur les Ghats) et de lidar (à Goa) a montré une forte variabilité des concentrations. Il a été suggéré que ces variations pourraient s'expliquer par l'existence d'un type de circulation locale lié au relief, ce qui est décrit dans le paragraphe 4.3.2.b (Léon *et al.* [70]).

En aval des sources d'émission, les analyses physico-chimiques sont complétées par des mesures réalisées sur des navires océanographiques, notamment le navire indien Sagar Kanya qui a parcouru l'Océan Indien. Ces mesures permettent aussi de détecter d'éventuels mélanges d'aérosols continentaux lors de leur transport sur l'Océan Indien.

Ensuite, des mesures optiques et physico-chimiques ont été effectuées par plusieurs instruments sur la trajectoire des panaches afin de caractériser l'évolution des propriétés des aérosols et la structure verticale des panaches. Tout d'abord, les instruments tels que le lidar LÉANDRE et des radiomètres aéroportés sur le Mystère 20 ont permis de faire des mesures in-situ non loin des sources ou dans les panaches (Pelon *et al.* [100]). Basé à Malé (4°N-72°E), capitale des îles Maldives au milieu de l'Océan Indien, l'avion a volé au nord et au nord-ouest de Malé. Sur cette zone de vol, les mesures lidar apportent une information sur la distribution verticale des panaches d'aérosols, les caractéristiques de leur transport (sur plusieurs couches et à quelles altitudes) et de leurs propriétés optiques loin des sources d'émissions situées sur la côte. Ces mesures fournissent des paramètres tels que l'épaisseur optique, les profils verticaux de coefficient d'extinction et une estimation de l'albédo de diffusion simple des particules (Pelon *et al.* [100]). Les plans de vols du Mystère 20 ont été coordonnés à ceux de l'avion C-130 américain, ce qui a permis de compléter l'instrumentation lidar aéroporté. En effet, les instruments embarqués sur le C-130 mesurent notamment les concentrations in-situ. Les vols de ces deux avions permettent d'obtenir une cartographie des différents types d'aérosols au voisinage de Malé sur le passage des panaches.

Encore plus loin (sud-ouest) sur le trajet des panaches, des mesures optiques ont été réalisées au sol à l'observatoire de Kaashidhoo, aux Maldives. Au sud de l'ITCZ, l'observatoire de la Réunion a permis d'effectuer des sondages lidar et des mesures physico-chimiques. Sa localisation a permis d'avoir accès à des conditions d'air moins pollué et au devenir des aérosols après leur passage à

<i>Catégorie</i>	<i>Dispositif</i>	<i>Appareil de mesure</i>	<i>Type de mesure</i>	<i>Lieu de mesure</i>
Propriétés physico-chimiques (taille composition chimique)	station au sol	Lidar photomètre CPC néphélomètre aéthalomètre	optiques granulométrique	Goa (Inde) et Dharward
	observatoires (analyse en labo.)	Lidar photomètre impacteurs en cascade aéthalomètre	optiques physico-chimiques	Kaashidhoo (Maldives) La Réunion
	Navires : Sagar Kanya, Ronald H. Brown R/V.	impacteurs en cascade filtres et compteurs de particules	optiques physico-chimiques	Océan Indien La Réunion
Distribution verticale, contenu en eau, couche limite	Avions : Mystère-20, C-130. Station au sol	lidar (0,53-1,06 μ) radiomètre (VIS-IR)	optiques physico-chimiques	nord-ouest de Malé (Maldives) Goa
Circulation dynamique, suivi des masses d'air	lâchers de ballon aux stations avions	ballons instrumentés	mesures météo optiques	Goa kaashidhoo La Réunion
	Satellites	Météosat-5		
Propriétés optiques, identification des régions sources, structures convectives	station au sol avions Satellites : TOMS, Météosat-5, POLDER.	lidar capteurs actifs/passifs VIS- IR canal vap. d'eau	optiques	Goa zone INDOEX

TAB. 2.1 – *Résumé des différents dispositifs de mesures pour caractériser les propriétés physico-chimiques et optiques des panaches des aérosols. Cette liste est non-exhaustive. Un ensemble complet est recensé par Ramanathan et al.[112].*

travers l'ITCZ.

Enfin, les observations spatiales ScaRaB, TOVS, CERES et Météosat-5 complètent les mesures instantanées ou localisées en donnant une idée globale de la situation et de la répartition des propriétés optiques spatiales et intégrées des panaches des aérosols. Par exemple, les données des épaisseurs optiques, dont les fortes valeurs révèlent de fortes concentrations de pollution, indiquent les jours et les zones très pollués. Cependant, l'information est globale et intégrée en fonction du contenu vertical en aérosols. Les analyses physico-chimiques permettent alors de déterminer les types d'aérosols responsables des contributions radiatives.

2.5 Modélisation dans le cadre d'INDOEX

2.5.1 Thèmes d'études de modélisation

De la même façon que pour les mesures (cf § 2.4), les études de modélisation ont porté sur les différents questionnements à la base de la campagne INDOEX :

- la dynamique, la convection profonde et les systèmes nuageux : on peut citer notamment les travaux de Boucher *et al.* [11], Roca *et al.*[121],

- les cycles chimiques des particules en troposphère (photolyse, chimie aqueuse et gazeuse ...) : Zachariasse *et al.* [146], Reiner *et al.* [117], Sprung *et al.* [131], Guazzotti *et al.* [50],
- les forçages radiatifs (estimation, interactions nuage-aérosol-rayonnement), sur lesquels ont travaillé Podgorny *et al.*[106] Lohmann *et al.*[76], Ackerman *et al.*[2], Ramanathan *et al.* [111],
- les courants océaniques.

Certains de ces travaux seront présentés dans les chapitres 4 et 5.

Les outils numériques sont des outils complémentaires aux mesures et ils ont largement leur place dans la mise en œuvre de la stratégie d'une campagne.

2.5.2 Place des modèles par rapport aux mesures

Dans le cadre d'INDOEX, la finalité ultime des études de modélisation est de comprendre et de prévoir l'évolution du climat, soit de comprendre le rôle des aérosols (soit chimique, soit radiatif) et d'estimer leurs impacts sur le système climatique. Pour cela, grossièrement, les modèles tentent de décrire (entre autres) les processus dynamiques, chimiques et radiatifs et les processus d'interaction des aérosols avec les nuages et le rayonnement. Pour ce faire, la modélisation nécessite des mesures.

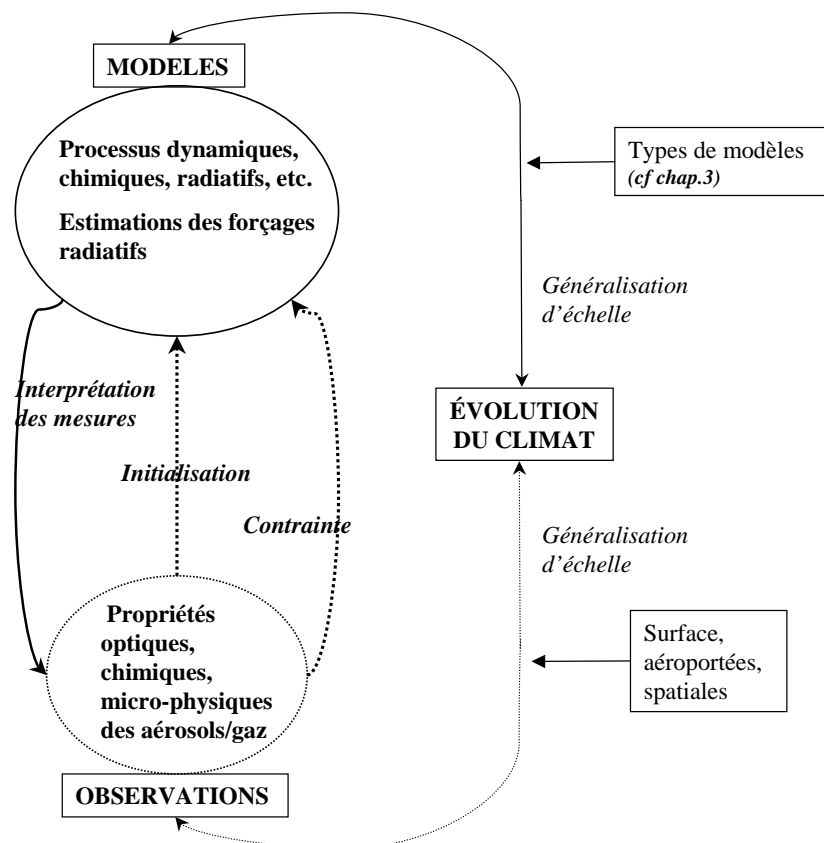


FIG. 2.7 – Représentation des liens entre les modèles et les mesures.

La figure 2.7 propose un schéma représentant les liens entre les mesures et les modèles. Les mesures peuvent apporter des informations sur les propriétés optiques, chimiques et physico-chimiques des aérosols, par exemple. Ces données vont servir à initialiser les modèles et à les contraindre.

Inversement, la modélisation peut venir en aide à l'interprétation des phénomènes mesurés et observés par le dispositif expérimental. Par exemple, les mesures optiques fournies par un lidar donnent

une image instantanée de la structure verticale des panaches mais ne donnent pas forcément d'information sur l'origine des panaches pollués. La simulation numérique, en utilisant des traceurs, pourra alors caractériser de quelle source provient le panache, combien de temps il a mis pour arriver au lieu de mesure, et par quel système dynamique (altitude, flux local ou synoptique) le panache est transporté. De plus, la simulation numérique peut servir d'indicateur quant aux lieux et aux jours intéressants pour les mesures.

Il existe plusieurs types de modèles qui sont appropriés pour étudier des processus d'échelles différentes. Ce point est abordé plus en détail dans le chapitre 3. De la même façon, les observations s'effectuent à plusieurs échelles. Ainsi, l'interaction mesures-simulation numérique est essentielle dans la mise en place d'une campagne de terrain et dans la compréhension de l'évolution du climat (Léon *et al.* [70], Ramanathan *et al.* [112]).

2.6 Conclusion du chapitre

On a vu que la campagne INDOEX, dont les objectifs sont principalement de comprendre le rôle des aérosols et d'estimer leurs impacts radiatifs, se déroule sur une zone et à une époque propices à l'étude des aérosols. En effet, tout d'abord, la période choisie (mousson d'hiver) est favorable à une bonne observation et donc à une bonne caractérisation des panaches. De plus, c'est une zone favorable à l'étude de la redistribution horizontale et verticale des panaches d'aérosols, ainsi qu'à l'étude de la caractérisation de l'altération de leurs propriétés et de leur état de mélange. De plus, la zone s'étend jusqu'à l'ITCZ, zone de convection profonde, où les particules d'aérosols et autres espèces chimiques peuvent être redistribuées à des altitudes élevées (tropopause, limite entre la troposphère et la stratosphère) et intervenir dans des processus chimiques et microphysiques. La zone INDOEX permet aussi d'étudier, entre autres, l'impact des perturbations anthropiques sur le cycle de l'eau et leurs impacts radiatifs indirects (liés aux nuages).

Ce présent travail, qui s'intéresse à la redistribution spatiale des aérosols, nécessite le couplage étroit entre les observations et la modélisation régionale. Pour ce faire, nous avons utilisé le modèle méso-échelle RAMS qui est présenté au chapitre 3 suivant.



Présentation de l’outil numérique RAMS

L’objectif de ce chapitre est double. D’une part, il vise à donner au lecteur les renseignements précis qui permettent de comprendre le fonctionnement du modèle RAMS ainsi que ses différentes options choisies dans le cadre des simulations présentées aux chapitres 4 et 5. D’autre part, il cherche à replacer RAMS dans un cadre général de modélisation numérique en physique de l’atmosphère afin que ce travail puisse être lisible par des lecteurs non initiés à la modélisation.

Dans le chapitre précédent (chap. 2), on a vu que le domaine défini par la campagne INDOEX apparaît comme une zone privilégiée d’interactions entre plusieurs processus complexes induits principalement par les aérosols, le rayonnement et les nuages, acteurs du système climatique. Un fort dispositif expérimental associé à des travaux de modélisation a fonctionné pendant cette campagne afin de décrire et de comprendre ces interactions complexes. Dans le cadre des études numériques liées à INDOEX, nombre de simulations ont été réalisées à l’échelle globale (voir le paragraphe 2.5). Notre approche se situe à l’échelle régionale, ce qui nous semble pertinent et adapté à l’échelle du transport des aérosols sur la zone INDOEX. C’est pour cette raison que le modèle mésoéchelle RAMS nous est apparu comme un outil numérique adéquat.

3.1 Présentation générale des modèles numériques

Les modèles sont une représentation de la réalité, à partir d’équations mathématiques. Deux objectifs sont en général poursuivis. Le premier vise à comprendre les phénomènes mis en jeu dans l’atmosphère. Le deuxième consiste à simuler son comportement, soit pour prévoir son évolution météorologique à court terme (5 jours), soit pour estimer l’évolution du climat (jusqu’à plusieurs années). La réalisation du second objectif (évolution du climat) passe par celle du premier (compréhension des phénomènes). Notre étude s’occupe de la compréhension de l’influence des aérosols sur l’évolution du système climatique. Précisons que nos études numériques considèrent des temps de simulation de quelques jours à 1 mois et demi maximum.

3.1.1 Caractéristiques du domaine étudié

Le climat est le résultat d’une grande variété de processus complexes qui interagissent les uns avec les autres. L’étude du climat est ainsi au carrefour entre plusieurs disciplines de la physique. Un modèle complet doit inclure des lois appartenant à la mécanique (dynamique, turbulence), à la thermodynamique (équations d’état, échanges de chaleur), à la chimie (réaction chimique en phase aqueuse-gazeuse, photolyse), à la physique des processus (rayonnement, convection et microphysique) et les différentes "passerelles" entre ces lois.

Les processus décrits par les différentes lois ont chacun des échelles spatiales et temporelles propres, d'ordres de grandeur parfois très différents. Par exemple, la durée de vie moyenne d'un aérosol est d'une semaine maximum dans la troposphère libre alors que les gaz peu réactifs peuvent subsister plusieurs semaines dans l'atmosphère. Les échelles spatiales de la physique de l'atmosphère s'étendent du micromètre (processus microphysiques) à la dizaine de milliers de kilomètres (ondes planétaires).

Enfin, les différents domaines du système terre-atmosphère qui composent le climat, tels que les océans, la biosphère, les glaces et l'atmosphère, interagissent les uns avec les autres de manière non-linéaire.

La variété des lois physiques et chimiques décrivant les processus climatiques, leurs interactions et les disparités des échelles spatiales et temporelles sont à la base des difficultés rencontrées lors des études météorologiques et climatiques.

3.1.2 Stratégie de modélisation

La représentativité de la réalité par le modèle dépend beaucoup du raffinement de celui-ci. Tout d'abord d'un point de vue théorique, la description d'un processus est d'autant meilleure et précise que les facteurs essentiels à l'origine de ces processus sont bien identifiés. Ensuite, en contrepartie, plus le raffinement des équations est important, plus la résolution numérique du modèle est complexe (voire impossible) et coûteuse en temps de calcul. On est donc conduit à simplifier les équations en fonction de l'échelle des phénomènes et de la finalité des modèles.

Trois grands types de modèles sont alors définis :

- des modèles à circulation générale (*Global Circulation Model*, *GCM* ou *MCG* en français) tenant compte des processus de grande échelle sur le globe entier ou une grande partie de celui-ci (maille d'au moins du degré carré) et pouvant fournir une climatologie. Les équations nécessitent quelques hypothèses de simplification puisque à cette échelle globale tous les processus ne peuvent être décrits ; en particulier ceux de petite échelle sont négligés ou paramétrés.
- des modèles d'échelles régionales (ou mésoéchelle) permettant d'étudier des processus avec un pas spatial allant de la centaine de kilomètre à quelques mètres. Cette échelle de résolution est adaptée à la description des phénomènes de petite ou moyenne échelle pouvant avoir des influences sur des processus d'échelle globale. On peut alors considérer des processus bien spécifiques à des zones locales et garder le lien avec les processus d'échelle globale. C'est dans cette classe que se situe le modèle RAMS utilisé dans nos simulations (§ 3.2, chap. 4 & 5).
- des modèles de la taille des nuages. Pour plus de précision ces modèles fonctionnent avec l'option *Large Eddy Simulation (LES)* dont les mailles sont de l'ordre de la centaine de mètre. Ils étudient en détail les processus au niveau des particules tels que la croissance des gouttelettes ou les flux turbulents. Les équations qui décrivent ces processus sont très complexes mais les LES ne prennent pas forcément en compte tous les processus de grande échelle de l'environnement des parcelles d'air.

Ces trois types de modèles décrivent des processus d'échelle différente si bien que cela permet d'aborder les études des phénomènes avec des démarches différentes et ainsi d'obtenir des résultats complémentaires.

Les types de modèles présentés ci-dessus sont des modèles à 3 dimensions. Par ailleurs, il existe des modèles à nombre de dimension inférieur dont le but est d'étudier des processus chimiques et microphysiques afin de les décrire de manière détaillée. Trois types de modèles ont été développés :

- les modèles de boîtes ou encore de parcelle d'air sont des modèles 0D. Ils n'ont aucune dimension spatiale mais uniquement temporelle. Ces types de modèle sont utilisés pour étudier par exemple, les mécanismes chimiques complexes ou les processus microphysiques comme

l'évolution d'une gouttelette d'eau.

- les modèles 1D sont des modèles de colonne dont les dimensions sont le temps et la verticale. Ces modèles ont souvent été utilisés pour étudier en détail les mécanismes de la convection nuageuse.
- les modèles 2D utilisent la dimension verticale, la dimension temporelle et une dimension horizontale. Ils constituent un bon cadre d'étude de phénomènes complexes quand la troisième dimension n'intervient pas. Ainsi, ces modèles permettent d'étudier par exemple des champs nuageux de stratocumulus en considérant une homogénéité selon la deuxième dimension horizontale (Duda *et al.* [39]).

Tous ces types de modèles étudient des processus de différentes échelles. Les résultats de ces modèles doivent être cohérents entre eux. Ceci est réalisé par l'utilisation des analyses de modèles de plus grande échelle qui servent de conditions limites ou d'initialisation pour les modèles de plus petite échelle. Les modèles sont en quelques sorte "imbriqués".

3.2 Présentation de RAMS

Rams Ramsæ Ramsam ...

Le modèle numérique qui est utilisé aux chapitres 4 et 5 est le modèle météorologique méso-échelle *RAMS (Regional atmospheric Modeling System)*, conçu pour des études du système atmosphérique. Il a été développé à l'université d'état du Colorado (CSU) en collaboration avec les chercheurs du laboratoire MRC (*Mission Research Corporation*) /ASTeR (Cotton *et al.* [35]). Ce modèle connaît un large spectre d'applications, permettant d'étudier différents types de phénomènes : des processus locaux ou régionaux comme les brises de mer ou de lac (Eastman *et al.* [40]), les mécanismes des précipitations lors de mousson sur le Kenya (Mukabana et Pielke (1996) [92]), des processus physiques nuageux (Heckman et Cotton (1993) [54]), les caractéristiques optiques des nuages (Duda et al (1996) [39]), des études climatiques sur la glace (Liston et Pielke (2001) [74]), et des études de prévision météorologique (cyclone, Eastman [41]). À échelle plus fine, le modèle a même été appliqué aux études de couches limites de turbulence (résolution horizontale de 10 à 100 m), ou même aux études sur des maquettes de bâtiments (1 m) et pour des études de soufflerie (1 cm) [35] ! Ce modèle est capable de traiter différents phénomènes d'échelles diverses et est adaptable à tous lieux géographiques d'étude.

Les versions de RAMS utilisées dans les travaux présentés aux chapitres 4 et 5 sont respectivement la version 3b et la version parallélisée 4.30. La version 4.30 contient des paramétrisations plus complètes et sa parallélisation permet une performance importante en temps de calcul. Par conséquent, elle permet aussi de réaliser des simulations plus importantes en précision (choix de mailles fines) et sur une plus longue période.

Un schéma récapitulatif du fonctionnement de RAMS est proposé sur la figure 3.1. Les différentes parties qui le composent (partie dynamique, les paramétrisations, les conditions initiales, le forçage, les conditions aux limites, le maillage) sont décrites dans les paragraphes qui suivent.

3.2.1 Modèle physique

La description des processus physiques de l'atmosphère se fait à partir d'un ensemble de lois physiques. Les variables et les termes sources et puits du système d'équations sont la température (T), l'humidité spécifique (q), les composantes du vent (u, v, w), la masse volumique de l'air (ρ), la pression (P), le terme de force de frottement (F_h), le terme d'apport massique de chaleur sensible (Q) et enfin, le terme d'apport massique de vapeur d'eau ou chaleur latente (Q').

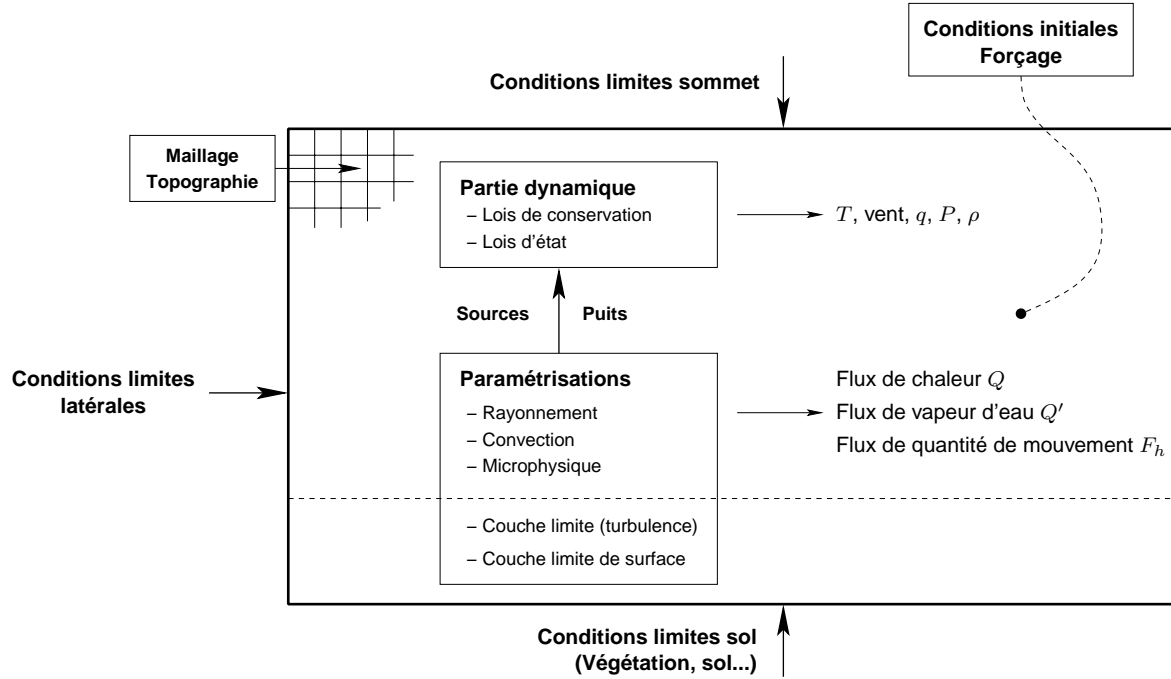


FIG. 3.1 – Structure schématique du fonctionnement de RAMS.

3.2.1.a Partie dynamique

La partie dynamique regroupe les lois générales dans les modèles météorologiques qui traduisent les processus atmosphériques. Ce sont les lois de conservation suivantes :

- conservation de la quantité de mouvement (exprimant le transport des particules) :

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + fv + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right), \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} - fu + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right), \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial z} - \frac{g\theta'_v}{\theta_0} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial z} \right), \quad (3.3)$$

- conservation de l'énergie totale (équations de la chaleur, de l'humidité spécifique) :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} = & -u \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} - v \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} - w \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} \right) + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{rad}, \end{aligned} \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial r_n}{\partial t} = -u \frac{\partial r_n}{\partial x} - v \frac{\partial r_n}{\partial y} - w \frac{\partial r_n}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial z} \right) \quad (3.5)$$

- conservation de la masse (équations de continuité) :

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} = -\frac{R\pi_0}{c_v \rho_0 \theta_0} \left(\frac{\partial u \rho_0 \theta_0}{\partial x} + \frac{\partial v \rho_0 \theta_0}{\partial y} + \frac{\partial w \rho_0 \theta_0}{\partial z} \right) \quad (3.6)$$

Les notations des équations précédentes sont précisées dans le tableau 3.1.

u, v	composantes horizontales de la vitesse
w	composante verticale de la vitesse
f	paramètre de Coriolis
K_m	coefficient de viscosité turbulente pour le moment
K_h	coefficient de viscosité turbulente pour la chaleur et l'humidité spécifique
θ_{il}	température potentielle de l'eau mixte
r_n	rapport de mélange des composantes de l'eau (pluie, neige...)
r_v	rapport de mélange de la vapeur d'eau
r_t	rapport de mélange de l'eau totale
ρ	densité
rad	tendance venant de la paramétrisation de rayonnement
g	gravité
π	fonction d'Exner
π'	perturbation de la fonction d'Exner
θ_{vl}	température potentielle virtuelle
p	pression

TAB. 3.1 – Symboles utilisés dans les équations.

Il faut ajouter à ces équations primitives les équations d'état de l'air sec (lois des gaz parfaits) et de l'air humide.

Comme cela a été expliqué dans le paragraphe 3.1.2, des simplifications des équations s'imposent selon la finalité du modèle et donc de l'échelle des processus simulés. Dans le cas d'un modèle mésoéchelle, on ne peut négliger les processus de petites échelles qui peuvent avoir un impact sur les échelles régionales. RAMS est donc non-hydrostatique et ses équations sont pronostiques. Il prend donc en compte tous les processus liés à l'accélération de la vitesse verticale w . Cependant, RAMS peut être appliqué à des études de processus d'échelle presque synoptique. Il dispose d'une option hydrostatique (seulement dans la version 3b) où les équations de mouvement et de continuité sont simplifiées. Cela implique que dans ces équations l'accélération de la composante verticale w (de l'ordre du cm/s) est négligée devant celles des deux autres composantes horizontales (de l'ordre du m/s). L'équation de w devient indépendante du temps ou encore diagnostique. Les GCM, par exemple, sont généralement hydrostatiques.

3.2.1.b Partie physique : sources, puits, paramétrisations

Les processus de la partie dynamique sont forcés par des termes "sources" et "puits" qui représentent les flux de chaleur, d'évaporation, de rayonnement et de frottement. La valeur de ces termes dépend directement des échanges énergétiques entre l'atmosphère et des sources externes telles que le rayonnement solaire, les océans et la surface des continents.

Ces échanges d'énergie font intervenir des éléments qui interagissent à une échelle inférieure (molécules, petits tourbillons, etc.) aux échelles considérées par les équations de la partie dynamiques et qui ne peuvent être pris en compte individuellement de façon déterministe. Ces processus sont donc paramétrés. Il s'agit de déterminer l'effet moyen (au sens statistique) de ces processus sur les variables dynamiques du modèle, matérialisé par le calcul des termes sources et puits F_h , Q et Q' qui interviennent dans les équations de la partie dynamique (Coiffier *et al.* [31]). Ainsi, on construit des paramétrisations pour calculer les effets du rayonnement, des échanges avec la surface du sol, de

la condensation et de la convection. La figure 3.2 résume les différentes paramétrisations prises en compte dans le modèle.

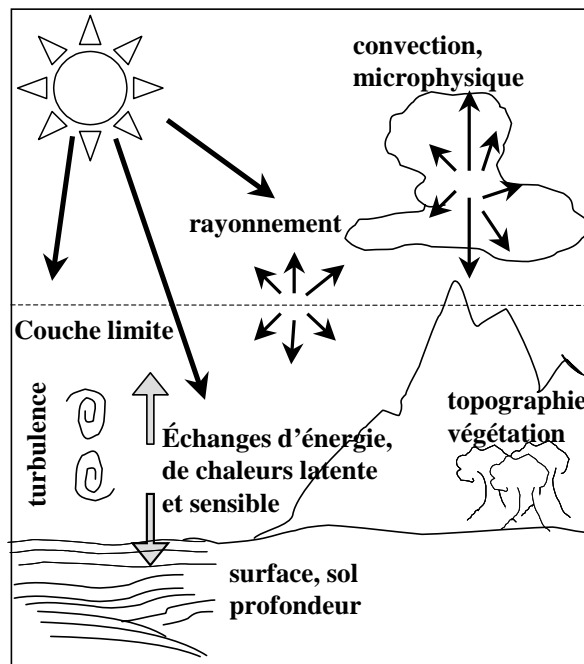


FIG. 3.2 – Schéma succinct des paramétrisations prises en compte dans le modèle.

Les processus de rayonnement sont décrits par l'équation du transfert radiatif qui traduit les phénomènes d'absorption et de diffusion par les différents éléments tels que le sol, l'atmosphère, les nuages et les particules dans l'atmosphère. Les échanges entre le sol et les premières couches de l'atmosphère sont intenses et complexes. On s'attache à détailler alors les processus de la couche limite qui est le siège de la diffusion turbulente verticale de chaleur et de vapeur d'eau au cours d'échanges entre la surface et l'atmosphère. Des échanges existent au niveau de la surface et du sol en profondeur. Ils sont traités par des paramétrisations calculant des échanges de flux de rayonnement, de chaleur latente et sensible, et de vapeur d'eau ainsi que de flux de conduction dans le sol. Enfin, la convection est le fruit d'échanges conductifs et convectifs complexes régis par les gradients de température, d'humidité et de vent. Ces processus dépendent de l'énergie potentielle, des sources et des puits de chaleur et d'humidité. Les processus convectifs peuvent avoir une influence notable à l'échelle globale.

Les paramétrisations et les options spécifiques de RAMS sont résumées dans le tableau 3.2. Les processus dont le développement est bien avancé dans le modèle sont la microphysique, les codes radiatifs et les schémas de sol et végétation. Dans la dernière version 4.30 de RAMS, le code radiatif de Harrington, qui est encore en développement, a pour ambition de décrire les interactions entre le rayonnement et les spectres de gouttes en vue d'examiner l'effet indirect. En particulier, les processus décrits sont la croissance du dépôt de vaporisation et les précipitations sous l'influence du rayonnement. Les types de végétation et de sol sont de plus en plus affinés dans les schémas de surface. Ceci contribue à une précision des échanges de flux d'énergie et d'humidité à l'interface surface - atmosphère.

3.2.2 Discrétisation et résolution numérique

L'ensemble de lois décrit au paragraphe 3.2.1 exprime l'évolution continue dans le temps et dans l'espace tridimensionnel des variables régissant le fonctionnement du modèle atmosphérique. Ces

<i>Paramétrisations</i>	<i>Schémas et options</i>
Schémas de Turbulence	<ul style="list-style-type: none"> – Fermeture de déformation-K de Smagorinsky (1963)[129], amélioration de la stabilité par Lilly (1962) [71] et Hill(1974) [55] – schéma de Mellor-Yamada TKE (<i>Turbulent Kinetic Energy</i>) (1982) [84] – schéma sous-grille de Kosovic (1997) [66]
Schémas de Rayonnement	<ul style="list-style-type: none"> – code de Mahrer et Pielke (1977) [118] (Visible et IR), sans processus nuageux – code de Chen et Cotton (1983) [23] (Visible et IR), avec processus nuageux, eau condensée en eau liquide – code de Harrington (1997)[52] (Visible et IR), schéma à deux flux considérant les interactions sur les spectres de taille des gouttelettes d'eau et des hydrométéores de glace.
Microphysique du nuage	<ul style="list-style-type: none"> – niveau 1 : pas de nuage – niveau 2 : processus de condensation – niveau 3 : schéma de moment simple (Walko <i>et al.</i> 1995 [144]) – niveau 4 : schéma de moment double (spécification de la concentration) (Meyers <i>et al.</i> 1997 [86]) – niveau 5 : schéma de résolution de moment double avec toutes les boîtes (équations pronostiques) (Tzivion <i>et al.</i>(1987) [142], et Reisin <i>et al.</i> (1996) [119]) – Précipitations – 5 types de glace condensée
Convection	Simplification du schéma de Kuo-Tremback (Tremback (1990) [136])

TAB. 3.2 – *Résumé des différentes paramétrisations et des options proposées dans RAMS.*

lois n'ayant pas de solution analytique, il est nécessaire d'en calculer une solution approchée par des moyens informatiques, ce qui nécessite en premier lieu de discrétiser les équations. L'espace et le temps sont découpés respectivement en mailles spatiales (Δx , Δy , Δz) et temporelles Δt , si bien que le calcul numérique ne donne la valeur des variables qu'en un nombre fini de points espacés de Δx , Δy , Δz (les nœuds du maillage) et en des dates espacées de Δt .

3.2.2.a Schéma temporel

La première opération consiste à remplacer les lois du paragraphe 3.2.1 par des équations aux variables discrètes équivalentes. Cette opération n'est pas unique et plusieurs schémas numériques peuvent être utilisés. La principale contrainte est que le schéma numérique doit être stable, c'est-à-dire que l'erreur entre la solution numérique calculée et la solution exacte des équations continues de départ ne doit pas croître au fur et à mesure des itérations (la solution serait alors divergente). Cela impose des contraintes sur le pas de grille (Δx , Δy , Δz) et le pas de temps (Δt). En général, un schéma est stable en-dessous d'une certaine valeur de Δt , pour une dimension de maille donnée. Cette valeur maximum de Δt dépend du schéma numérique utilisé et du pas spatial. Notamment, si on diminue Δx , Δy ou Δz on doit aussi diminuer Δt .

On peut citer les schémas numériques "différences avant" et "différences centrales" (appelé aussi "saute mouton", *leapfrog* en anglais) qui sont utilisés de manière combinée dans RAMS (Tremback *et al.* [138]). Le premier schéma, qui est explicite, calcule la solution à $t + \Delta t$ à partir de la valeur du paramètre à t . Il est utilisé pour les composantes de la vitesse. Le principe du deuxième schéma utilise le temps $t - \Delta t$ pour calculer la variable à $t + \Delta t$. Il est réservé aux variables telles que la pression, la température, le rapport de mélange, etc. Ce schéma est conditionnellement stable si la

condition de Courant, Friedrichs et Lewy (CFL) est vérifiée. Cette condition indique que la distance $U\Delta t$ parcourue par l'onde au cours d'un pas de temps ne doit pas être supérieure à la maille $\Delta x/\sqrt{2}$ (U est la vitesse caractéristique). Ce schéma est souvent utilisé pour les modèles d'échelle régionale.

3.2.2.b Discrétisation spatiale

Maillage horizontal La structure de la grille utilisée est de type Arakawa-C [85]. La plupart des variables sont calculées au centre des mailles ($\Delta x_1/2, \Delta y_1/2, \Delta z_1/2$) et les composantes cartésiennes de la vitesse sont calculées sur les faces des mailles. La projection de la grille horizontale est stéréo-polaire dont le pôle de projection est au centre du domaine étudié. Cette méthode minimise les distorsions géométriques du domaine lors des projections.

Imbrications des grilles Ce modèle propose la possibilité de travailler en plusieurs grilles imbriquées. Ceci est intéressant pour étudier à la fois les phénomènes de moyennes échelles et ceux d'échelles locales et de faire le lien entre ces deux échelles. Classiquement, les grilles peuvent être imbriquées les unes dans les autres comme des poupées russes (voir la figure 3.3). La résolution (Δx et Δy) de chacune des grilles est calculée à partir de la résolution de sa grille parente en un rapport entier, choisi par l'utilisateur. S'il existe trois grilles imbriquées, la résolution de la deuxième grille est calculée par rapport à celle de la grande grille (grille parente) et celle de la troisième grille est fonction de la grille dans laquelle elle est imbriquée soit la deuxième. Les rapports entre les grilles ne sont pas nécessairement les mêmes.

Un autre schéma de grille est possible. Dans une grille mère, on peut positionner deux grilles filles indépendantes. Elles doivent alors avoir le même rapport de résolution par rapport à la grille parente. Le premier cas d'imbrication permet de centrer l'étude et de l'affiner sur une zone précise, et le deuxième cas permet d'étudier plusieurs zones particulières. Les centres des grilles filles ne correspondent pas à ceux des grilles mères. Cependant, les frontières du domaine des grilles filles ne doivent pas tangenter celles de la grille mère sinon des effets de bord peuvent survenir. Le modèle lui-même calcule et indique si le domaine de la grille fille est trop proche des limites du domaine de la grille parente. La discrétisation verticale est la même pour toutes les grilles.

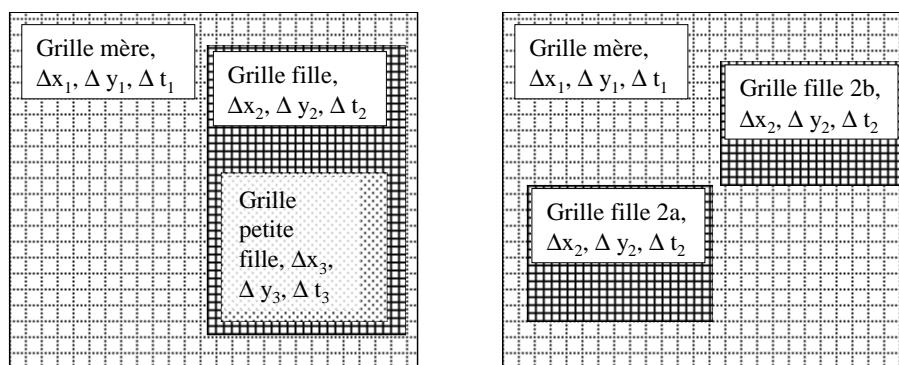


FIG. 3.3 – Exemples d'imbrication des grilles

Les calculs des variables sont effectués sur toute la grande grille, y compris sur le domaine des grilles filles. La communication entre les grilles est la suivante : à l'instant initial t , les variables des champs pronostiques sont calculées en tous points de la grande grille, puis immédiatement au pas de temps suivant $t + \Delta t$, elles sont communiquées à la grille fille. Ces champs sont interpolés au maillage de la petite grille. Le pas de temps de simulation des grilles filles est inférieur à celui de la grille parente, pour assurer la stabilité du schéma. Par conséquent, les valeurs des variables sont

calculées sur plusieurs itérations temporelles sur la petite grille jusqu'à ce que le temps (plusieurs Δt) rattrape celui de la grande grille. À ce moment là, la petite grille transmet les valeurs des variables à la grille parente. Dans ce sens, il est nécessaire de faire un ajustement. En effet, puisque une cellule (Δx , Δy) de la grille mère contient plusieurs cellules de la grille fille, les valeurs sont alors moyennées. Ainsi, les variables de la grille parente sont mises à jour. Les auteurs de l'algorithme Walko *et al.* [144], Clark *et al.* [29] ont pris de soin de vérifier les équations bilan du paragraphe 3.2.1 pendant les calculs d'interpolation et de moyenne (appelé *Two-way nesting* en anglais).

L'imbrication des grilles est différente selon les études. Elle sera explicitée pour chaque présentation des simulations aux chapitres 4 et 5.

Discrétisation verticale et Topographie La résolution verticale a été calculée pour tenir compte correctement du relief. La méthode utilisée est basée sur un système de coordonnées [28, 47, 139] où la coordonnée z^* est fonction de la hauteur totale H de la grille verticale (de 0 à 22 km) et de la topographie locale z_g (qui dépend de la longitude x et de la latitude y). La coordonnée s'exprime alors :

$$z^* = H \left(\frac{z - z_g}{H - z_g} \right) \quad (3.7)$$

Les couches Δz suivent alors le relief du terrain. La figure 3.4 représente le maillage vertical.

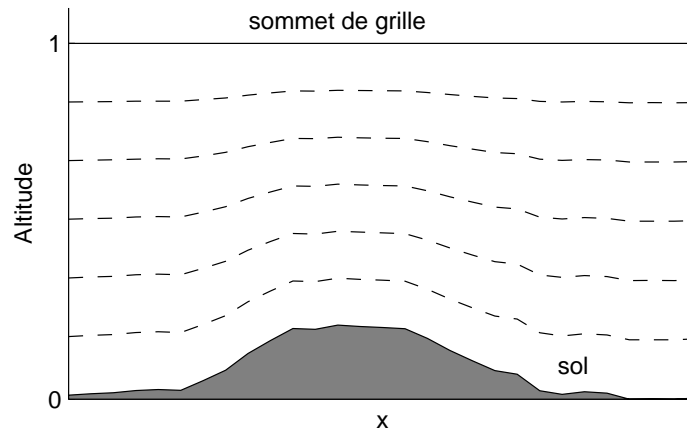


FIG. 3.4 – Maillage vertical épousant le relief : coordonnée verticale z^*/H en fonction d'une coordonnée horizontale.

De plus, la résolution verticale utilise des niveaux d'épaisseur Δz différente selon l'altitude de la grille. Par exemple, la hauteur totale de la grille est répartie sur 30 niveaux dont 10 sont réservés pour une résolution fine dans la couche entre 0 et 1200 m, soit au niveau de la couche limite, lieu d'échanges abondants.

La topographie sert à la construction de la discrétisation verticale. Elle est déduite de la base de données de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) ou de USGS (*United State Geophysical Survey*). La résolution spatiale peut être de 5' par exemple soit environ 8 km à la latitude de l'Inde. Elle est interpolée, à l'aide d'une projection stéréographique polaire, à la résolution spatiale de la grille par un module prévu à cet effet dans le modèle.

3.2.3 Conditions aux limites

3.2.3.a Conditions aux limites latérales

Les conditions aux frontières latérales les plus utilisées sont des conditions radiatives du type Klemp-Wilhelmson [64]. Les ondes peuvent sortir librement des frontières, évitant ainsi une accumulation parasite aux bords. La vitesse de phase typique des ondes de gravité est imposée constante (10-30 m/s). Un autre schéma consiste à utiliser les conditions de grande échelle comme forçage (Davies [37]). Enfin, RAMS propose les limites cycliques ou périodiques.

3.2.3.b Conditions au sommet

Les conditions aux limites imposées au sommet sont gérées par la conjonction d'un schéma mettant en place un "couvercle" rigide ($w = 0$) et d'un schéma de Klemp et Durran [63] de conditions radiatives d'ondes de gravité dans une couche absorbante d'une grande viscosité placée au sommet du domaine. Elle permet d'amortir les ondes de gravité (couche d'amortissement de Rayleigh) grâce au forçage par les conditions initiales ou par des analyses de grandes échelles.

3.2.3.c Conditions au sol

Les variables nécessaires pour calculer les conditions limites de surface sont les flux de chaleur, les flux de quantité de mouvement, les flux de vapeur d'eau, la température et l'humidité spécifique de la surface. La température et l'humidité spécifique sont calculées par les paramétrisations du sol et les types de couvert (Tremback et Kessler [137]). Ces valeurs de température et d'humidité servent ensuite au calcul des flux de chaleur dans la paramétrisation de la couche de surface (Louis [77]).

3.2.4 Conditions initiales et forçage

À l'instant initial ($t = 0$) le modèle a besoin de connaître l'état initial atmosphérique (valeur des paramètres météorologiques) et les tendances des limites latérales à grande échelle. Cette étape est l'initialisation du modèle, qui consiste à imposer les valeurs des variables à chaque point du maillage tridimensionnel. Ces données d'initialisation sont fournies par les analyses calculées par un modèle du Centre Européen de Météorologie de Reading en Angleterre, *European Center for Medium-range Weather Forecasting* (ECMWF ou CEPMMTP en français). Ces données, choisies sur la zone spatiale d'étude, sont définies sur des grilles de 1° (ou même 0.5°) à des niveaux de pression fixées. Il est donc nécessaire d'adapter ces données à la résolution de la grille du modèle. Un module spécial de RAMS a été conçu (Tremback *et al.* [136]) pour lire ces analyses, puis pour les interpoler sur la grille du modèle créant des jeux de données en coordonnées stéréopolaires. Puis les données sont interpolées de façon linéaire verticalement. Il est possible aussi d'assimiler des radio-sondages provenant d'observatoires, de même que des données de surface grâce à l'existence d'un schéma d'assimilation dans le modèle (schéma 4DDA *Four Dimension Data Assimilation*).

Ces données servent aussi à forcer le modèle (*nudging* en anglais) toutes les 6 heures. Cela est nécessaire à cause de la nature fortement non-linéaire des équations cf § 3.2.1. Cela entraîne qu'une faible incertitude sur la valeur des conditions initiales est amplifiée au cours de la simulation, ce qui conduit à obtenir une solution qui s'écarte fortement de la solution de référence au bout d'un certain temps. Cela se traduit par une limite de prévisibilité des modèles météorologiques, lié au phénomène de chaos atmosphérique, illustré par le battement d'aile de papillon de E. N. Lorenz. Une solution consiste à recalculer la simulation sur les données expérimentales. Cela est réalisé dans RAMS par un schéma utilisant une fonction de poids prise en compte dans l'évolution temporelle des variables. Il est possible de forcer soit aux limites soit au sein du modèle, soit les deux. Ici, nous ne forçons qu'aux limites afin de laisser cours à la physique du modèle.

3.3 Extension du modèle RAMS

Tous les modules décrivant la partie dynamique et la partie physique du modèle sont considérés comme les modules de base de RAMS. À ces modules de base, RAMS offre la possibilité de coupler des modules externes soit en *off-line* soit en *on-line*. Le couplage *off-line* indique que les modules de base de RAMS et les modules externes fonctionnent indépendamment les uns des autres tout en étant dans les mêmes conditions géographiques et temporelles. ce type de couplage est utilisé pour les post-traitements. Le couplage *on-line* suscite une influence et une interaction des processus simulés par les modules de base sur ceux des modules externes et vice-versa.

Dans toute la revue des divers modules de base du modèle, aucun n'aborde l'aspect climatique de l'atmosphère à travers la présence de particules polluantes (aérosols, gaz). La figure 3.5 illustre quelques modules externes tels qu'un module de chimie, un module radiatif et un module de sources d'émissions d'aérosols qui ont été couplés à RAMS au LaMP. Le couplage d'un module radiatif a été réalisé au cours mon travail de thèse.

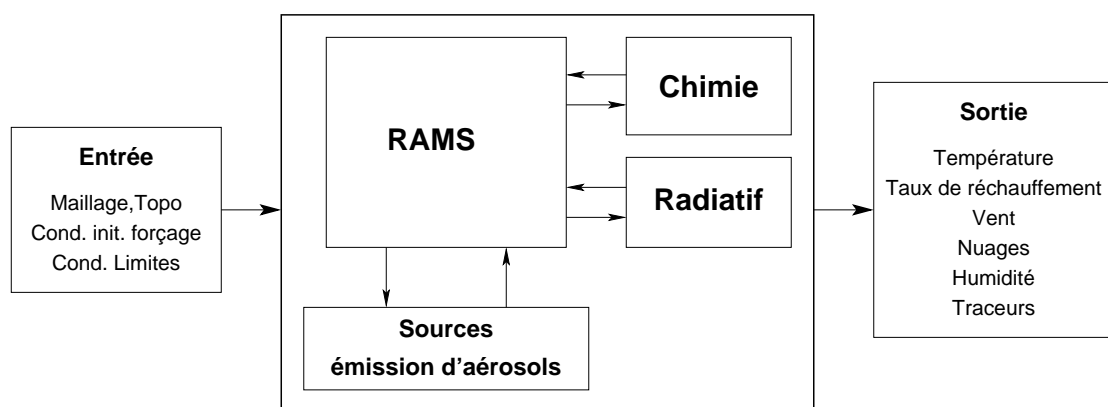


FIG. 3.5 – Exemple d'extension de RAMS et les Entrées-Sorties de RAMS

Ainsi, des codes de chimie en phase gazeuse (code MOCCA 2.2, Poulet [108]) et en phase aqueuse (Audiffren *et al.*[10]) ont été couplés à RAMS. Ces couplages ont permis d'aborder les processus chimiques à moyenne échelle. Par exemple, Poulet [108] a appliqué ces études sur la campagne EXPRESSO (en Afrique Centrale 1996). À échelle d'étude plus fine, ces codes chimiques ont montré leur efficacité par exemple lors de la campagne ESCOMPTE qui s'est déroulée en France sur la région PACA (Provence Alpes Cote d'Azur) (Cros *et al.* [36]). Également, RAMS a été doté d'un code de photolyse (modèle TUV de Madronich [78]) qui a été utilisé notamment par G. Foret pour les études sur INDOEX (Forêt *et al.* [44]). Dans un avenir proche, des modules sont en développement pour tenir compte notamment des processus chimiques à la surface des aérosols concernant l'altération de leur surface, ainsi que des processus modifiant le spectre de gouttes suivant la nature des aérosols présents.

Actuellement, RAMS a été adapté à l'étude des aérosols grâce notamment à l'implantation d'un module d'émission (Cautenet *et al.*, [14]) utilisant les inventaires tels que GEIA ou EDGAR et, d'un code source de poussières minérales (Marticorena *et al.*, [79]). Ces modules sont explicités au paragraphe 4.2. À ces modules d'émissions est associé un module de dépôt sec turbulent. Enfin, dans le but de comprendre les impacts radiatifs des aérosols, un code radiatif adapté aux propriétés optiques des aérosols désertiques (EC3, Chomette [25]) a été couplé *on-line* au modèle par l'auteur. Ce même code a été adapté aux autres types d'aérosols tels que le carbone suie (Morcrette [90]). Il est décrit en détail dans le chapitre 5 abordant l'étude des effets radiatifs des aérosols.

3.4 Récapitulatif du fonctionnement de RAMS

Dans tout le paragraphe 3.2 on s'est attaché à présenter de manière globale le modèle RAMS. Pour chaque simulation (chap. 4 et 5), seront indiqués seulement les modules et les schémas utilisés.

La préparation d'une simulation de RAMS consiste en plusieurs étapes :

- mettre en place la structure de base : le maillage, la structure des grilles (imbrication),
- imposer les conditions aux limites : les conditions aux frontières latérales, au sommet du domaine et conditions de surface,
- définir le cadre physique par les caractéristiques de la zone étudiée : la topographie, le type de végétation, le type de sol et la température de surface. Ces paramètres sont fournis par des bases de données, telles que celles de la NOAA par exemple, ou par des analyses, notamment pour la température de surface de la mer (*Sea Surface Temperature, SST*).
- mettre en place les sources et puits des aérosols (soit respectivement les modules d'émission des aérosols et des codes sources et les modules de dépôts secs et humides). Les sources et puits de chaleur et d'humidité sont calculés par les modules de base de RAMS selon les types de surface et de couvert locaux.
- définir l'état initial de l'atmosphère par les données d'initialisation telles que la température, la pression, le vent, le rapport de mélange d'humidité, qui sont fournies par les analyses du centre ECMWF. Au cours de la simulation, ces données d'analyse servent aussi à forcer le modèle aux limites latérales.



Étude du Transport des aérosols

L'étude du transport des aérosols a fait l'objet de la publication de deux articles [87, 88]. Ces derniers sont la base de ce chapitre, dont un résumé des résultats est présenté en avant.

Les aérosols, acteurs du système climatique, agissent sur la microphysique (en modifiant les caractéristiques des champs nuageux), sur la chimie atmosphérique (modification des cycles chimiques, mélange avec d'autres particules et modification de leurs propriétés), et sur les flux radiatifs (absorption, diffusion, émission). Appréhender le rôle des aérosols commence par la compréhension de leur intégration dans le cycle atmosphérique (sources, circulation, puits). Comme cela a été introduit dans le chapitre 3, les présents travaux exposent une approche régionale des caractéristiques du transport horizontal des aérosols et de leur structure verticale sur la zone INDOEX. Ces résultats sont validés à l'aide de mesures fournies à partir de satellites, avions, navires et stations au sol.

Cette approche numérique à l'échelle régionale nous paraît adaptée à l'étude de ces phénomènes (distribution spatiale des aérosols). En effet, les aérosols ont une durée de vie maximum d'une semaine et peuvent parcourir plusieurs centaines de kilomètres. L'échelle méso recouvre ces caractéristiques spatiales et temporelles de la dynamique des aérosols.

Avant de présenter explicitement notre étude du transport des aérosols aux paragraphes 4.2 et 4.3, quelques résultats expérimentaux issus de la campagne INDOEX sont exposés au paragraphe d'introduction 4.1. On verra notamment que les sources d'aérosols sont très variées et qu'elles possèdent des caractéristiques propres quant à leur zone géographique et leur fréquence temporelle d'émission régulière (sources anthropiques), sporadique (sources naturelles). Un grand nombre de type d'aérosols est alors présent sur la zone. Sous l'influence des processus de transport, les panaches provenant de ces différentes sources sont amenés à se rencontrer et à se mélanger. Au cours de ces mélanges, les surfaces des aérosols sont altérées, ce qui conduit à une modification de leurs propriétés physico-chimiques et radiatives. Leur action sur l'atmosphère peut alors devenir différente. Ces modifications apportent une difficulté supplémentaire à l'estimation des effets des aérosols sur le climat.

Les mélanges d'aérosols ont été observés par des analyses de composition chimiques des aérosols. Ces dernières, complétées par des analyses granulométriques, montrent que certains aérosols sont dominants sur la zone INDOEX. C'est pour cette raison que nos simulations prennent en compte trois types d'aérosols : les carbones suies, le dioxyde de soufre et les poussières minérales. Les deux premiers sont représentatifs des aérosols anthropiques (mode 1 et 2) et le dernier des aérosols naturels (mode 3). Nous ne traitons cependant pas explicitement le problème des mélanges des aérosols si ce n'est le mélange externe.

4.1 Introduction

4.1.1 Variabilité des sources et composition des aérosols

Les analyses de granulométrie et de composition des aérosols sur la zone INDOEX en surface ont montré qu'il existe une grande variabilité des sources d'aérosols en nature, en temps et en espace. D'après Satheesh *et al.* [124], les types d'aérosols rencontrés en mousson d'hiver sont les carbonés suies (*Black Carbon, BC* en anglais) comptant pour 2% de la composition en masse totale, des sels de mer (*Sea Salt, SS*), des poussières minérales (*Mineral Dust, MD*), ces deux derniers comptant pour 54%, des composants de type sulfate d'origine différente des sels de mer (*Non Sea Salt, NSS*) et autres composants solubles (*Water Soluble, WS*) représentant 37% et enfin des composants organiques non absorbants (*Particulate Organic Matter, POM* ou *OM*) représentant 7%. La figure 4.1 donne leur répartition.

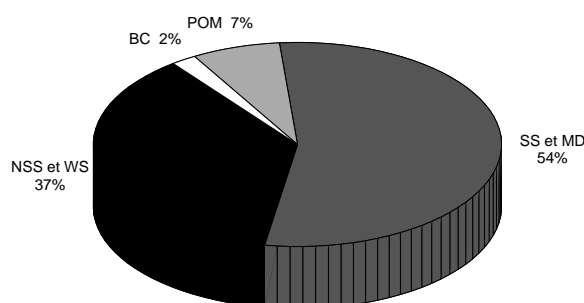


FIG. 4.1 – Contribution des types d'aérosols en % par rapport à la contribution totale en masse des aérosols rencontrés dans le panache de mousson d'hiver sur la zone INDOEX [124].

4.1.1.a Les carbonés

Reddy *et al.* [115, 116] ont contribué à un inventaire précis et détaillé des sources et des facteurs d'émissions existant sur le continent indien pour 1996-1997 extrapolé pour la période 1998-1999. Ils indiquent que la source principale d'émission des carbonés sur l'Inde est la combustion de biomasse qui représente 72% des émissions des carbonés suies (*BC*) et 76% des organiques (*OM*). Les autres sources d'émissions des carbonés suies (28%) proviennent de la combustion des fuels fossiles dont la plus grande contribution (58%) est émise lors des combustions du gasoil des transports. La combustion des fuels fossiles pour les carbonés organiques (24%) résulte principalement de la combustion du charbon à 75% [115].

Sur l'Océan Indien, durant les mois de janvier à avril 1999, d'après les analyses des mesures chimiques du navire Ronald H. Brown (R/V), le rapport BC/TC (carbone total) est de 0.5, valeur typique des aérosols provenant de la combustion de fuels fossiles (Lelieveld *et al.* [68]). Par ailleurs, ce résultat est renforcé par la comparaison du potassium (K^+ , traceur des particules originaires de la combustion de biomasse) avec le BC , dont le rapport est 5 fois plus petit qu'il ne l'est dans des situations de panache de combustion de biomasse. Aussi, Novakov *et al.* ([95]) concluent que la contribution majeure des carbonés suies (BC) sur l'Océan Indien provient à 70% de la combustion de fuels fossiles. Les travaux de Mayol-Bracero *et al.* ([82]) sur l'analyse des données chimiques du C-130 confirment ces résultats en précisant que 60 à 80% des aérosols carbonés proviennent des fuels fossiles ($BC/TC=0.42 \pm 0.09$) et que 20 à 40% viennent de la combustion de biomasse. Ramanathan *et al.* ([112]) se basant sur les différentes contributions d'origine des aérosols, concluent que la contribution anthropique représente 80% de la charge en aérosols sur le nord de l'Océan Indien.

Ces derniers résultats d'expérimentateurs paraissent contradictoires avec ceux de Reddy *et al.* ([115, 116]) exposés plus haut. Précisons que l'inventaire de Reddy *et al.* est réalisé pour la période 1998-1999. Même s'ils prennent en compte la saisonnalité des sources, ils donnent une valeur moyenne de la contribution des sources continentales aux émissions des aérosols. De plus, les mesures effectuées à Goa fournissent une valeur du rapport BC/TC égale à 0.26 ± 0.06 (Chazette *et al.* [22]). Cette valeur est intermédiaire entre la valeur 0.11 de BC/TC, représentative d'une origine des émissions d'aérosols de feu de biomasse, et la valeur 0.5, représentative des aérosols de fuels fossiles. Ce résultat suggère que les origines des émissions des aérosols sont mixtes à Goa. Enfin, les mesures effectuées sur l'Océan Indien par le navire Ronald Brown (R/V) et l'avion C-130, soit pendant le transport des aérosols, indiquent une origine des aérosols de combustion de fuels fossiles. On observe donc un "bascullement" des valeurs du rapport BC/TC entre celles estimées sur le continent et celles mesurées sur la mer (0.42 d'après les mesures du C-130). Cette différence de valeur pourrait s'expliquer par le fait suivant, par ailleurs purement hypothétique pour l'instant : il est possible que les aérosols de combustion de biomasse soient plus facilement altérés pendant leur transport et qu'ils arrivent très dilués au niveau de l'Océan Indien où sont effectuées les mesures du navire et de l'avion. Les particules provenant de combustion de fuels fossiles, qui ne subissent pas forcément le même traitement, deviendraient alors prépondérantes sur la zone. À tout le moins, la confrontation des résultats suggère qu'il puisse exister un vieillissement des particules qui peut être différent selon le type d'aérosols et qu'il apparait des mélanges des sources d'émissions des aérosols conduisant à des origines mixtes.

Enfin, signalons qu'une analyse des concentrations des aérosols de Cantrell *et al.* [13] montre que les concentrations de carbone au nord de l'ITCZ sont comparables aux conditions marines de pollution de la mer Méditerranée trouvées par Cachier *et al.* [12]. La pollution générée par les émissions anthropiques du continent indien est assez intense et devient alarmante puisqu'elle rejoint déjà celle des pays industrialisés alors que le continent indien est en voie de développement industriel.

4.1.1.b Le dioxyde de soufre

Le dioxyde de soufre (SO_2) provient essentiellement de la combustion de fuels fossiles (93%) dont 62% des industries contre 7% des feux de forêts. Ceci est confirmé par les analyses du navire Ronald H. Brown (R/V) qui indiquent dans la couche limite au sud de l'ITCZ, une concentration massique de $0,5 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ alors qu'au nord de l'Océan Indien, la concentration est de l'ordre de $7 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. Lelieveld *et al.* [68] en concluent que la fraction anthropique représente 90% des émissions du dioxyde de soufre sur la zone.

4.1.1.c Les $PM_{2.5}$

Les particules dont le diamètre est inférieur à $2,5 \mu\text{m}$ ($PM_{2.5}$) proviennent autant de la combustion des fuels fossiles que de la combustion de la biomasse, selon Reddy *et al.* [116]. Les émissions des combustions de fuels fossiles sont localisés dans les villes industrialisées alors que les sources de combustion de biomasse s'étendent sur tout le continent. Les inventaires réalisés par Reddy *et al.* [115, 116] expliquent en détail toutes les contributions selon des critères de combustion, ce qui rend son inventaire précis mais différent de la plupart des inventaires de la littérature où toutes ces catégories de combustion ne sont pas prises en compte.

La figure 4.2 présente un récapitulatif des types de contributions des émissions des différents aérosols présentés.

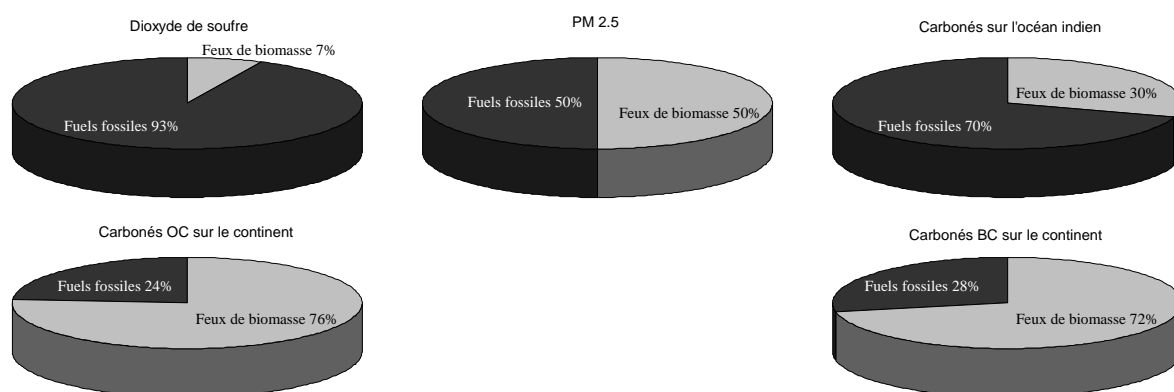


FIG. 4.2 – Contribution des origines en fuels fossiles et en feux de biomasse des différents types d'aérosols en %.

4.1.2 État de surface des aérosols, observation de mélanges

Afin de déterminer les caractéristiques physiques des aérosols, Alfaro *et al.* [6] ont analysé les particules récoltées au sol à Goa, à l'aide d'un microscope à transmission électronique (TEM) et d'un microscope à balayage électronique (SEM). La distribution des aérosols est répartie selon 3 classes de diamètre ou trois modes. Ceci est exposé en détail au paragraphe 4.1.3.a. De nombreuses particules sphériques ont été détectées. Ce sont essentiellement des particules carbonées dont les caractéristiques ressemblent à celles des particules de feux de biomasse observées déjà par Gaudichet *et al.* [48] et Martins *et al.* [81]. Le diamètre moyen sec trouvé est de l'ordre de $0,4 \mu\text{m}$, ce qui correspond à des particules du mode 2 (les divers modes sont définis au tableau 4.1).

D'autres types de particule de diamètre moyenné plus petit ($0,1 \mu\text{m}$) ont été observés à Goa. Elles appartiennent au mode 1 (cf tab. 4.1) et correspondent à des particules carbonées. Elles sont constituées d'un noyau de suie recouvert par un composant non-absorbant. Ce type de mélange a aussi été observé dans la couche limite marine au nord de l'Océan Indien lors des mesures du navire Ron Brown R/V (Lelieveld *et al.* [68]). Le composant recouvrant le noyau est constitué d'un mélange de sulfate et de composants organiques. On a aussi retrouvé ce type de recouvrement lors des campagnes au Brésil dans les panaches de feux de biomasse [81]. Alfaro *et al.* [6] précisent que ce type de recouvrement altère non seulement les propriétés optiques du carbonés suies mais aussi pourrait modifier ses propriétés hygroscopiques comme cela a été observé par Saxena *et al.* [125]. Certaines particules d'aérosols pourraient donc être sujettes à un vieillissement de leurs propriétés chimiques voire optiques au cours de leur transport.

Les travaux de Cantrell *et al.* [13], qui ont pour objet le rôle des aérosols sur les noyaux de condensation, souligne le fait que les carbonés suies observées dans l'hémisphère nord sont très peu solubles (fraction soluble de 0.05 à l'ITCZ) et que les organiques (OM) sont insolubles. Il avance l'idée que les particules peu solubles de l'hémisphère nord traversent la barrière de l'ITCZ et contribuent à une augmentation de noyaux de condensation qui sont initialement peu concentrés puisque l'air est moins pollué. Ces particules auraient donc un impact sur les propriétés optiques des nuages qui serait relativement plus important dans le sud que dans l'hémisphère nord où les noyaux de condensation sont nombreux. Les particules assez solubles seraient prises dans les systèmes nuageux de l'ITCZ et des processus de précipitations et donc éliminées, et par conséquent ne pourraient pas vraiment jouer de rôle dans l'hémisphère sud.

Avec ces analyses, on pressent qu'il existe des mélanges entre les aérosols, que leur état de surface

est soumis à un vieillissement au cours du transport et que leurs propriétés physico-chimiques et optiques sont modifiées. L'altération des particules peut leur conférer un rôle dans le cycle de l'eau.

4.1.3 Analyse granulométrique

4.1.3.a Distribution en taille des aérosols

Sur le site de Goa, a été obtenue la distribution moyenne au sol de la granulométrie en nombre (Chazette *et al.* [20]). Elle est présentée sur la figure 4.3. Cette distribution est tri-modale avec un mode de nucléation (0.01-0.1 μm), un mode d'accumulation (0.1-1 μm) et un mode grossier pour les aérosols supermicronique (1-100 μm). On observe une cohérence spatiale et temporelle des résultats avec ceux observés en 1998 aux Maldives par Satheesh *et al.* [124] et avec ceux de Jayaraman *et al.* [59] obtenus sur la côte Ouest de l'Inde en 1996. Ces cohérences montrent une faible variabilité spatiale et temporelle de la granulométrie. Plus précisément, à l'aide du compteur de particules

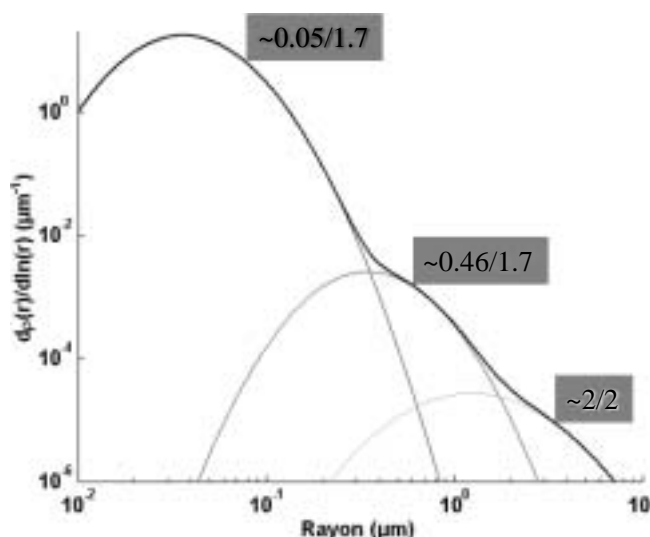


FIG. 4.3 – Granulométries moyennes au sol à Goa en fonction du rayon des aérosols (Alfaro *et al.* [6]). Le rayon modal r_m et la dispersion σ de chacun des trois modes sont précisés. D'après Chazette *et al.* [20].

condensées (Condensed Particle Counter, CPC) et du compteur optique MET ONE (optical counter), qui ont fonctionné du 20 au 25 mars 1999, la distribution en taille est caractérisée par trois modes en lognormal d'après les travaux de Alfaro *et al.* [6] présentée ici dans le tableau 4.1. Le diamètre moyen géométrique du mode 1 est de 0.098 μm , celui du mode 2 est de 0.92 μm et celui du mode 3 est de l'ordre de 3.95 μm . Ces résultats sont mesurés avec une humidité moyenne sur la période de 85% ($\pm 10\%$).

Les amplitudes sont reportées dans le tableau 4.1. On remarque des variations des amplitudes assez importantes entre le matin et l'après-midi, notamment pour les modes 1 et 2. Cette différence peut être expliquée par la circulation dynamique qui s'appuie sur les résultats de Léon *et al.* [70]. Par ailleurs, le mode 3 regroupe les particules grossières, entre autres les poussières minérales désertiques. Leur diamètre moyen est nettement plus élevé que celui des particules du mode 1 mais sa variation est beaucoup plus faible. Alfaro *et al.* [6] estiment alors qu'on peut négliger l'impact radiatif du mode 3 par rapport aux deux autres modes pendant la période du 1 au 26 mars. En effet, les événements de poussières minérales sont peu nombreux si on les compare aux émissions régulières des autres types d'aérosols.

		<i>Mode 1</i>	<i>Mode 2</i>	<i>Mode 3</i>
gmd (μm)		0.098 ± 0.013	0.92 ± 0.06	3.95 ± 0.065
gsd (μm)		1.72 ± 0.13	1.69 ± 0.19	1.97 ± 0.08
Amplitude (m^{-3})	matin	$14.1 \pm 1.8 \cdot 10^9$	$18.9 \pm 1.0 \cdot 10^6$	$1.06 \pm 0.07 \cdot 10^6$
	après-midi	$6.3 \pm 1.7 \cdot 10^9$	$6.8 \pm 4.6 \cdot 10^6$	$1.06 \pm 0.05 \cdot 10^6$

TAB. 4.1 – *Caractéristiques en nombre des trois modes en lognormal des aérosols identifiés à la station au sol de Goa : diamètres moyens géométriques (gmd), écarts-types géométriques (gsd) et amplitudes des trois modes obtenues par déconvolution à partir des mesures des compteurs optiques. D’après Alfaro et al. [6].*

4.1.3.b Les aérosols dominants

Selon les résultats du modèle d’aérosols de Alfaro *et al.* [6], qui s’appuient sur les mesures de la station de Goa, les aérosols rencontrés sur la zone INDOEX se répartissent suivant les deux principaux modes comme le montre le tableau 4.2.

	<i>Mode 1</i>		<i>Mode 2</i>				
	CC1	NSS1	NSS2	BC2	SS	MD	WS
gmd (μm)	0.06	0.06	0.40	0.40	0.40	1.50	0.40
gsd (μm)	1.8	1.7	1.7	1.7	2.0	1.6	1.7
%	70	30	46	10	10	10	24

TAB. 4.2 – *Résumé des diamètres moyens géométriques secs (gmd) et des écarts types géométriques (gsd) des différents composants d’aérosols trouvés à Goa. CC1 : composant carboné du mode 1, NSS1 et NSS2 : sulfates respectivement du mode 1 et 2, autres que les sels de mer, BC2 : fraction de carbone suie du mode 2, SS : sel de mer, MD : poussières minérales, WS : composante de particules solubles non identifiées autres que les sels de mer. Les contributions en (%) de chacun des composants à l’amplitude des modes 1 et 2 sont reportées. D’après Alfaro et al. [6].*

Le mode 1, dit mode de nucléation ou mode fin, est dominé par les composants carbonés (carbones suies enrobés, 70%) et les sulfates agglutinés sur les aérosols. Les analyses des mesures de l’avion C-130 et de l’observatoire de Kaashidhoo (KCO) fournissent une répartition de la fraction en masse des particules assez similaire à celle évaluée à Goa par Alfaro *et al.*. Lelieveld *et al.* [68] et Mayol-Bracero *et al.* [82] précisent que les carbones suies contribuent à 14% de la masse des particules des modes 1 et 2 et concluent qu’ils contribuent majoritairement à la masse d’aérosols. Les sulfates représentent 32% des deux premiers modes. Ces analyses vont dans le même sens que celles réalisées à Goa [6].

Le mode 2 (mode d’accumulation) est composé par les sulfates (46%), les solubles (24%), les carbones suies (10%), les sels de mer (10%) et les minéraux (10%). Le mode 3 est peuplé par les sels de mer et les poussières minérales.

Le mode 3 est représentatif des aérosols naturels. Les modes 1 et 2 sont représentatifs des aérosols anthropiques. Les aérosols dominants d’origine anthropique sont les carbones suies pour le mode 1 et les sulfates pour le mode 2.

4.1.3.c Contribution optique des aérosols

Le modèle d’aérosols de Alfaro *et al.* [6] montre que la contribution du mode 1 à l’extinction et à la diffusion à 450 nm est de 85% au sol. Celle du mode 2 est de 15%. À 750 nm, elle est de 60% et 40%

respectivement pour les deux modes. Le mode 1 joue un rôle primordial d'un point de vue optique. Les travaux de Mayol-Bracero *et al.* [82], qui analysent les mesures optiques et chimiques collectées par l'avion C-130, indiquent qu'il existe une bonne corrélation entre le coefficient d'absorption et les carbones suies et qu'ils sont responsables de la forte absorption de la lumière. Les carbones suies sont effectivement très absorbants dans le visible. C'est un élément qui joue un rôle essentiel dans la contribution optique des aérosols trouvés sur la zone INDOEX. S'appuyant sur les analyses du navire R/V Brown, Ramanathan *et al.* [112] confirment cette observation, en indiquant que les carbones suies contribuent à 11% de l'épaisseur optique. Sur l'Océan Indien, Lelieveld *et al.* [68] précisent que les carbones suies ont un albédo de diffusion simple de 0.8-0.9 et une épaisseur optique de 0.2 à 0.4 à 0.63 μm . Ils estiment que cet aérosol diminue de 15% le flux solaire dans l'hémisphère nord et réchauffe dans la couche limite de 0.4 K/j ce qui porte à penser qu'il joue un rôle primordial dans les perturbations climatiques dues aux aérosols.

Les propriétés optiques des aérosols dépendent des variations de l'humidité relative. Cependant, les travaux de Alfaro *et al.* [6], s'appuyant sur l'analyse des variations journalières des propriétés optiques, montrent que les variations des propriétés optiques sont davantage guidées par celles des concentrations des carbones suies dues à la circulation diurne, que par celles de l'humidité relative. En particulier, ils remarquent que les coefficients de diffusion sont proportionnels à la concentration des carbones suies (Alfaro *et al.* [6]).

4.1.4 Conclusion

D'après les mesures, les types d'aérosols qui apportent une contribution radiative importante sont les carbones suies, les sulfates mais aussi, sporadiquement, les poussières minérales. Nous nous sommes donc intéressés à l'étude du transport de ces trois types d'aérosols. Les carbones suies sont un indicateur des masses d'air affectées par la pollution anthropique et plus particulièrement des particules primaires. Le SO_2 , étant un précurseur des sulfates, est un indicateur de ces particules secondaires. Les poussières minérales sont des particules primaires naturelles dont les émissions, à caractère sporadique, apportent une contribution optique importante lors des événements de poussière. Dans ce travail, l'aspect chimie du climat n'étant pas abordé, nous ne retenons pas les espèces gazeuses telles que les nitrates, les NO_x , etc., qui jouent cependant un rôle dans le changement climatique.

Comme précisé au début de ce chapitre, l'étude du transport des aérosols est fondée sur une étude numérique [87, 88]. La mise en place de cette simulation est tout d'abord décrite sommairement. Elle comporte la présentation brève des options utilisées pour la simulation ainsi que celle des sources d'émissions et des puits des aérosols. Puis, sont présentés les principaux résultats qui concernent :

- la description des paramètres météorologiques tels que les régimes de vent,
- la distribution horizontale des carbones suies et de SO_2 ,
- la validation qualitative de la structure spatiale et verticale du transport des aérosols,
- la validation quantitative des concentrations des aérosols,
- la transformation du SO_2 en sulfate,
- les événements des poussières minérales (charge massique, validation),
- la contribution des aérosols à l'épaisseur optique,
- les conclusions.

4.2 Mise en place de la simulation

4.2.1 Période simulée

La simulation du transport a été effectuée sur tout le mois de mars 1999. D'après les images satellitales (Léon *et al.* [70]), ce mois est apparu intéressant et approprié pour l'étude des émissions anthropiques et des événements de poussières minérales qui se sont avérés bien visibles et conséquents. Les quinze derniers jours de février ont aussi été simulés, ils servent de "spin-up" (mise en équilibre des paramètres calculés par le modèle). À l'instant initial ($t = t_0 = 0$), le modèle est initialisé seulement avec les variables atmosphériques (*cf.* le paragraphe 3.2.4 du chapitre 3). En effet, les valeurs précises des concentrations d'aérosols en tout point de la grille ne sont pas connues. Une très faible valeur de fond de concentration des aérosols est imposée constante en tout point. Par conséquent, l'atmosphère ne contient pas encore la véritable charge en aérosols puisque, d'une part, les émissions des particules commencent à $t_0 + \Delta t$ (soit après le temps de l'initialisation) et d'autre part, la répartition spatiale des aérosols par la dynamique n'est pas immédiate (*cf.* § 4.2.3). Ainsi, cette période de "spin-up" permet d'établir des conditions réalistes de la charge en aérosols, répartie sur tout le domaine simulé, pour la simulation du mois de mars. Nous ne prenons pas compte, cependant, les aérosols venant des sources d'Afrique et de Chine.

4.2.2 Grille et options

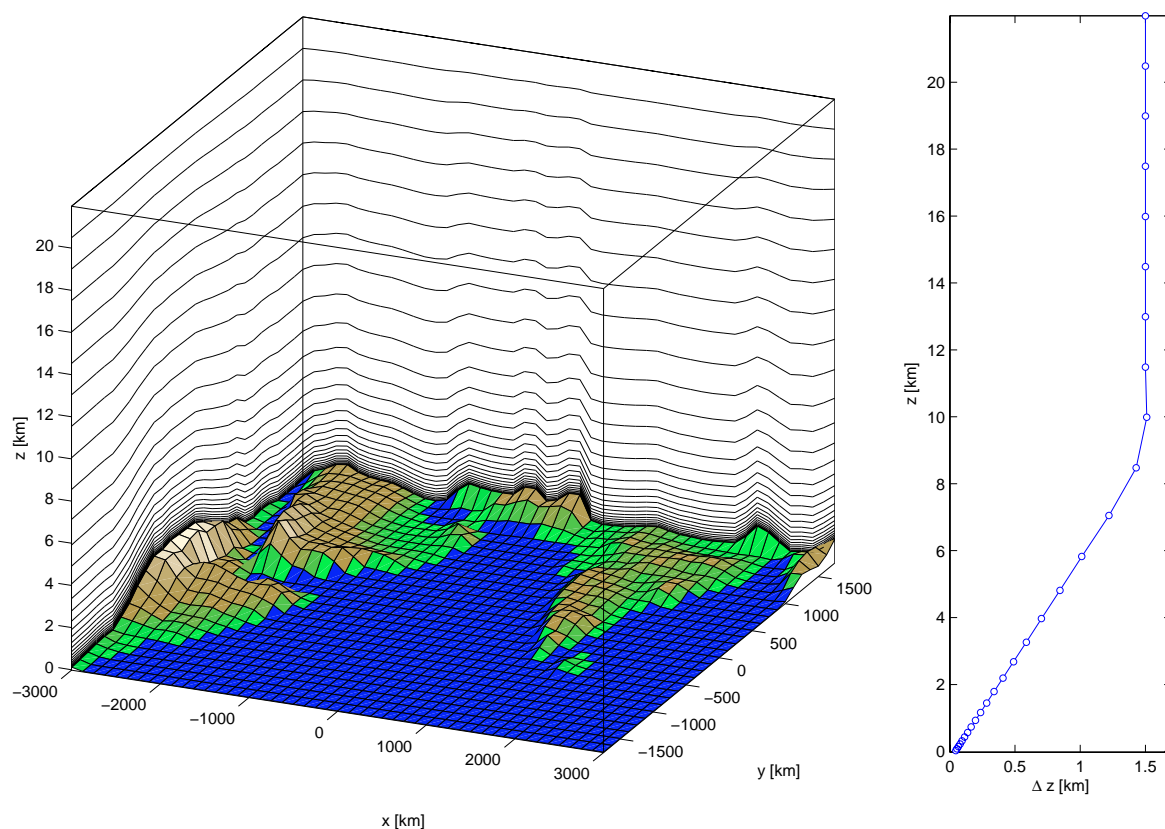


FIG. 4.4 – Représentation du maillage du domaine simulé et de l'évolution de l'épaisseur Δz des couches de la grille verticale en fonction de l'altitude. Le maillage horizontal est uniforme ($\Delta x = \Delta y = 100$ km); le maillage vertical suit la topographie et dépend de l'altitude : Δz varie de 50 m pour les premières couches à 1.5 km dans les couches supérieures.

Nombre de grilles	1
Dimension de la grille	40°E-90°E et 5°S-30°N
Résolution spatiale	100 km * 100 km
Nombre de niveaux verticaux	30 (max : 22 km)
Nombre de niveaux entre 0-1200 m	10
Pas de temps	3 min
Topographie	Base de données de la NOAA (résolution originelle 5')
Schéma temporel	Schéma hybride : leap-frog et différence avant
Schéma de turbulence	Schéma de Mellor Yamada (TKE)
Modèle de sol/profondeur	8 niveaux /1 m
Schéma microphysique	Paramétrisation de Kuo-Tremback
Conditions limites latérales	Schéma de Klemp-Wihelmsen
Conditions limites au sommet	Couvercle rigide avec couche d'amortissement de Rayleigh
Initialisation	Analyses ECMWF (Reading)
Forçage	Toutes les 6h par les analyses ECMWF

TAB. 4.3 – Résumé des différentes options de la simulation.

Afin de tenir compte des sources d'émission sur toute la zone INDOEX et d'obtenir une bonne description de la redistribution des aérosols, la grille utilisée s'étend de 40°E à 90°E et de 5°S à 30°N, avec une résolution spatiale de 100 km (*cf.* Fig. 4.4 & 2.2, p. 22). Les différentes options de la simulation sont reportées dans le tableau 4.3.

4.2.3 Sources d'émission

Dans les simulations présentées dans les articles qui suivent, nous utilisons les sources d'émission des aérosols des bases de données GEIA (*Global Emission Inventory Activity*) et EDGAR (*Emission Database for Global Atmospheric Research*) qui fournissent entre autres les inventaires annuels d'émission pour les carbones suies et les sulfates¹. Ces bases de données ont une résolution du degré carré, elles sont constantes et annuelles. Les concentrations des aérosols (carbone suie et SO_2) sont donc, dans cette étude, gouvernées principalement par les processus dynamiques. L'injection des polluants dans l'atmosphère est effectuée à chaque pas de temps. La quantité du traceur, fournie par les bases de données, est diluée de manière homogène sur les 100 premiers mètres au-dessus de la surface. Les nouvelles valeurs injectées sont ajoutées à l'ancienne valeur au même point correspondant sur la grille. Puis, le traceur est advecté et diffusé par RAMS sur la zone simulée au cours du temps. De plus, les concentrations sont modifiées à chaque pas de temps par le schéma de dépôt.

Pour les aérosols désertiques, au modèle RAMS, a été couplé un modèle d'émission de poussières minérales (Marticorena et Bergametti, [79, 80]) permettant de simuler le soulèvement des particules sous l'action du vent en surface. Ce modèle, appelé DPM (*Dust Production Model*), nécessite, comme donnée d'entrée, la connaissance du vent à 10 m au-dessus de la surface, qui est fournie par les champs calculés par RAMS. Le principe du code est expliqué plus en détail dans la partie 2 de l'article [88].

¹Au moment de notre simulation, nous n'avions pas accès à l'inventaire saisonnier et détaillé de Reddy *et al.* [115, 116] puisqu'il était en cours de réalisation.

4.2.4 Puits

Les images satellitales de METEOSAT-5 (Léon *et al.* [70]) confirment la faible fréquence des précipitations au nord de l'Océan Indien pendant la mousson d'hiver ainsi qu'une faible activité nuageuse sauf vers l'ITCZ. Il apparaît vers le 15 et 19 février des formations de systèmes convectifs au sud de l'Inde. Cependant, nos simulations se déroulent au mois de mars et nous ne tenons pas compte de ce puits. Par conséquent, en première approximation, le dépôt humide par les précipitations et les nuages peut être négligé. Les particules sont alors supposés n'être soumises qu'au dépôt sec. Ainsi, les poussières minérales subissent l'élimination par les forces de gravitation sur toute la colonne atmosphérique et le dépôt turbulent seulement dans la première couche. Pour les sulfates et les carbonés suies, on considère qu'ils sont soumis à une vitesse de déposition turbulente uniforme. Par ailleurs, les espèces transportées sont autorisées à traverser les frontières du domaine simulé du fait des conditions aux limites latérales de type Klemp-Wilhelmson [64] (*cf.* § 3.2.3.a).

Les résultats de l'étude du transport des aérosols sont présentés à travers les deux articles repris dans les paragraphes 4.4 (p. 58) & 4.5 (p. 70). Le premier article est accepté dans la revue *Atmospheric Environment*. Le deuxième est en révision actuellement (août 2003). La partie 1 [87] concerne le transport du carbone suie et la partie 2 [88], celui du SO_2 et des poussières minérales, ainsi qu'une estimation de leur épaisseur optique. Un résumé en français précède ces deux articles.

4.3 Résumé des résultats

4.3.1 Régimes de vent en altitude

Différents régimes de vent à 1200 m ont été mis en évidence pendant le mois de mars, dont les principaux axes sont le flux de nord-ouest, le flux de nord-est (le flux de mousson) et le flux de nord (voir la figure 4.5). Ces régimes de vent, parcourant diverses zones de sources d'émission, influencent la redistribution des panaches pollués. Ils suggèrent qu'il doit exister un mélange complexe des différents types d'aérosols, ce qui est bien constaté par les analyses chimiques de composition des aérosols faites à bord du navire R/V, de l'avion C-130 et au sol à Goa (§ 4.1.2). Cependant, notre étude numérique ne tient pas compte des interactions chimiques (mélanges) qui peuvent intervenir entre les aérosols et donc des modifications de l'état de surface des aérosols. Seul l'aspect dynamique est étudié et ce travail ne peut donner des éléments de réponse qu'aux études de mélange externe des aérosols.

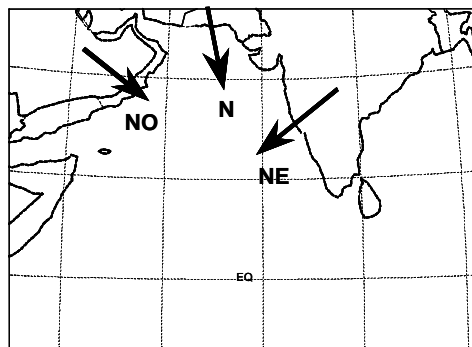


FIG. 4.5 – Présentation des trois régimes de vent principaux mis en évidence sur la zone simulée à 1200 m. [87]

4.3.2 Validation qualitative

4.3.2.a Distribution horizontale de BC et SO₂

L'influence des trois régimes de vent se retrouvent sur la redistribution spatiale des aérosols. Ainsi, les maxima de concentration des aérosols s'organisent autour des axes définis par les trois principaux flux de vent.

Ce transport horizontal a été validé de manière qualitative avec les images satellitales (Léon *et al.* [70], cf. fig. 4.12, p. 65). En effet, on peut affirmer que les fortes épaisseurs optiques sont associées à une forte pollution, notamment de particules absorbantes. Ainsi, on a vérifié que la structure spatiale simulée des concentrations d'aérosols correspond à celle des épaisseurs optiques fournies par le satellite. Les zones polluées qui se dégagent sont la baie de Bengale, une zone autour de Goa et une zone sur l'Arabie Saoudite lors des événements de poussières minérales. Il est évident qu'il est impossible de retrouver exactement toutes les zones de fortes épaisseurs optiques indiquées sur l'image satellitale. En effet, l'étude ne s'intéresse qu'à trois types d'aérosols. Même si ces derniers apportent les principales contributions optiques, à eux trois, ils ne permettent pas de retrouver les épaisseurs optiques de tous les aérosols présents sur la zone qui ont été mesurées par les satellites. Néanmoins, on considère que les aérosols pris en compte dans cette étude sont représentatifs du transport des panaches pollués et de la contribution optique globale de l'aérosol. Cette dernière contribution est traitée au paragraphe 4.3.6.

L'observation de fortes concentrations d'aérosols révèlent que ces panaches de pollution ont probablement un rôle radiatif significatif, d'autant plus que les carbonnes suies, très présents sur la zone INDOEX, ont un fort pouvoir absorbant comme cela a été mesuré sur l'Océan Indien (voir le paragraphe 4.1.3.b).

4.3.2.b Structure verticale

La caractérisation de la structure verticale des panaches des aérosols permet de comprendre comment ils sont transportés, c'est-à-dire de répondre aux questions :

- À quelles altitudes sont-ils transportés ?
- À quel régime de circulation (locale, synoptique) sont-ils soumis ?
- Quelle est leur variabilité verticale ?

Cela permet, par la suite, de savoir s'ils sont sujets à des mélanges et, suivant les caractéristiques de transport, comment ils interagissent de manière radiative avec leur environnement.

Près des sources du continent, et plus particulièrement à Goa, la distribution verticale des aérosols a été comparée de manière qualitative avec les coefficients d'extinction mesurés par le lidar de la station de Goa (Chazette *et al.* [20]). À cet endroit sont enregistrées des variations diurnes des coefficients d'extinction et des coefficients de diffusion, mesurés par un néphélomètre (Alfaro *et al.* [6]). Par exemple, la diffusion est assez importante en début de matinée et plus faible l'après-midi. Les résultats montrent que les différences entre les situations nocturne et diurne sont liées à l'existence d'un régime de brise de mer le jour et de terre la nuit. Cette circulation a été retrouvée par un travail de simulation de Léon *et al.* [70]. Ils ont montré que, pendant le jour, le panache d'aérosols est transporté au-dessus de la couche limite par la branche ascendante de la brise de mer, dont l'ascension est facilitée par le relief des Ghats occidentaux (falaises de 700 m au niveau de Goa). Puis, arrivé sur le plateau, le panache est entraîné par le flux synoptique du vent d'Est de mousson circulant entre 1 et 3 km. Ensuite, il est transporté au-dessus de l'Océan Indien. Une partie du panache continue sur l'Océan Indien et l'autre partie récupère la branche descendante de la brise de mer où il se dilue et revient sur Goa avec une concentration moins élevée.

Dans les basses couches, la charge en aérosols est plus importante le matin que l'après-midi puisque le régime de brise de mer s'installe au moment le plus chaud de la journée, soit à partir

de midi. De plus, l'humidité est plus élevée le matin, recouvrant ainsi les particules submicroniques d'une pellicule d'eau non négligeable, et les rendant alors plus diffusantes que l'après-midi. Ceci explique les variations en amplitude constatées au sol par Alfaro *et al.* [6] (voir le tableau 4.1, p.48) et celles des coefficients de diffusion et d'extinction.

De nuit, les panaches sont soumis à la brise de terre qui les transporte à basse altitude sur l'océan, les remonte en altitude (à une altitude inférieure à 700 m) puis les redescend sur la côte.

Les aérosols sont donc pris par la circulation locale des brises mais aussi par le flux de mousson synoptique. Les travaux de Léon *et al.* [70] montrent alors que les aérosols sont transportés selon une structure à deux couches, l'une en altitude, l'autre près de la surface. La figure 4.6 illustre la circulation locale qui s'installe le jour et la nuit.



FIG. 4.6 – Représentation de la circulation locale des brises de mer et de terre. D'après Léon *et al.* [70].

Notre simulation retrouve bien le transport en altitude mais difficilement celui en basse couche (*cf.* la figure 4.14, p. 66). Ceci est dû à la résolution trop lâche de la maille. Cependant, en choisissant une résolution de l'ordre du kilomètre, Forêt *et al.* [44] ont pu retrouver cette structure à deux couches (voir aussi nos résultats du chap. 5, § 5.5.2.f).

Cette caractéristique de la structure verticale est aussi observée par les mesures de coefficient d'extinction du lidar aéroporté LÉANDRE (Pelon *et al.* [100]), au nord des Maldives, soit à quelques centaines de kilomètres des sources. Forêt *et al.* [44] ont étudié en détail l'évolution des panaches d'aérosols depuis la côte ouest indienne jusqu'aux abords des Maldives. Les données lidar de LÉANDRE sont notamment intéressantes à étudier en parallèle avec des simulations à méso-échelle, en tant que validation.

La structure verticale des concentrations simulées des aérosols peut être indirectement validée par les données optiques fournies par le lidar (Pelon *et al.* [100]), par l'intermédiaire du calcul du coefficient d'extinction de la contribution des carbonés au nord de l'Océan Indien. La figure 4.7 représente le profil du coefficient d'extinction simulé qui est comparé à celui du lidar LÉANDRE (Pelon *et al.* [100]).

D'un point de vue qualitatif, les pics maxima du coefficient d'extinction simulés sont vers 2 km et 300 m. Ces altitudes correspondent assez bien à celles des pics mesurés par le lidar, soit 500 m et 1.5 km. Le modèle a, cependant, tendance à sur-estimer l'altitude de la couche du pic supérieur. D'un

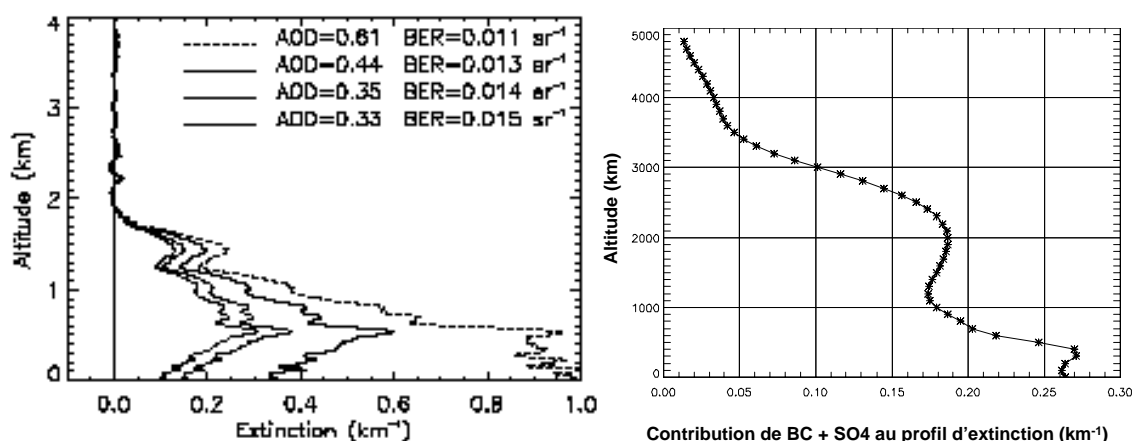


FIG. 4.7 – Profil du coefficient d’extinction mesuré de tous les aérosols présents sur la zone (figure de gauche) par le lidar LÉANDRE au nord des Maldives (Pelon et al. [100]) et simulé de la contribution des carbonés et du SO_4 (figure de droite).

point de vue quantitatif, les valeurs simulées (0.17 et 0.27 km^{-1}) sont encadrées par celles mesurées (0.15 et 0.6 km^{-1}). On peut considérer alors que nos profils d’extinction sont en bon accord avec les données du Lidar.

En résumé, les aérosols circulent à différentes altitudes selon le régime local diurne (brise de mer et de terre) et le flux de mousson. Ils sont redistribués à des altitudes différentes et peuvent être soumis à des mélanges au cours de leur transport au-dessus de l’océan (soumis à l’humidité et au mélange avec les sels de mer) et au-dessus du continent (rencontre avec les différentes sources continentales : combustion de feux de biomasse et de fuels fossiles). Si ces mélanges internes existent, les surfaces des particules sont altérées et les propriétés physico-chimiques et radiatives sont modifiées. Il est donc primordial de comprendre les mélanges externes et internes pour ensuite comprendre et estimer le rôle radiatif des aérosols et son évolution. La contribution radiative des carbonés est étudiée au chapitre 5.

4.3.3 Validation quantitative

Les concentrations simulées des aérosols ont été comparées aux concentrations mesurées à la station de Goa et aux mesures des vols du C-130 au-dessus de l’Océan Indien.

L’évolution de la concentration des aérosols simulée suit correctement celle mesurée par l’aethalomètre (Alfaro *et al.* [4]). La figure 4.17 représente les deux évolutions, simulée et mesurée. Néanmoins, la simulation sur-estime ou sous-estime parfois les pics de concentration. Encore une fois, la résolution de la maille et la caractéristique constante des émissions ne permettent pas de reproduire toute la variabilité du cycle des aérosols. Celle obtenue dans notre simulation est due seulement à la dynamique. Les concentrations en masse simulées des aérosols sont assez proches de celles mesurées par l’avion C-130 (Mayol-Bracero *et al.* [82]). On peut estimer que la simulation redonne une distribution spatiale et verticale correcte des concentrations des aérosols sur l’Océan Indien.

4.3.4 Du dioxyde de soufre au sulfate

Contrairement aux carbonés, le gaz SO_2 n’est pas un traceur conservatif. En effet, il peut se transformer en sulfate par oxydation. Cette transformation est expliquée en détail au paragraphe 4.5.3.a (voir Minvielle *et al.* [88]). En nous basant sur des mesures physico-chimiques du navires Ron. Brown

R/V (Norman *et al.* [94], Andreae *et al.* [8]), nous considérons que l'oxydation de SO_2 en sulfate est complète. En général, les concentrations simulées en sulfate équivalent sont en bon accord avec les mesures, avec toutefois une légère surestimation des concentrations. Les comparaisons avec les mesures du C-130 sont meilleures.

4.3.5 Les poussières minérales

Les poussières minérales sont des aérosols spécifiques car leurs émissions ont la particularité d'être sporadiques. Ces aérosols ne sont pas en permanence injectés dans l'atmosphère comme le sont en permanence les carbonés suies et les sulfates. Les flux des poussières minérales sont très variables dans le temps.

Les mesures lidar ont mis en évidence à certains jours du mois de mars une baisse sensible de l'épaisseur optique (elle passe de 0.7 à 0.3, Léon *et al.* [70]) qui correspond à de forts événements de poussières minérales pouvant atteindre le continent indien et en particulier le site de Goa. En effet, leur efficacité optique massique est plus faible que celle du carbone suie. D'après nos simulations, les événements les plus importants se situent entre le 24 et le 26 mars.

4.3.5.a Comparaison qualitative

La distribution horizontale des poussières minérales a été comparée qualitativement aux images satellitales utilisant la méthode des IDDI (*Infrared Difference Dust Index*, Legrand *et al.* [67]). En accord avec les images IDDI, les sources d'émissions principales mises en évidence par la simulation sont la péninsule d'Arabie et le désert du Thar au nord-ouest de l'Inde.

4.3.5.b Charge massique et validation

La charge massique de la colonne atmosphérique en poussières minérales montre une structure horizontale intéressante. Les panaches de poussières peuvent atteindre le continent indien. Les concentrations massiques sont réparties selon un fort gradient dirigé sur un axe nord-ouest/sud-est entre la source d'émission et la côte ouest indienne. La structure verticale est généralement la suivante : un maximum à la surface et une décroissance plus ou moins rapide de la concentration à mesure qu'on s'élève en altitude. La figure 4.25 présente la distribution de la charge massique des particules selon trois altitudes. Les concentrations massiques des poussières minérales ont, on le voit, une grande variabilité spatiale entre la zone de la source d'émission et une zone éloignée contrairement aux deux autres aérosols qui conservent une plus grande homogénéité spatiale de leur concentration depuis leur source jusqu'à la zone de l'Océan Indien.

Enfin, les simulations ont été validées quantitativement avec des mesures de l'observatoire de Kaashidhoo et de la station de Goa. Cette dernière comparaison est visible sur la figure 4.27.

4.3.6 Contribution optique des trois espèces

Les carbonés suies, le sulfate et les poussières minérales sont les aérosols qui contribuent majoritairement à l'impact radiatif sur la zone d'INDOEX. Les carbonés suies, composants importants du mode 1, ont un fort pouvoir absorbant dans le visible et contribuent fortement à l'épaisseur optique des aérosols. Les sulfates, aérosols des modes 1 et 2, sont plutôt diffusants. D'après la littérature (Alfaro *et al.* [6]), ils ont été observés généralement à la surface des particules et non en mélange externe. Les poussières minérales, appartenant au mode grossier (mode 3), sont principalement diffusantes. Ces aérosols apportent une épaisseur optique deux fois plus petite que celle des carbonés mais, du fait de leur masse, lors des événements de poussières, ils contribuent autant que les carbonés à l'impact radiatif du panache d'aérosols global.

Au nord de l'Océan Indien, pendant des événements de poussière, la contribution des aérosols minéraux à l'épaisseur optique globale des aérosols domine celle des carbones suies et du sulfate. *A contrario*, au sud de la zone INDOEX, peu de poussières minérales dépassent l'ITCZ et ce sont les aérosols carbonés et les sulfates qui dominent en épaisseur optique. Ramanathan *et al.* [112] confirment ce gradient nord-sud de la contribution optique des aérosols anthropiques (0.28 au nord et 0.12 au sud). Les épaisseurs optiques simulées ont été comparées à celles des images satellitales. Les épaisseurs optiques simulées (0.28) sont presque deux fois plus faibles que celles mesurées (0.5). N'oublions pas que seulement trois contributions optiques d'aérosols sont considérées ici et que les sources des aérosols sont relativement grossières, ce qui est vrai aussi pour les propriétés optiques adoptées dans cette étude. Cependant la structure des champs horizontaux des épaisseurs optiques est en bon accord avec les images satellitales (*cf.* fig. 4.30).

4.4 Simulation numérique du transport, partie 1 : les aérosols carbonés

MODELING THE TRANSPORT OF AEROSOLS DURING INDOEX 1999 AND COMPARISON WITH EXPERIMENTAL DATA. PART 1 : CARBONACEOUS AEROSOL DISTRIBUTION.

F. Minvielle, G. Cautenet, F. Lasserre, G. Foret, S. Cautenet, J.F. Léon, M. O. Andreae, O. L. Mayol-Bracero, R. Gabriel, P. Chazette, R. Roca.

Abstract We present a 3D simulation of the redistribution of black carbon (BC), a major particulate contaminant, over the Indian Ocean, during the INDOEX (INDIAN Ocean Experiment) Intensive Field Phase (IFP) in March 1999. We use the CSU RAMS mesoscale model coupled with the BC GEIA emission source. The area under study ranges from 40°E to 100°E and 5°S to 30°N. The modeled period is 1 month (March). The main model results, i.e., the predicted BC mass concentrations, are compared with the available experimental data. Modeled large-scale BC pollution plumes are in qualitative agreement with satellite imagery, and the model-predicted BC concentrations are generally in quantitative agreement with the aircraft data. At the local scale, the vertical profiles and local measurements also show satisfactory agreement with the model. Vertical profiles exhibit in some instances a layered structure, which may be explained by air masses of contrasting origins. This numerical study is a first step in the development of a mesoscale tool intended to investigate the problem of aerosol mixing.

4.4.1 Introduction

According to the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC [98]), which evaluates the anthropogenic forcing of the climate system, the radiative forcing by tropospheric aerosols is still poorly understood, and therefore remains one of the largest source of uncertainties. One problem is that some anthropogenic aerosols give a negative forcing, whereas others result in a positive forcing. The first studies considered only the direct radiative forcing by sulphate aerosols (Charlson *et al.*, [17], [19]; Kiehl and Briegleb, [62]; Boucher *et al.* [11]), and found that these aerosols give a negative forcing. Other aerosols, like the carbonaceous particles, also play an important role in radiative forcing (Andreae [9]; Penner [101]; Penner *et al.* [103]; Haywood and Ramaswamy,[53], Liousse *et al.* [73]). Among those latter aerosols, organic matter from fossil fuel burning produces a negative forcing, whereas black carbon induces a positive forcing.

The difficulty in estimating the radiative impact of anthropogenic aerosols is linked firstly to their complex interaction with radiation, clouds and others aerosols, and secondly to the mechanisms of their radiative effects on the atmosphere, which are still not fully understood. Therefore, in order to improve the estimation of the radiative forcing by tropospheric aerosols, the INDIAN Ocean Experiment (INDOEX), was conducted in 1998-1999 over the Indian Ocean. According to Ramanathan *et al.* [112]), Indo-Asian aerosols are dominant in this region, which induce a complex set of heating and cooling processes. The area under study roughly ranges from the Equator to the North of the Indian Ocean, and from the Eastern African coast to the Western Indian coast. The INDOEX intensive field phase (IFP) took place between January and April 1999. This period offers ideal conditions to study the behaviour of aerosols because of the winter monsoon. Verver *et al.* [143]) described in detail the meteorological conditions and their influence on the distribution of the pollution over the INDOEX region.

Clouds are rare in most of the area under study during this season, and satellites can easily observe the polluted layers. Different aircraft equipped with lidar and other apparatus, satellites, ships and ground-based stations made measurements and observations over all the Indian Ocean and at se-

lected places in India². Moreover, the southern part of this region is also a place of deep convection and aerosol mixing between different layers of atmosphere. Finally, the ITCZ (Inter Tropical Convergence Zone) is a convergence zone between clean air in the Southern and polluted air in the Northern Hemisphere. Thus, the "INDOEX region" appears to be an interesting area of interaction between aerosols, gases, clouds, and solar radiation.

In this paper, which is the first part of a study consisting of two papers, an investigation of airmass back-trajectories over the Northern Indian Ocean is presented first. It is shown that the interaction of continental pollutants is complex. Next, using the RAMS mesoscale model, the transport of a particular type of aerosol, black carbon (BC), is addressed, with emphasis on its horizontal distribution and its vertical structure. The BC concentrations at various scales, along with its columnar load, are qualitatively and quantitatively compared with ground-based and aircraft measurements, and with satellite observations. In part 2, a similar study is conducted on the transport of two other major aerosol components in the area : sulphate and mineral dust (Minvielle *et al.* [88]). The whole study intends to give an overview of the aerosol distribution during the INDOEX IFP period.

4.4.2 A preliminary approach using back trajectory

Experimental data from many INDOEX flights (see the INDOEX web-site³) suggest that the pollution plumes observed above the ocean have a complex and sometimes layered structure. Our first approach to explain the column content consists in checking the origin of the air masses and their trajectories. For that, we use a kinematic back trajectory scheme based upon the ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forecasting) database. Three different starting points for back trajectories are selected : a point in the north of the Indian ocean region (A : 65°E-15°N in the Arabian Sea), a point in the polluted region on the west coast of India (G : 73°E-15°N at Goa) and a point near the equator in the Indian Ocean (M : 70°E-9°N near the Maldives Islands). Figure 4.8a shows a 72-h back trajectory arriving on 16 March at 1200 UTC at the 800 hPa level at point A. Another simulation, not presented here, leads to a similar pattern for trajectories arriving at 700 hPa.

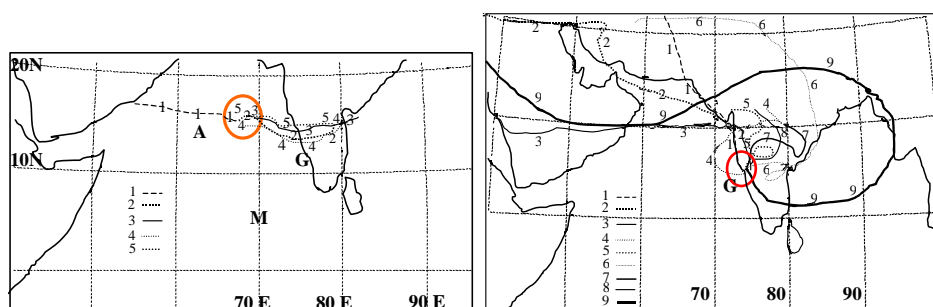


FIG. 4.8 – 72-h back trajectories arriving : a : 72-h Back trajectories arriving in a area centered around point A (65°E, 25°N, Arabian Sea) ; b : 72-h Back trajectories arriving in a area centered around point G (73°E, 15°N, Goa).

The trajectories originating in the Saudi Peninsula (number 1) come from medium to upper altitude levels (some kilometers). Due to a strong dry instability, wind-blown dust plumes are often found at altitudes as high as 4-6 km above the Saudi Peninsula, as will be confirmed by our model study presented in part 2 (Minvielle *et al.* [88]). The trajectories (number 2 to 5) originating in India, and in particular in Calcutta and Goa, travel at lower levels and can disseminate the anthropogenic pollution from densely populated industrial areas.

²<http://www-indoex.ucsd.edu/publications/proposal/>

³<http://www.joss.ucar.edu/indoex/catalog>

We examine also the 72h trajectories arriving on 10 March at 1200 UTC at point G near Goa, which is highly polluted (Fig. 4.8b). The trajectories travel at different altitudes from the surface to 600 hPa. Trajectories 2, 3, 6 and 9 cross desert areas and dust producing zones. The vertical analysis shows that their arrival levels range between 500 m and 4 km, whereas their original levels 72h before range between 3 and 9 km. It follows that this type of trajectories over dust zones travels at different levels from high altitude to lower altitude, and can carry desert dust. Trajectories 1, 4, 5, 7 and 8, originating in polluted continental regions, arrive at point G at levels between the surface and 3 km, whereas their original levels lay between 1 km and 5 km. For this type of trajectory, the polluted plume follows different altitudes during its travel. So, a complex sheared vertical structure appears, whose origins are also complex, in both altitude and location. Consequently, a vertical mixing of aerosols seems highly probable. A similar study for point M (not displayed here) leads to the same conclusion : the atmospheric column contains pollution from very contrasting origins.

Even though the back trajectory approach provided a first understanding of aerosol transport, it must be completed by a mesoscale model study. Such a model takes more precisely into account the dynamics and the physical redistribution of pollutants (turbulence, boundary layer, emission sources, etc.).

4.4.3 Second approach : Simulation of aerosol transport

4.4.3.a The mesoscale model

We use the mesoscale model RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) of Colorado State University (Pielke *et al.* [105]) to simulate the aerosol transport. It has been previously used to study many different types of phenomena : local and regional features such as sea and lake breezes (Eastman *et al.* [40]), the mechanisms of monsoon precipitation over Kenya (Mukabana and Pielke [92]), cloud physics (Heckman and Cotton, [54]), cloud and radiation (Duda *et al.* [39]) or climate issues (Liston and Pielke [74]). It has been also applied for studying the transport of anthropogenic and natural atmospheric constituents in Africa, including desert dust transport towards the Mediterranean (Cautenet *et al.* [14]) and biomass burning emissions over Central Africa (Cautenet *et al.* [15]).

The domain under study covers the Indian Ocean region in the 40°E-100°E, 5°S-30°N zone. A large grid with a 100 km horizontal grid step is used. The topography is derived from the 5' NOAA database (available on the NOAA site ⁴). The vertical column is divided into 30 steps with an increasing spacing. The vertical layer between the surface and 1200 m above ground level (AGL) is described by the first 10 levels. This vertical zone corresponds to the fully developed tropical boundary layer. The upper lay-ers are described by 20 levels, with the highest level at about 21 km above surface.

Based on the satellite observations of Aerosol Optical Depth (AOD ; Leon *et al.* [70]) over the Indian Ocean during the IFP, we note that March 1999 was a very polluted period. Thus, we chose to simulate the entire month of March. The last fifteen days of February were also simulated in order to reach an equilibrium of the pollution plume distribution over the whole INDOEX zone. We briefly describe some of the main options of our simulation. Time differencing of the prognostic variables consists of a hybrid algorithm : velocity and pressure terms are updated using a second order leapfrog scheme, whereas all others variables are advanced by forward differencing. The time step is 3 min for the large grid and 40s for the nested grid, in order to ensure numerical stability. Turbulence closure is based upon the Mellor Yamada TKE (Turbulent Kinetic Energy) prognostic parameterization. The model includes a detailed soil model (surface and subsurface) which allows a better de-scription of the boundary layer. Clouds are represented by a Kuo parameterization. Boundary conditions on top are the "wall condition" with a Rayleigh friction layer. On lateral border, the Klemp-Wilhelmson conditions

⁴<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global>

are applied. The ECMWF database is used to initialize the run and also to control the atmospheric parameters at synoptic scale. By an isentropic analysis, the initial conditions are calculated by RAMS, as well as the synoptic state towards which the model is forced via a tendency equation ("nudging"). This prevents extended calculations from diverging towards unrealistic values.

4.4.3.b *The Black Carbon (BC) database*

BC emissions play an important role in the estimation of radiative climate forcing. Furthermore, BC is an indicator of air masses affected by anthropogenic pollution, especially from fossil fuel combustion (55% over India in 1990, Reddy *et al.* [114]) and biomass burning (45% over India in 1990, Reddy *et al.* [114]). More details may be found in Reddy *et al.* [114]. The annual emission of BC from India in 1990 is estimated to be the same as the values of 0.45 Tg y^{-1} and 0.26 Tg y^{-1} given for the year 1984-1985 (Penner [101]; Liousse *et al.* [73], Cooke and Wilson, [34]).

The gridded emission sources of BC over the INDOEX zone are taken from the GEIA (Global Emissions Inventory Activity) database. It provides an annual emission inventory of BC per square degree over the entire Earth. We adapted this inventory over the domain under study. The version of the emission database used and available at the time of this study, is time-constant and not seasonal. We thus do not consider any diurnal or annual cycles in the emission rates, which of course may be questionable, but we lack accurate information on how the pollutant sources could be modulated.

The GEIA field is mapped in a longitude-latitude framework. On the other hand, RAMS uses a polar stereo-graphic system of coordinates, tangent to the earth surface in a point that is called the pole. Therefore, we first transform the source data into this special coordinate system prior to incorporating them in the model.

The main sources of BC are found in areas with high population density (cities such as Goa, Bombay or Calcutta) and in zones with a significant vegetal cover as the coastal zone, the northern part of India and the Ganges valley. The model domain does not take into account the emissions coming from regions outside of the model borders (such as the emissions from the southeast of Asia), but we allow the transported pollutants to flow out of the model limits. Also, we assume that the major regional sources are inside the modeled domain, and that no significant reverse flow is observed at the boundaries from external polluted areas.

4.4.3.c *Aerosol sink*

Based on METEOSAT-5 satellite observations (Léon *et al.* [70]; Roca, personal communication), and data from Indian meteorological ground stations, we conclude that rainfalls were light and very rare during March 1999. Observations show also that a significant cloud cover existed only at the southern part of our simulated INDOEX zone. Therefore, clouds and rainfall cannot be considered as a significant sink for pollutants near the coast of India and over the Northern Indian Ocean (NIO) and Arabian Sea. Consequently, we neglect the removal by wet scavenging as a first approximation. Thus, the only possible sink for pollutants is dry deposition. In order to obtain an appropriate value for the dry deposition velocity for different types of particles, we use a set of formulas (Seinfeld, [128]) that allow to calculate the drag coefficient of a sphere for a given size and density. For BC, the mean volume radius seems to be quite small, of the order of 0.1 μm or less (Liousse *et al.* [73]), and the density would be close to 1.5 g cm^{-3} . From Stokes law, such a particle has a deposition velocity less than 0.002 mm s^{-1} , which is quite negligible. A particle as large as 1 μm in radius has a fall velocity of about 0.2 mm s^{-1} . Therefore, we neglect this phenomenon, except in the first layer near the surface, where a uniform turbulent deposition velocity of 2 mm s^{-1} is applied.

The results from the simulation of the BC transport over the modeled domain during the March 1999 period are presented in next sections. First of all, we describe the main pattern of the wind and cloud system. Then, the horizontal and vertical distributions of BC concentrations are presented. The

one aim of this simulation is to find the characteristics of the regional pollutant redistribution in space and time. Future studies will improve the accuracy using a more fine spatial description and will include, in particular, a more detailed emission database. Finally, we show qualitative and quantitative comparisons between the model results and the observations from the INDOEX campaign.

4.4.4 Model results

In view to avoid transient artefacts due to the initial condition (no pollutant), we first run the model during a 15-day period (second part of February 1999). We do not display the results, which have been used to check the filling of the atmosphere with pollutant : after a 2-week run, the atmospheric loading may be considered as complete, and the further variability has physical meaning. We consider the BC evolution after a 2-week run, i.e. from 1 March 1999.

4.4.4.a Modeled cloud field

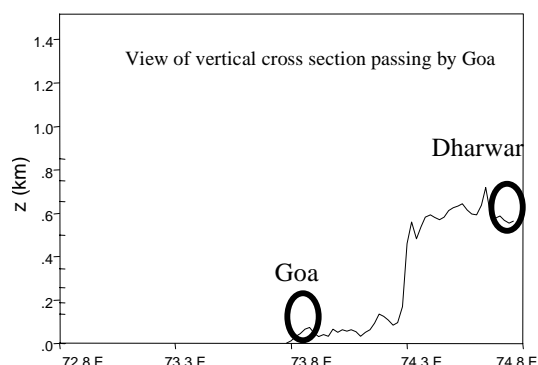


FIG. 4.9 – View of cross section at Goa. Goa is near the sea and Dharwar is on the plateau

As seen previously, during February and March the area is generally cloud free. However, some cloud convection can be observed in the south of India and near the ITCZ. Also, the convection can be triggered by local features such as the sea breeze near the coast (at Goa). With the flow from the sea, the pollution plume goes up and reaches the plateau with the help of the relief of the Western Ghats (Figure 4.9).

Here, pollutants mix with further pollution from the city on the plateau (Dharwar) and a convection process appears and redistributes pollutants, which can reach high altitude. Convection and clouds play an important role in the redistribution and wet deposition of pollutants, but these processes occur over a limited area. With the model grid resolution of 100 km, we cannot expect to have a detailed description of the convection process, nor of the clouds and their effects on the cycle of pollutants. Nevertheless, cloud liquid water, averaged over the atmospheric column content given by the model, is in good qualitative agreement with the cloud satellite images processed by LMD (Laboratoire de Météorologie Dynamique, Roca, personal communication).

4.4.4.b Wind field

The wind pattern is a function of the altitude : it is fairly complex near the surface because of the relief and boundary layer circulation, and smoother (synoptic flow) around 4 km. We choose here to present only the wind pattern at 1200 m above surface, which corresponds to an anthropogenic pollutant transport layer (as suggested in Section 1, and also from the model study, see Section 4.4.4.e). Figure 4.10 shows three main wind patterns during March 1999. We can distinguish a Northwest

flow (for example on 17 March, Fig. 4.10a), a Northeast flow, or winter monsoon (e.g., 19 March, Fig. 4.10b) and a North flow (e.g., 26 March, Fig. 4.10c).

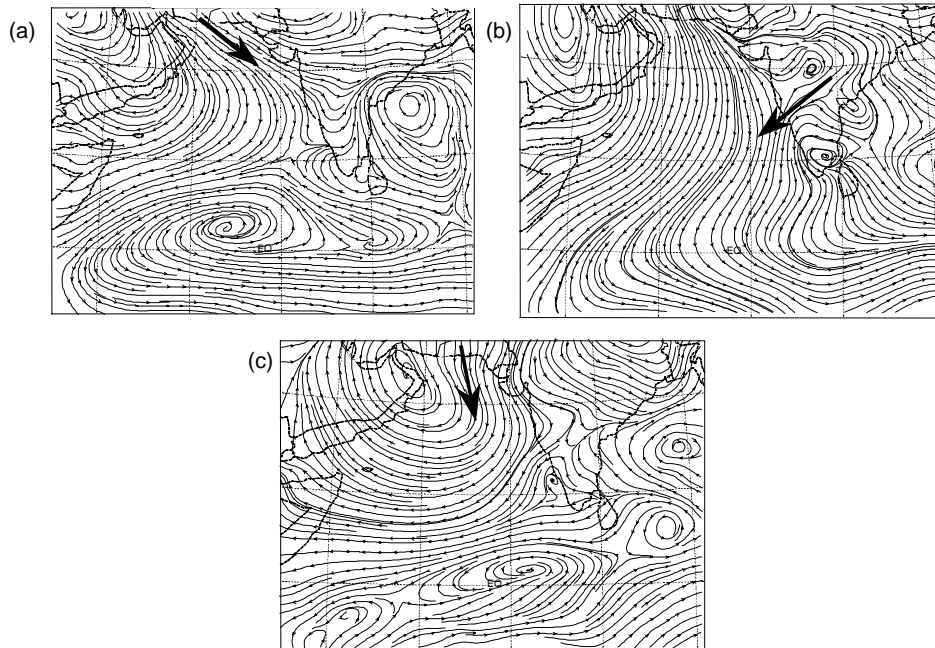


FIG. 4.10 – Three main simulated horizontal wind patterns at 1200 m, 0600 UTC, Fig 3a : Northwesterly simulated wind, 17 March, 1200 m above surface, 0600 UTC ; Fig.3b : North-easterly simulated wind, 19 March, 1200 m above surface, 0600 UTC ; Fig 3c : Northerly simulated wind, 26 March, 1200 m above surface, 0600 UTC.

These patterns influence the spatial distribution of pollutants. There are a number of different sources (Calcutta, Bombay, Goa, Arabia, Tahar Desert, northeastern cities of India, such as Delhi and Bangladesh, . . .) from which the pollutants can be spread over the ocean, or can reach the west coast of India, or can stay over the Indian continent according to the wind pattern. These patterns suggest that mixing of pollutants and modification of the physical and radiative aerosols properties are possible. However, such chemical interactions are not taken into account in the present work.

4.4.4.c Horizontal distribution of BC

The general view in Figure 4.11 shows the horizontal distribution of BC at 1200 m over the surface : the BC plume, originating in India, extends over the NIO and the Arabian Sea following a southwest axis. This direction is obviously the classical winter monsoon flow.

However, if we examine these figures in detail, we notice some particular features : under the NW influence (Figure 4.11a), the BC pollutant plume gets narrower along its NW-SE axis. The western Indian coast is under the influence of the pollution originating from the northern and northwestern cities. In case of dust emission on the northern and northwestern deserts, this situation is responsible for the presence of crustal aerosol over India ; this same case brings additional sulphur species from the Saudi region (Minvielle *et al.* [88]). In Figure 4.11b, the prevailing direction over the north Indian Ocean is NE, and the BC pollution from Calcutta Bay seems to have some influence over this area. The plume transverse direction (NW-SE) looks broader than in the previous case. The last case (Figure 4.11c) results in a deformation of the BC pollution plume, with BC isolines almost zonal. This situation is likely to bring desert particles over NIO and India, too. We can conclude that aerosols from various origins may travel and probably mix over long distances.

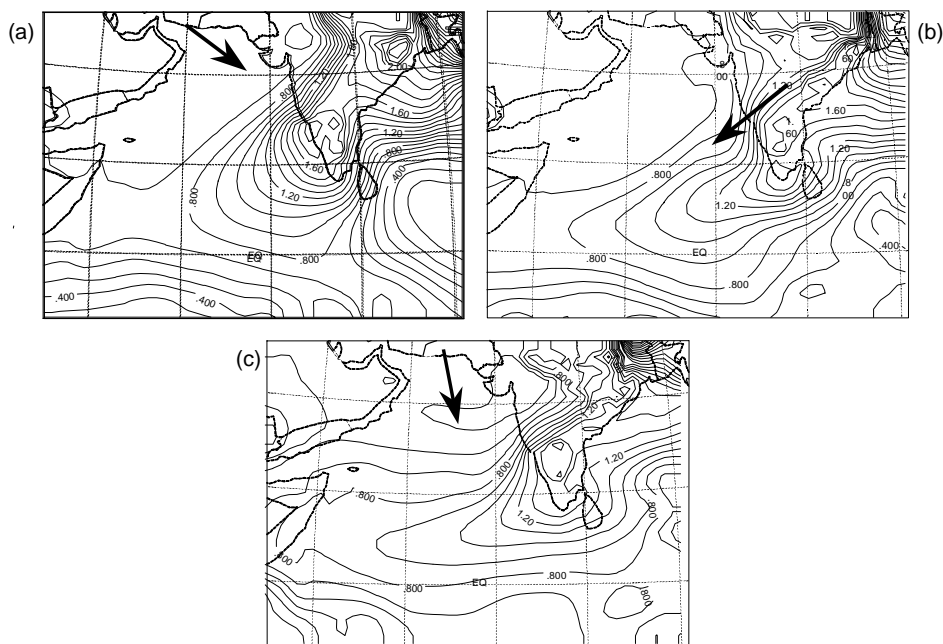


FIG. 4.11 – Simulated horizontal black carbon (BC) concentration ($\mu\text{g.m}^{-3}$) at 1200 m, 0600 UTC ;
 a : Simulated BC concentration ($\mu\text{g.m}^{-3}$), 17 March, 1200 m, 0600 UTC. Arrows refer to wind direction (see Figure 4.10). b : Simulated BC concentration ($\mu\text{g.m}^{-3}$), 19 March, 1200 m, 0600 UTC. c : Simulated BC concentration ($\mu\text{g.m}^{-3}$), 26 March, 1200 m, 0600 UTC

4.4.4.d A first qualitative validation

The Meteosat satellite image (Leon *et al.* [70]) of 19 March (Figure 4.12a) displays the 550 nm AOD distribution. We note that AOD may reach high values (of the order of 0.7) over large areas. These high values are situated in Calcutta and the Bay of Bengal and over the west coast of India, in particular the Goa region.

As we study only BC here, only a qualitative comparison can be made between the satellite observations of optical depth and modeled BC contribution, because the former is the result of a complex set of aerosols : the satellite image gives the contribution to the optical depth of all particulate atmospheric pollutants. However, BC is an important contributor to AOD over the region (Rasch *et al.* [113] ; Léon *et al.* [70]) and the plume in Figure 4.12a may be considered as representative of the total aerosol content (note that no desert dust event was reported for a few days before 19 March). Therefore, a qualitative model validation is possible : comparison between Figure 5a and Figure 5b shows some agreement between the AOD observation and the estimation of the modeled (BC) aerosol columnar content. The situation of 26 March is very different : the Meteosat image (Figure 4.12c) shows that the pollution plume has shifted eastwards on the Western Indian coast. The model BC (Figure 4.12d) is consistent with this observation. Note that in the Meteosat observations (4.12a and 4.12c), the left part of the figures exhibit colour areas, not visible in model Figures (4.12b and 4.12d). The reason is that the former do not account for dust and sulphur compounds, more likely to be found in these areas.

4.4.4.e Vertical structure of BC

The vertical structure indicates how pollutants are transported, and if they are mixed vertically. Figure 4.13a shows the simulated vertical BC distribution (in mg m^{-3}) at Goa and Figure 4.13b

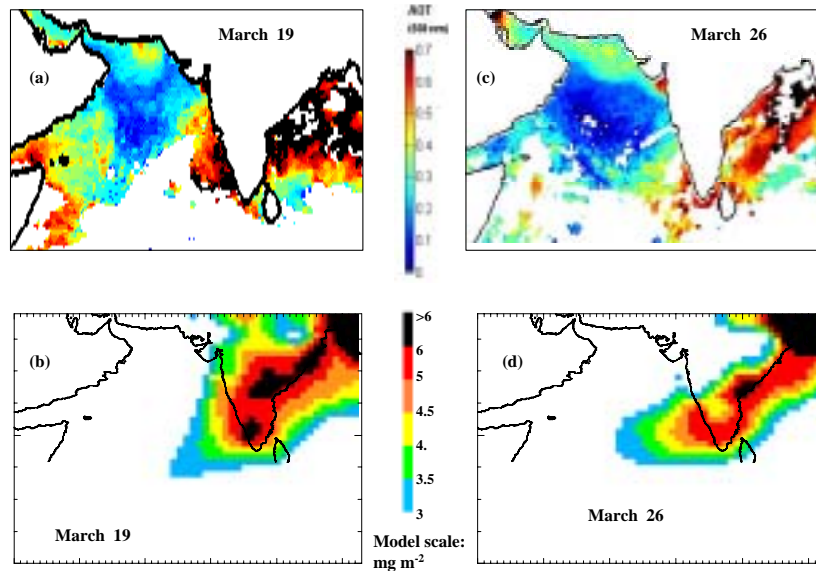


FIG. 4.12 – *Qualitative comparison between MeteoSat 5 Atmospheric Optical Depth (Léon et al. [70]) and model BC columnar load, for two different days of March 1999. Fig. 5a and fig. 5b are MeteoSat observations (19 March and 26 March) ; fig. 5c and fig. 5d are model results for the same days*

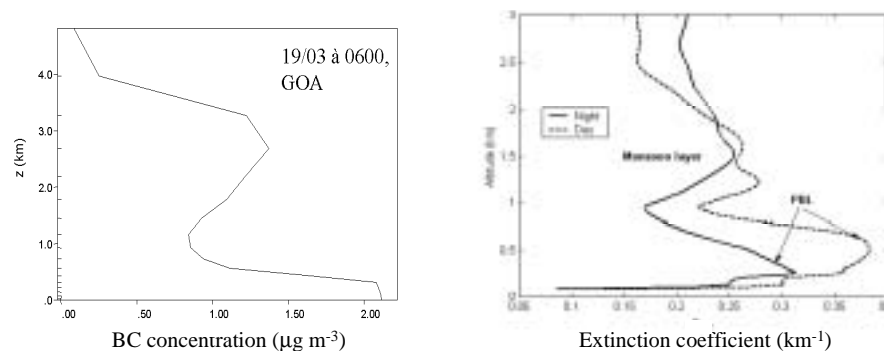


FIG. 4.13 – *a : Vertical distribution of BC ($\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) (simulated ; grid of 100 km) at Goa on 19 March at 0600 UTC. b : vertical profile of extinction coefficient (km^{-1}) at Goa from Lidar (solid line : night, dash line : day)*

presents the observations of extinction coefficient. These observations were made during 1 to 15 March, with a monochromatic (523 nm) micropulse lidar (MPL) (Spinhirne [130]) operated at the Goa station (Alfaro *et al.* [4]; Chazette *et al.* [22]). Extinction coefficient profiles were retrieved using the Klett algorithm (Klett [65]). The sensitivity of the retrieved extinction coefficient profile on the input parameters is described by Chazette *et al.* ([21]). We compare the model BC concentration and the lidar extinction coefficient. Figure 6 shows a typical example of such a vertical profile at Goa. In Figure 4.13a (model), we notice a maximum in BC concentration between 2 and 3 km. On the other hand, the lidar observations in Figure 4.13b exhibit two maxima. One maximum is situated between 1 and 2 km, and another between 300 m and 1 km. This second maximum is not obvious in Figure 6a. However, in this paper, we focus on scales much larger than local : with a simulation using a grid resolution of some tens of kilometres, it is not possible to retrieve the vertical distribution with the same degree of detail.

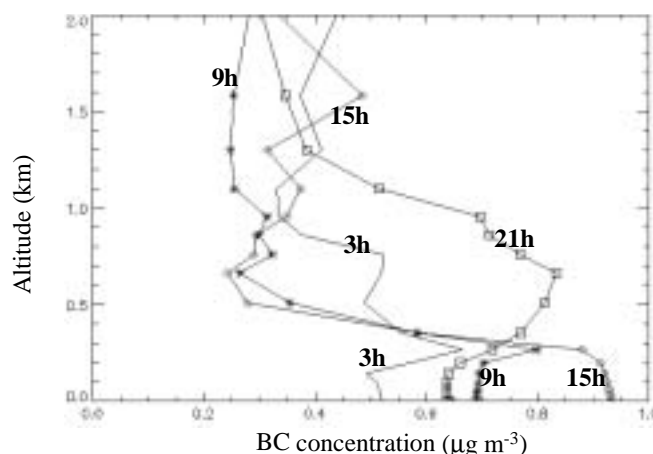


FIG. 4.14 – Vertical profile of BC concentration ($\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) at Goa modeled with 2 km resolution grid

The observed double maximum probably derives from the shape of the Western coast. This coast is characterized by the Western Ghats, a continuous cliff-shaped relief (average $700\text{ m} \pm$ some hundreds meters) which terminates rather sharply the Indian plateau. We may retrieve the second maximum (near surface) with the use of a fine model grid : with a grid resolution of 2 km, centred at Goa, we obtain a vertical structure that appears much more complex, and the two maxima appear (Fig. 4.14). We can note also that the vertical structure strongly varies during the day. With the help of lidar observations and RAMS model simulations, Léon *et al.* [70] show that the pollutants follow two different transport levels during the day and the night. During day time, the transport occurs between 1.5 and 3 km, which corresponds to the monsoon layer and also to the upper branch of the sea breeze. During night time, the transport is near the surface and corresponds to the marine boundary layer (MABL) below 1 km, and the land breeze.

If we look at the vertical structure away from the Indian coast, at Male (4°N - 72.8°E), we observe in the same way the double transport layers. This is shown in Figure 4.15, which is the airborne lidar cross section along track (from 9°N - 71°E to 4°N - 73°E) on 7 March 1999.

These data were recorded by an airborne lidar, LEANDRE-1, onboard the Mystère 20 aircraft measuring the aerosol backscatter vertical profiles over the Maldives Islands and to their north. In order to understand this lidar cross section of the atmospheric layer, we assume that (i) the plume between 1.5 and 3 km corresponds to the monsoon layer, or a return flow of sea breeze over ocean (Pelon *et al.* [100]) and that (ii) the plume below 700 m corresponds to the MABL.

Back-trajectories (Pelon *et al.* [100]) show that air masses arriving over Male below 1 km originate on the west-ern coast of India, and that parcels that travel at altitudes between 1.5 and 3 km come

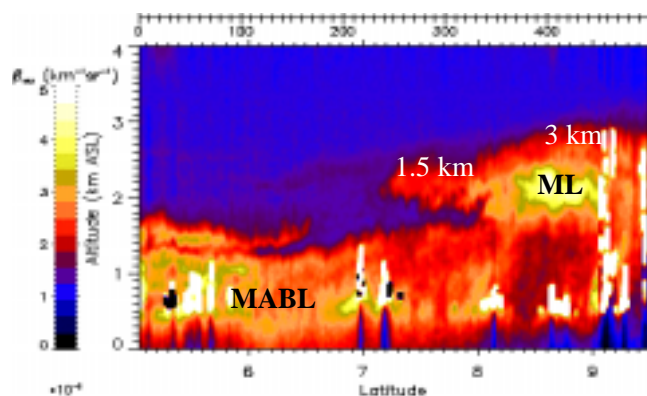


FIG. 4.15 – Airborne lidar cross section along the track (from 9°N - 71°E to 4°N - 73°E), on 7 March. Two transport layers were distinguished : one at high altitude corresponding to the monsoon layer (ML) and one in lower layer corresponding to the marine boundary layer (MABL).

from the eastern coast of India. The transport by the monsoon layer (at altitude) favours long-range travel. We conclude that our simulations are in good qualitative agreement for the spatial distribution and allow us to interpret the observations from satellite or lidar.

4.4.5 Quantitative validation

The last step in evaluating our model results consists of comparisons between modeled BC concentrations and aircraft or local measurements.

4.4.5.a BC concentration measurements from the C130 aircraft

In order to check the model accuracy with regard to BC estimations, we use results gathered by the NCAR C130 aircraft during the INDOEX intensive field phase. Chemical characterisation of carbonaceous aerosols was performed on fine fraction aerosol samples (aerodynamic diameter $D_p < 1.3 \mu\text{m}$) collected on quartz filters (Mayol-Bracero *et al.* [82]). Samples were analysed using the evolved gas method (Novakov *et al.* [96]). From these measurements, an extensive database on mass concentrations of fine carbonaceous particles over Indian Ocean region was obtained (Mayol-Bracero *et al.* [82]). On Figure 4.16 we display the BC mass concentrations from the model and from the measurements, between the surface and 5500m. On this figure, the data are plotted for the following days : 9, 13, 16, 19, and 25 March, and for latitudes ranging from 2°S to 10°N .

As a general rule, the experimental cluster (open symbols) and the model cluster (full symbols) of BC mass concentrations are not far from each other. Values measured and simulated are between 0 and $2.3 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, except two measured points that reach 4.7 and $6.3 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. We consider these values to be extreme and unrepresentative. In some cases, the model and experimental values are very close, and very different in a small number of cases. Nevertheless, the simulated values roughly agree with the experimental data. If we compare the values in both hemispheres, the southern BC concentrations in the lower layer (0 - 1200 m) do not reach $2.5 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ like in the northern part. Above this layer (1200 - 5500 m) the BC value in the southern part is not significantly greater than zero. We may conclude that the mesoscale model, with a grid resolution of 100 km, gives results for BC distribution in good quantitative agreement with experimental data.

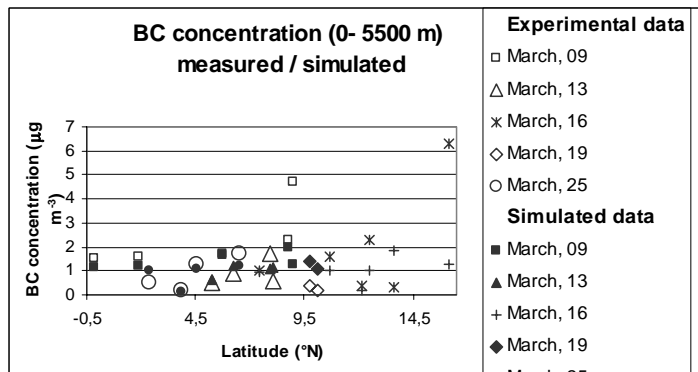


FIG. 4.16 – BC concentration ($\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) from experimental data (from aircraft C-130 measurements) and simulated data, on 9, 13, 16, 19 and 25 March, into layers (0-5500m).

4.4.5.b BC surface concentration measurement at Goa base station

During the IFP, an aethalometer (model AE14, Magee Scientific), was operated at Goa and recorded the BC equivalent concentration at the surface (BC is defined as the light-absorbing component of carbonaceous aerosols). The measurements have been calibrated (Alfaro *et al.* [4]) using the protocol defined by Ruellan and Cachier *et al.* [123]). The residual error is close to 10%. Figure 4.17 displays the BC concentrations, averaged over 24-hour periods, from 1 to 25 March, either measurements (open diamond) or model (solid line).

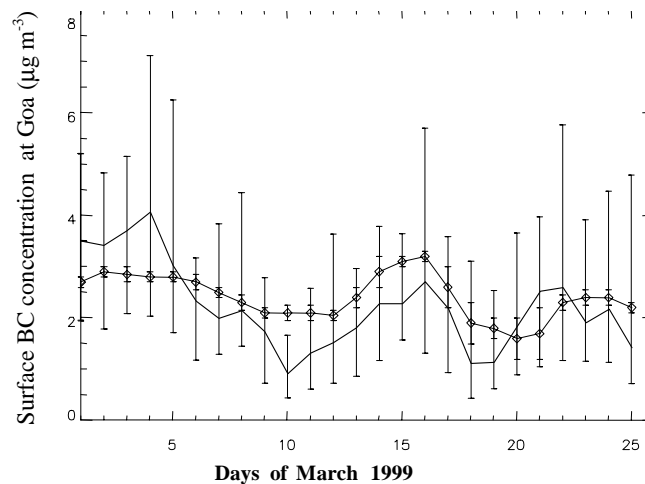


FIG. 4.17 – 24 hour average values of BC measurements during 1 to 25 March (open diamond) and estimated by the model (solid line). Vertical bars represent the model diurnal range.

When comparing both curves, the shape of the simulated concentration is in good agreement with the measured curve. On a quantitative basis, the model seems to underestimate or overestimate the experimental values, depending on the period. The variability bars on the model curve represent the effect of the diurnal stability. The BC measurements show three peaks : on 4, 16 and 23 March. The model generally retrieves these features (with a phase advance for the maximum in the last decade). As the model uses a constant emission source, the modeled maxima are governed by meteorological features only. The decrease at the end of March is probably connected to north-westerly flow advecting a dust event from Arabia (this dust event is analysed in part 2), which brings in air masses somewhat less polluted in BC : air masses advected from NW (corresponding to the third wind pattern

described in section 4.4.4.b) are rich in dust but relatively poor in BC. Again, we note that, because of the large grid size it was not possible to expect a retrieval of all the variability of the pollutant cycle, which is maybe in part due to the diurnal cycle (sea breeze and vertical stability). Further studies with finer grid sizes are in progress (an example is given in Figure 4.14).

4.4.6 Conclusions

In this paper, we present a mesoscale simulation of the transport of BC, an important primary aerosol, over the "INDOEX region", which extends from 40°E to 100°E and from 5°S to 30°N. The transport is complex and involves many sources. A mixing of aerosols from different sources has been shown to be quite likely. The aerosols are transported over the northern Indian Ocean and the Arabian Sea in at least two layers, one at altitude (monsoon layer) and one near the surface (marine boundary layer) and over long distances.

The particulate pollutants could have a strong radiative effect, the importance of which can be seen from the fairly high optical depth in satellite imagery (about 0.7 at 550 nm). In particular, the optical depth is very high in the polluted regions, such as the Bay of Bengal, near Goa in the west coast of India, and near Saudi Arabia when dust events occur. The modeled BC fields are in good qualitative agreement with optical depth observed by satellite and lidar. The results of the simulated BC concentration are in good quantitative agreement with BC concentration measurements from a ground-based aethalometer at Goa, and with airborne measurements over the entire "INDOEX region", particularly over the northern Indian Ocean.

The model scale, i.e., the mesoscale, looks well suited to describe the aerosol transport over the "INDOEX region" and to account for the spatial and vertical distribution of aerosols. However, the accurate retrieval of some smaller-scale features (e.g., the sea breeze) requires a smaller grid size. The synergy of the RAMS model and the available data helps in understanding the very complex problem of aerosol mixing when a large set of pollutants is present. With the GEIA pollutant inventory used here, the model can represent the general features of the atmospheric cycle of BC. However, an emission grid scale smaller than 100 km is needed to better retrieve the vertical distribution and local phenomena.

A more realistic simulation would also take into account the important aqueous or gaseous chemical reactions. This tool is under development in our laboratory and includes specialized modules (dust/radiation interaction, wet scavenging, improved dust scheme). In a companion paper, the sulphate and mineral dust cycles and their transport and physical evolution are diagnosed by the model. All of these aerosols have significant radiative effects on the climate (Andreae [9]). A feedback loop involving these radiative effects could be possible (Ackerman *et al.* [1]). Radiative aerosols effects may influence directly the temperature of the atmosphere and the surface and thereby the relative humidity, and indirectly the development of clouds.

4.5 Simulation numérique du transport, partie 2 : aérosols continen- taux et leur épaisseur optique

MODELING THE TRANSPORT OF AEROSOLS DURING INDOEX 1999 AND
COMPARISON WITH EXPERIMENTAL DATA.
PART 2 : CONTINENTAL AEROSOLS AND THEIR OPTICAL DEPTH.

F. Minvielle, G. Cautenet, F. Lasserre, G. Foret, S. Cautenet, J.F. Léon, M. O. Andreae, O. L.
Mayol-Bracero, R. Gabriel, P. Chazette, R. Roca.

Abstract In order to provide a framework to elucidate the problem of aerosol mixing from different sources and its chemical and radiative implications, we present a 3D simulation of the redistribution of three atmospheric contaminants during the INDOEX Intensive Field Phase (IFP) in March 1999 : black carbon (BC) as a carbonaceous aerosol marker, SO_2 (a sulphate precursor) and soil dust. In Part 1 of the paper, we focussed on the spatio-temporal redistribution of BC, because : (i) it allowed us to present the methodology ; (ii) we could provide a first model validation because a large set of BC measurements is available and, unlike SO_2 , it is chemically inert ; (iii) BC is an important contributor to Aerosol Optical Depth (AOD). In both parts of the paper, we use the CSU RAMS mesoscale model coupled with the GEIA and EDGAR emission databases (for BC and SO_2 , respectively), and an online aeolian dust uptake scheme. The area under study ranges from $40^\circ E$ to $100^\circ E$ and $5^\circ S$ to $30^\circ N$, and the modelled period is the month of March 1999. Similar to what we demonstrated for BC in Part 1, comparison with available observations suggests that the model results are realistic for dust and SO_2 . Mineral dust is found to be a major component of the atmospheric column in the north of the INDOEX area when dust outbreaks occur, but in the south, anthropogenic aerosols (carbonaceous and sulphates) predominate. Finally, we provide an estimate of total optical depth from continental aerosols : BC, dust and sulphate.

4.5.1 Introduction

The overall climatic effects of atmospheric aerosols remain poorly known, but are likely to be of considerable magnitude compared to the effect of the greenhouse gases (Schwartz and Andreae, [127]; Anderson *et al.* [7]). The radiative properties of the various species, their evolution (aging), their combined effects (external or internal mixing) are still open problems : the aerosol radiative, chemical or microphysical effects may be not simply additive (external mixing), but may result from intricate interactions (aging, internal mixing), as suggested by observations (see e.g., Ross *et al.* [122]). It is quite realistic to expect that all these phenomena control the subsequent physical, chemical and radiative properties of aerosols in a very complex way. A good knowledge of these properties is nevertheless necessary in view to build realistic climate scenarios. For instance, observations over the Indian Ocean suggest a control of cloudiness by continental aerosol layers (Ackerman *et al.* [1]) : this may result from aerosol CCN properties, but also from some complex radiative-dynamics feedback (Hansen *et al.* [51]). These facts illustrate the interest of the international INDOEX (INDIAN Ocean Experiment) field campaign. One of the major goals of INDOEX was to assess the climate impact of the pollution plume from the Indian subcontinent (Ramanathan *et al.* [112]). In-situ and remote measurements during INDOEX strongly suggest that the observed aerosol consists of complex mixtures of particles : anthropogenic, marine, and mineral dust. The aerosol variability was observed to be quite large, in time, in space and in nature over the Arabian Sea and the Northern Indian Ocean (NIO) : carbonaceous particles (organic and black carbon from biomass burning, industrial combustion and traffic), anthropogenic sulphate and nitrate aerosols, aeolian desert particles from the surrounding deserts (Saudi Peninsula, Iran, Pakistan, Baluchistan, Thar desert in the NW of India,

etc.). Sea-salt particles are present too, along with secondary aerosols from DMS (dimethylsulfide) oxidation. Because of their often substantial concentration, the sea-salt aerosols must be mentioned here, even though their origin is marine and they are therefore outside of the scope of this discussion (Moorthy *et al.* [89]); however, their optical impact is weak due to their small extinction efficiency (Andreae [9]).

A mesoscale model may be a useful tool to help investigate the complex aerosol dynamics and chemistry. Once it has been established that the model accurately describes the atmospheric cycle of an inert tracer, it is possible to test more complex scenarios. For instance, such a model may be useful in a closure experiment : from surface chemistry and radiation measurements at various stations (land or ships), hypotheses based on an aerosol model may be tested as long as the model retrieves a reasonable column content of various aerosols types, and provided that a realistic aerosol emission map is available. Another possibility is to study with such a model the dynamics/radiative/microphysics feedback between aerosols layers and cloud cover. In the first part of this paper (Minvielle *et al.* [87]), we have tried to test the first requirement (model accuracy) : the atmospheric cycle of black carbon (BC) as a carbonaceous particles marker has been described for the INDOEX IFP. The Colorado State University RAMS (Regional Atmospheric Modelling System ; Pielke *et al.* [105]) model was coupled on-line with the EDGAR (Emission Database for Global Atmospheric Research) inventory. Comparison between model and observations was found to be rather satisfactory, which validates the method to some extent. More information about the configuration of RAMS may be found in Minvielle *et al.* [87].

In this Part 2, we present a mesoscale simulation of the cycle of two other major continental aerosol types, sulphate and mineral dust, in the region during the INDOEX IFP (in March 1999), along with an attempt to describe the resulting AOD. As in Part 1, the simulations use the RAMS mesoscale model and specialized emission modules. We focus on : (i) modelling of the transport of sulphate and wind-blown soil-dust aerosol ; and (ii) an estimate of the visible AOD of carbonaceous, sulphur and dust particles. Here, SO_2 is considered as a sulphate precursor. Its emission inventory is the Global Emission Inventory Activity (GEIA) database. For soil dust, we have coupled the RAMS model with a module describing the atmospheric cycle of mineral aerosol. This module consists of a dust source code, hereafter referred to as the DPM (Dust Production Model ; Marticorena and Bergametti, [79] ; Marticorena *et al.* [80] ; Alfaro and Gomes, [5]), which describes dust uptake or deflation. We have included a spectral bin scheme and a description of dry removal (Cautenet *et al.* [14]). As for BC in Part 1, the model is validated as far as possible using quantitative and qualitative observations at various scales : satellite imagery, aircraft and surface data. After a brief summary of BC results, we describe the model characteristics relating to the horizontal and vertical redistribution of SO_2 and soil dust ; finally, we draw tentative and partial conclusions about the contribution to optical depth by the species studied. Throughout the paper, we use the words "pollutant" or "contaminant" to denote these minor atmospheric constituents, whatever their origin, either natural (dust) or anthropogenic (BC, SO_2). In this paper, "dust" stands for "natural dust" from aeolian deflation in desert sources only, ignoring any other kind of dust (e.g., from anthropogenic soil disturbance or other sources).

The simple approach used here may be considered complementary to the study conducted by Rasch *et al.* [113] or Collins *et al.* [32]. These authors provide extended tests based on assimilation of aerosol data from satellite imagery and the use of a Chemistry Transport Model (CTM). Assimilation is used to eliminate the need for an accurate pollutant source. Therefore, their studies focus on the capability of the model itself to accurately predict the aerosol concentration.

4.5.2 The modelled area and the pollutant sources

4.5.2.a The modelled area

Our domain is the same as in Part 1 : it ranges from 40°E to 100°E and from 5°S to 30°N (Figure 4.18)

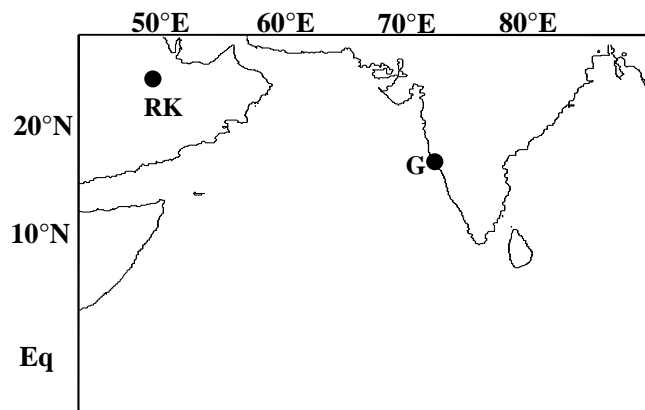


FIG. 4.18 – Map of the modeled area. The letter G stands for Goa (surface station ; 15°29'N, 73°49'E) ; the group RK represents Rub al Khali (22°N, 50°E).

We use a large grid with a 100 km horizontal grid step, comparable to the BC, SO_2 and dust source fields, which have a space step of 1° by 1°. The ECMWF database (analyzed meteorological fields) is used for model initialization and periodic nudging. As in the BC simulation, we start the runs from very low values (almost clean atmosphere), in order to assess the effect of regional sources.

4.5.2.b The SO_2 and dust source fields

The SO_2 database Anthropogenic sulphate is a secondary aerosol, which mainly originates from sulphur dioxide (SO_2) emissions. The EDGAR (Emission Database for Global Atmospheric Research ; Olivier *et al.* [99]) database provides many pollutant emission maps, including SO_2 annual emissions per 1° grid square⁵. The Indian SO_2 production is mainly located along the western coast, with a maximum at Bombay (19°N), and another maximum at the southern tip of India ; the east coast production is located between Madras (13°N) and Calcutta (23°N). The contribution from the inner part of the country is much smaller (by a factor of about 5), except at the very northern part, or the Ganges valley and delta. We note other sources, smaller in area but with quite high flux densities, north and south of the Persian Gulf. The rate of transformation of SO_2 into sulphates was based on a crude assumption, which will be further discussed below.

The soil-dust aeolian source and the dust scheme The dust emission model used here was developed by Marticorena and Bergametti [79] and Marticorena *et al.* [80]. In this model, the wind-blown dust flux is governed by two factors : the size distribution of the erodible particles at the soil surface, with a variable saltation threshold according to the aggregate size, and the distribution of the surface roughness, which controls the availability of the wind energy to be transferred to the soil particles. Each soil type has an emissive capability. This model needs only the wind value at 10m above ground surface. It has been verified with various experimental data (Marticorena *et al.* [80]), including Meteosat IR information in order to identify the dust uptake (Legrand *et al.* [67]) over West

⁵These data are available on the website : <ftp://info.rivm.nl/pub/lae/EDGARV20>

Africa, and surface visibility data over East Africa and Saudi Arabia. The ECMWF 10-m analyzed wind field was used as input. These authors have mapped the emissive properties of a great part of the desert areas with a $1^\circ \times 1^\circ$ square grid, based on a combination of the main soil types that make up every square. We have coupled the DPM, i.e., their dust emission algorithm on-line with the wind field from RAMS. The dust is taken up, and then redistributed in the first model levels, diffused by turbulence, advected in three dimensions and deposited by gravity (or any scavenging mechanism). In our simulations, we use a spectral representation, i.e., the dust mass flux is redistributed over 20 size classes (20 discrete bins). The spectrum has three lognormal mass components with radii : 0.75 μm , 3.35 μm and 7.1 μm , and logarithmic standard deviations 1.7, 1.6 and 1.5. The respective weights of each mode in the initial spectrum, i.e., during the dust rise and before any deposition, are governed by the available kinetic energy of the saltating aggregates (Alfaro *et al.* [6] ; Alfaro and Gomes, [5]) : the higher the wind speed, the larger the small modes (submicronic particles are more and more predominant when wind increases). We adopt a mineral aerosol density of 2.65 g cm^{-3} (Marticorena and Bergametti, [79]). For all these processes except dry removal, we have used the built-in "inert tracer" facility of RAMS : this scheme provides advection, diffusion and time evolution of any passive scalar. This framework allows a suitable treatment of dust, because the particle removal processes (gravity or scavenging) need a spectral approach, and a spectral description of particle distributions is more convenient for further and more detailed optical treatment of dust radiative impact.

Interpolation of the sources on RAMS domain The three pollutant source fields are mapped in a longitude-latitude framework. On the other hand, RAMS uses a polar stereographic system of coordinates, tangent to the earth surface at a point that is called the pole. Therefore, we first have transformed the source data into this special coordinate system prior to incorporating them into the model.

Pollutants sinks The present paper does not claim to be exhaustive (only a few aerosol types are considered, even though those studied here are the most important), and takes advantage of some natural simplifications. For instance, we can neglect as a first approximation the removal by wet scavenging, as rains have not been reported to be frequent or heavy during March 1999 over the Arabian Sea and NIO, as stated in Part 1. For soil dust, we consider dry scavenging by gravitational forces over the whole atmospheric column. Seinfeld ([128]) provides a set of equations to calculate the drag coefficient of a sphere with a given size and density. This coefficient depends on the Reynolds number. We have used an iterative process to build a fall speed formula as a function of size. Each bin is processed independently, so that the larger particles are expected to be removed quickly. The evolution of the spectral shape is therefore accounted for in a natural way. The main dry sink for SO_2 and subsequent sulphate aerosols is the turbulent deposition near the surface, as the fall velocity is assumed to be negligible, in the same manner as for BC (see Part 1). We consider a uniform turbulent deposition velocity of 0.2 cm.s^{-1} in the first layer above the surface. Independent of the gravitational settling already mentioned, we apply this turbulent deposition scheme also to dust in the first layer. For all the pollutants investigated, we allow the transported species to flow out across the model borders. We assume that (i) the major regional sources are inside the modelled domain, and (ii) moreover, no significant inflow exists at the boundaries from external polluted areas : otherwise, a net transport of matter could be missed by the model and the mass budget would be biased to some extent. Obviously, sources of sulphate (and carbonaceous) aerosols exist outside, but their effect is assumed not to have an important effect at least in the central part of the modelled area (NIO).

4.5.3 The modelled pollutant fields

We first present separately the distributions of anthropogenic SO_2 and mineral dust. In section 4.5.4, all aerosol types investigated (including BC, which we discuss in Part 1 of this paper) will be

gathered together in order to better understand the composition of the atmosphere as regards aerosols and their subsequent radiative impact, in particular the aerosol optical depth (AOD). The injection of the pollutants into the atmosphere is modelled as follows : at each time step, a given amount of tracer, estimated from the source intensity, is homogeneously diluted into the first 100m above the surface. This amount is transformed into a mixing ratio and added to the tracer, and consequently advected and diffused by RAMS in time and space. Moreover, at each time step, the deposition scheme modifies the concentrations.

4.5.3.a SO_2

We first present the SO_2 modelled field. The EDGAR (SO_2) source is used. As for BC in Part 1, we do not consider any diurnal or annual cycles in the emission rates, which of course may be questionable, but we lack accurate information on how the pollutant sources could be modulated.

Model results In order to avoid transient artefacts due to the initial condition (no pollutant), we first run the model during a 15-day period (second part of February 1999), as for BC in Part 1. We do not display the results, which have been used to check the filling of the atmosphere with pollutant : after a 2-week run, the atmospheric loading may be considered as complete, and the further variability has physical meaning. We consider the SO_2 evolution after this 2-week run, i.e., from 1 March 1999. Examples of the horizontal SO_2 fields at 1.2 km above the surface and at 0600 UTC are displayed in Figure 4.19a (15 March) and Figure 4.19b (17 March). The BC concentrations from Part 1 are shown in Figure 4.11c. As for BC, the SO_2 plume is characterized by (i) maximum concentrations over India, and (ii) a tendency to organize at large scale around an axis directed WE or NE-SW. We note maxima in SO_2 concentrations over the Bombay and Calcutta areas. Contrary to BC, SO_2 has also an important source in the NW part of the region, which introduces pollution over the Saudi Peninsula (oil industry). Moreover, the concentration levels are considerably greater (about 3 times) : they range between 2 and 6 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. Near the surface (results not displayed here), model concentrations are even greater (from 2 to 10 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$).

Figure 4.20 illustrates an example of the vertical structure of SO_2 concentrations at Goa. The shape is generally similar to the modelled BC profile (Part 1, Figure 4.13a). Even though no measured SO_2 profile is available at Goa, it is likely that it could be similar to BC, with two maxima. Again we obtain a maximum at about 2 km, whereas the second maximum (which is found, for BC, between 300 m and 1 km above the surface) is not obvious here. This may be explained by the large horizontal step (100 km). In Part 1, we have shown that use of a small grid step (of the order of one kilometre) allows us to retrieve this two-layered structure. However, it is not within the scope of this paper to examine the pollutant fields at such a detailed scale.

Comparison with experimental data Unlike for BC, the SO_2 concentrations cannot be compared directly with experimental data, because SO_2 is oxidized into sulphate and therefore does not act as a conservative tracer. The major pathway for SO_2 oxidation is through aqueous-phase reactions (after uptake by cloud or fog droplets). When cloud water is not available, a gas phase reaction (involving OH) may occur, transforming SO_2 into H_2SO_4 , which subsequently may be collected by aerosols or undergo homogeneous nucleation due to its low vapour pressure (Finlayson-Pitts and Pitts [43]). Because of the long travel times of pollutants in our simulations, the gas phase reactions may play an important role, and the concentration of sulphate could be roughly of the same order of magnitude than that of its precursor, SO_2 . During the INDOEX Intensive Field Phase (IFP) 1999, Norman *et al.*[94] (personal communication) have measured sulphates during a marine cruise and have derived a sulphur budget. Their data show that the percentage contribution of SO_2 to total sulphur (sulphates plus SO_2) is very low (about 4% in polluted areas and 8% in clean air), which suggests that most of

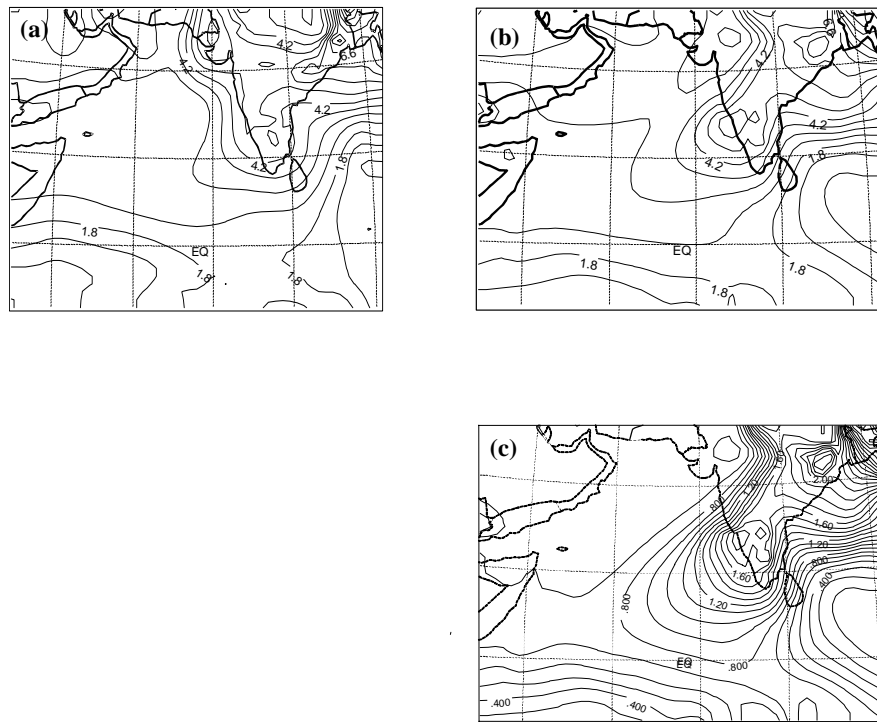


FIG. 4.19 – Simulated SO_2 concentration ($\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) at 1.2 km above surface at 0600 UTC, on March, 15 (4.19a) and March, 17 (4.19b). BC concentration ($\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) is recalled in Figure 4.19c.

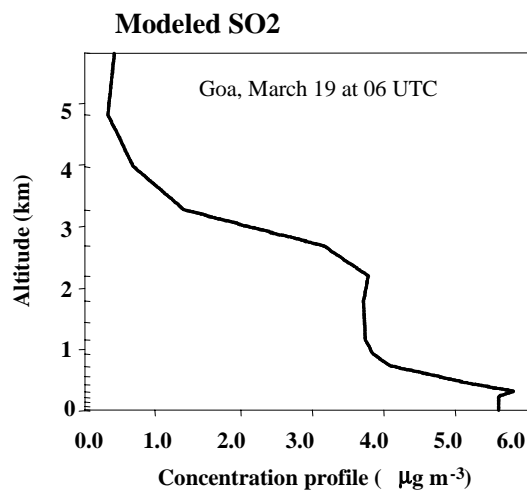


FIG. 4.20 – Simulated BC profile at Goa, March 8, 0600 UTC.

the SO_2 has been transformed into SO_4^{2-} . This efficient conversion of SO_2 to SO_4^{2-} is typical of the marine boundary layer (MBL), since air gets cycled frequently through small, non-precipitating (at least during the INDOEX IFP) cumulus clouds at the top of the MBL, and the oxidation of SO_2 is nearly complete after a single cloud cycle. In residual continental boundary layers that travel above the MBL, and are separated from the MBL by an inversion, cloud processing does not occur and SO_2 oxidation is much slower (Andreae *et al.* [8]). However, we adopt throughout this paper the hypothesis of a complete oxidation of SO_2 , at least in the marine boundary layer (MBL). In the rest of this section, we present experimental data which support this assumption. In view to compare the model sulphur data with experimental aircraft data, we make use of a new scalar, SOx, which represents the sum of SO_2 and SO_4^{2-} . If we neglect the sulphur sinks (rainfall), this parameter may be seen as a conservative tracer. We express its concentration as a mass of total sulphur by unit volume. The equivalent sulphur mass, SOx, reads therefore : $S = (1/2) SO_2 + (1/3) SO_4^{2-}$. This parameter is useful as long as both species (gas and particle) are likely to coexist, i.e., mainly at altitude.

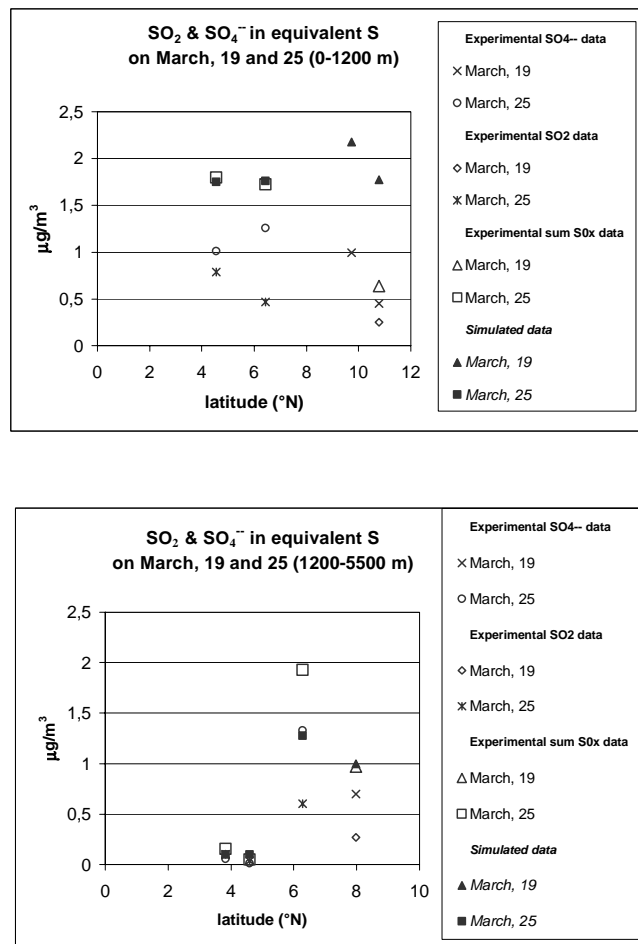


FIG. 4.21 – Examples of experimental and modelled sulphur concentrations ; (a) : 0-1200m above surface ; (b) : 1200m-5500m.

We first examine sulphate data gathered by ships near the surface. Norman *et al.* [94] during the 1999 IFP cruise find sulphate concentrations which range between 1 and $7 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, with an average value of about $5 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. The proportion of SO_2 to total sulphur (SO_2 plus sulphates) ranged between 4% and 8% : here, SOx is mainly made of sulphate, and the equivalent sulphur is $S = (1/3) SO_4^{2-}$: the observed SOx value ranges between 0.3 and $2.3 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ and the average value is about $1.7 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$.

Along the same cruise path, our modelled SO_2 concentrations exhibit a large variability, from 2.7 to $7 \mu\text{g.m}^{-3}$, and an average modelled value is roughly between 4 and $5 \mu\text{g.m}^{-3}$. The equivalent SO_x is therefore $2 - 2.5 \mu\text{g.m}^{-3}$, which is slightly higher but of the same order as the observed value. Earlier measurements made in this area (Rhoads *et al.* [120]) during the monsoonal transition (March and April 1995) show sulphate concentrations of about $3 \pm 1 \mu\text{g.m}^{-3}$ in the Maldives zone : SO_x would range between 0.7 and $1.3 \mu\text{g.m}^{-3}$. Our modelled SO_x for the same region varies between 1.2 and $1.8 \mu\text{g.m}^{-3}$. Once more, our data agree, with again some overestimation. However, such a comparison is much more risky, as the years are not the same.

A more global test, derived from the NCAR C130 data during the INDOEX IFP (March period), is given below. During the INDOEX IFP, sulphur data were collected from the C130. Gaseous SO_2 and particulate SO_4^{2-} concentrations are used as stated above in order to compare model results with observations (Figure 4.21). First of all, these data show that SO_2 is oxidized to SO_4^{2-} mainly in the MBL. Otherwise (in residual layers RL) over MBL, this process may not to be complete (Reiner *et al.* [117]; Gabriel *et al.* [46]) : up to 50% of SO_x remains as SO_2 near the coast. However, parallel measurements of SO_2 and SO_4^{2-} are rather scarce in the INDOEX database. We have used data from two flights (Flight 15 and 18, on 19 and 25 March, resp.). The results are displayed in Figures 4.21a and 4.21b. We compare experimental SO_x (open symbols) with modelled SO_2 (filled symbols) both expressed in equivalent S. In spite of a small number of cases (8), the order of magnitude of the modelled S concentrations is generally satisfactory.

4.5.3.b Desert dust

Now we present the evolution of desert dust concentrations. In contrast to BC and SO_2 , the dust emission flux is variable in time as the wind field changes above the dust sources. The model accounts for this variability due to the online coupling of the dust scheme to RAMS. In the model, dust is introduced into the atmosphere in a similar manner to BC and SO_2 , except that each of the 20 spectral components is injected separately, and subsequently advected and diffused by RAMS in time and space. The spectral deposition scheme modifies the concentrations at every time step.

Due to the large variability of surface winds, the aeolian dust has a very episodic source. Consequently, we cannot expect to reach any quasi-steady state, as is observed in the BC or SO_2 simulations. We start the dust run from a clear atmosphere (i.e., without any dust) on March, 1.

Emission fluxes and mass budget Dust production is a very sporadic phenomenon. We briefly report how the model describes the month of March 1999 with regard to dust mobilization in the region. During the first ten days of March, a strong dust event occurred on 1 March : about 3 Mt of dust were taken up. The next significant dust event took place on 5 March (about 0.4 Mt). The middle ten days of March provided 2.3 Mt of dust. During the last ten days, the modelled emission is 1.9 Mt, with 1.2 Mt between 24 and 26 March. The monthly budget is therefore of the order of 8 Mt. Figure 4.22 shows some examples of the modelled surface dust emissions during March 1999. A qualitative comparison is made with satellite imagery using the IDDI method (Legrand *et al.* [67]). This infrared observational method to estimate mineral dust loading over land is based upon a day-by-day analysis of the 12h00 UTC pictures of a given scene during a 2-week period in the Infra-red Meteosat channel (8-12 mm). The maximum IR radiative count is ascribed to the surface thermal response, i.e., a minimum atmospheric effect. The process eliminates the effect of short-lived phenomena such as clouds, as long as they do not represent a permanent cloud deck. The radiative IR difference (decrease) at 12h00 as compared to the maximum is ascribed to the atmospheric dust load. This allows deriving a dust index, the so-called IDDI (Infrared Difference Dust Index). This index ranges from 0 counts for a clear atmosphere to values as large as 35 counts or even more in case of high dust contents. Of course, the presence of clouds may hamper a complete retrieval of the dust pattern for a given day.

The main observed dust source is the Saudi Peninsula, even though secondary sources may be active. For instance, dust is emitted by areas around the Thar desert, NW of India (Figure 4.22-d). Finally, we can see in some instances that the satellite (IDDI) picture suggests a dust rise not accounted for by the model : the reason is that for the moment we have no information over some areas, such as Somalia (see, e.g., Figure 4.22c). However, we can state that this source is rather unimportant, because the wind pattern is not likely to bring dust from Somalia over the INDOEX area during the period under study.

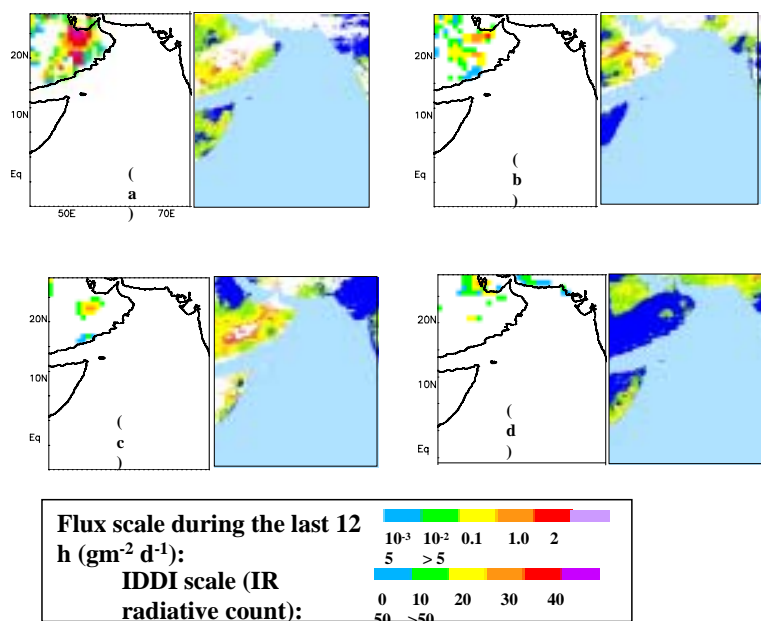


FIG. 4.22 – Model dust cumulated fluxes and comparison IDDI/model at 12 UTC : March 2 (a); March 5 (b); March 17 (c); March 23 (d). In each case, the left-hand part of the figure represents the model dust production as cumulated during the 24 past hours (in $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$); the right-hand part is the IDDI. The radiative infrared count is recalled on the colour scale.

We show in Figure 4.23 an overall budget of dust mobilization in the model domain. We display the horizontally averaged dust mass flux over the whole INDOEX area (whatever the nature of the surface, dust emitter or not) during a 10-day period, from 11 to 19 March. We also present a plot of the wind speed near the surface at a point that we refer to as the "dust source reference point". It is located at 22°N , 50°E , in the Rub al Khali desert (Saudi Arabia - see Figure 4.18). We note how surface wind controls dust production in the model : wind and dust flux are in phase. The phase agreement suggests that large dust uptake events occur under organized meteorological systems, when wind at a given place is representative of the whole wind field to some extent. The dotted horizontal line delineates a wind speed of $7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, a value commonly regarded as a minimum (threshold) wind speed for dust rise (Marticorena and Bergametti [79]).

Due to the peripheral location of dust sources, dust transport into the INDOEX area is dependent on the wind direction. The meteorological model results (not displayed here, but briefly discussed in Part 1) suggest that, for instance, dust mobilized on 1 or 12 March mainly travels outside our area (towards NE), whereas dust from 5, 15, 17 and 23 March can be advected in a SW direction into the modelled area. The same occurs during the dust event observed during the end of March : dust concentrations strongly increase in particular over the Western coast of India.

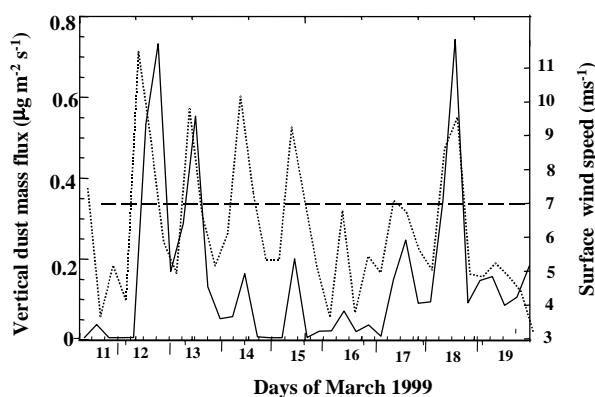


FIG. 4.23 – Horizontally averaged model vertical dust mass flux (black line, in $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) and the wind speed at the dust source reference point, 22°N , 50°E (red line, in ms^{-1}) from March, 11 to March, 19, 1999, over the INDOEX zone.

Modelled column dust load, concentrations and deposited mass In order to represent the dust trajectory, we have calculated the column burden, i.e., the integrated dust (mass) load existing in a vertical atmospheric column (Figure 4.24). This parameter is interesting because it represents the scene as seen by a satellite, and, if the optical mass extinction efficiency is known, it allows to easily estimate the optical depth.

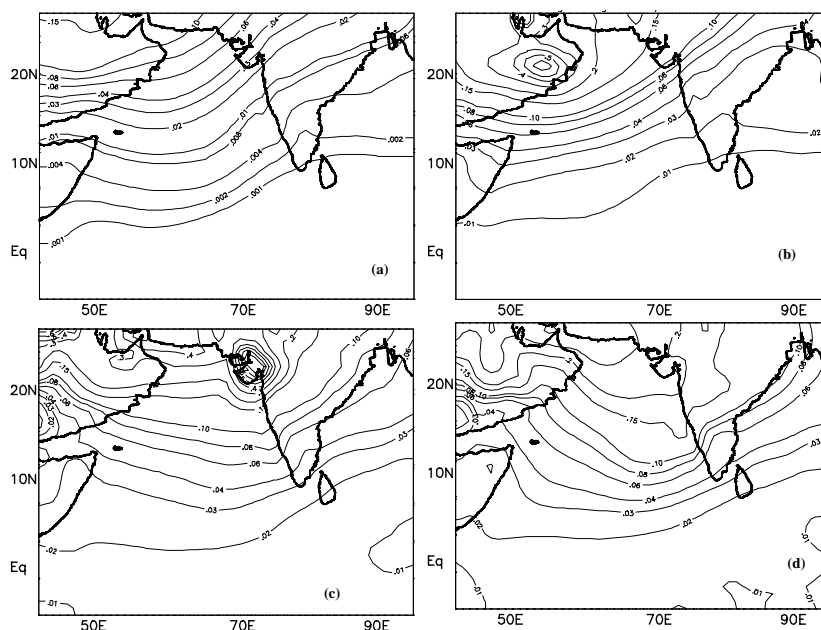


FIG. 4.24 – Model column dust load at 1800 UTC, March 9 (a); March 17 (b); March, 12, March 25 (c) and March 26 (d), in gm^{-2} .

The dust gradients are oriented NW-SE, and the extent of the dust plumes towards the south is limited : concentrations near the equator are low during this period. We note areas with high values that are connected to dust deflation.

Figure 4.25 displays information about concentrations on 27 March at 3 levels : near the surface, at 1.2 km and at 4 km above the surface. This Figure illustrates an important dust event during the end of March (see also Figure 4.27, which presents surface concentrations at Goa). We note a marked

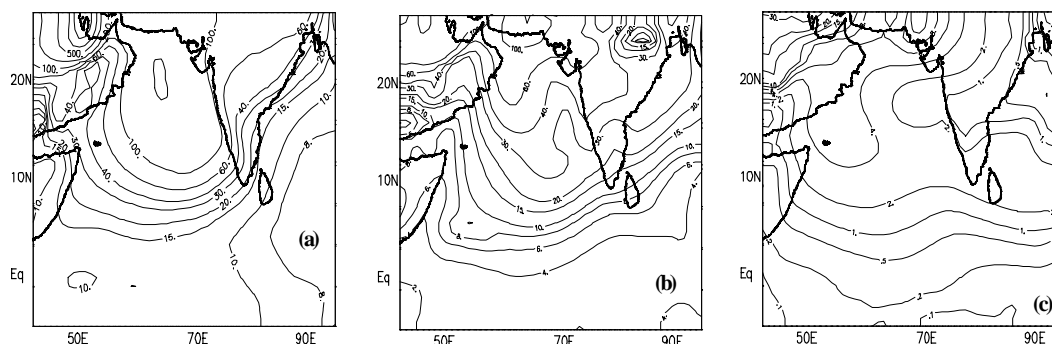


FIG. 4.25 – : Model dust concentrations near surface (a) at 1.2 km (b) and 4 km above surface (c), on March 27 at 0600 UTC. Units : $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$.

increase in dust concentrations particularly over the western Indian coast at all levels, but in particular at the lower levels. We notice again that dust gradients are generally oriented NW-SE, with strong local modulations due to the very complex wind pattern, especially in the lower layers.

Figure 4.26 shows the map of the deposited mass at the end of March since the beginning of the month. The maximum value (about $14000 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$) is observed over the source areas, whereas values less than $200 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ are a general rule for the SE of the modelled area. This parameter is useful as it indicates the presence of dust at a given location over a long period.

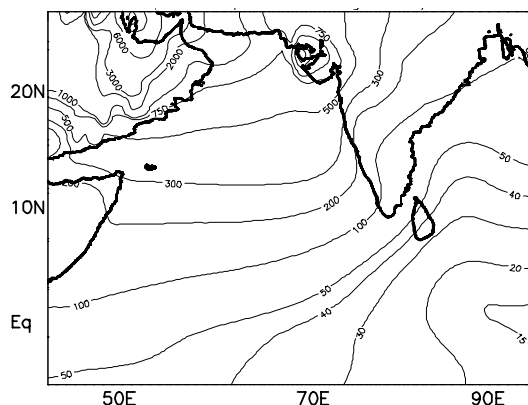


FIG. 4.26 – Map (March, 30) of the model deposited dust during March, 1999. Unit : $\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}$.

From Figures 4.24, 4.25 and 4.26, we can infer that the possible influence of remote dust sources (China, for instance) on the regional dust load may be neglected, as a first approximation, because the dust burdens involved (vertically integrated, deposited or profiles) decay very quickly when leaving the source area. Roughly speaking, the values (column load, for instance) are reduced by a factor of 10 after a travel distance of about 2000 km.

Comparison with experimental data The INDOEX period is not the most favourable for dust observation. Only during summer is dust aerosol responsible for a large part of the optical depth over the Arabian Sea, according to the regional climatology and satellite observations (Husar *et al.* [57]). However, some observational data are available. The mean dust concentration from a cruise in the Maldives area was $6.2 \pm 4.4 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ at ship level, (Rhoads *et al.* [120]). During INDOEX, Rasch *et al.* [113] report data collected by Savoie and Prospero at KCO (Kaashidhoo Climate Observatory, Maldives) between 1 and 20 March 1999, ranging between 2 and $15 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. Our near-surface

results (Figure 4.25a) show that a few days after an important dust deflation event, the calculated concentration in the Maldives area ranges between 10 and 20 μgm^{-3} , i.e., in the same order of magnitude. Fortunately, local dust measurements are available at Goa (Alfaro *et al.* [4]). Figure 4.27 displays a comparison between modelled and measured concentrations. The experimental bulk mass concentrations of mineral dust were determined by XRF (XRay Fluorescence) analysis of samples collected on 0.4-mm Nuclepore filters. Small circles represent the dust concentration as measured at Goa during the period 11-30 March. We note that the mass concentrations range from some tens to 100-200 μgm^{-3} , with a tendency to increase with time. Although it seems difficult to assess a unique origin to mineral dust (local sources may exist, such as dusty vegetation fires, pedestrian or motorized traffic ; Alfaro *et al.* [4]), the increase during the end of March probably originates from remote (desert) sources. In the model results (Figure 4.27), the general increase, from about 10 μgm^{-3} to 100-200 μgm^{-3} , is roughly in agreement with the experimental data. However, the observed strong variability around 17 March is not seen in the model. We must remind that the model only takes the remote sources into account, not the local ; moreover, its large grid step (100 km) makes it difficult to account for local features (sea breeze or other local circulation, for instance). We must keep in mind that dust concentrations are much more variable in time and space than BC or SO_2 . Consequently, we must be cautious in our comparisons.

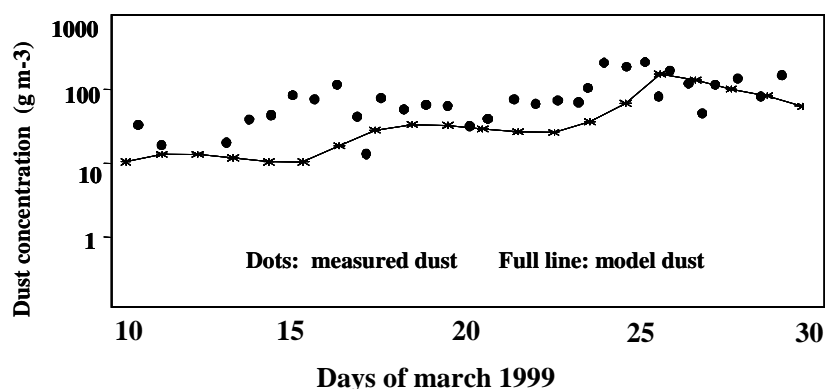


FIG. 4.27 – Surface dust mass concentration at Goa during the period March 11-30, 1999.

4.5.4 Columnar composition and an estimate of the contribution of carbonaceous aerosols, dust and sulphates to optical depth

4.5.4.a An example of the contrasting aerosol columnar composition according to the location.

We present an example of the atmospheric column content with regard to the three classes of aerosols examined in this paper. Figure 4.28 exhibits the profiles at two points of the modelled area, at 00 UTC, on 30 March, i.e., some days after a severe dust event. Both are over sea. The former (62°E , 22°N) is close to the Arabian sources ; the latter (85°E , 3°N) is far from dust sources, and fairly close to the Indian anthropogenic sources. We see that whereas carbon and sulphur are not very variable, dust is severely reduced (by a factor of 100) when going from north to south. The ratio dust/carbon or dust/sulphur is reduced as well. The column content is dominated by dust in the northern area (even though dust content may be quite low far from dust events, it never becomes inferior to carbon and sulphur during the whole month of March). On the other hand, dust content may become less than sulphate in the southern part of the domain. Provisionally, we may conclude that carbonaceous aerosols and sulphate (from SO_2) generally predominate in the atmospheric column in the southern part of the zone. Concentrations of some micrograms per cubic meter are encountered even above 1 km. Dust may be present during sporadic outbreaks, particularly in the lower part of the column.

In the northern zone, dust is generally the main chemical species in mass, with concentrations of some tens to hundreds of micrograms per cubic meter, at levels reaching generally about 3 km. Its influence on optical depth is likely to predominate in this region, but only there and during periods of dust outbreaks. These results agree with Satheesh *et al.* [124], at least on qualitative basis : these authors find a ratio of 2.5 between the average dust optical depth over the Arabian Sea and over the Tropical Indian Ocean. The ratio is around 1 for anthropogenic aerosols (sulphates and organic carbon), which shows that the gradients in carbon and sulphate have a weaker south-north component. In fact, the ratios between the respective radiative impacts of either dust or anthropogenic particles, as explained below, is not in the same proportion as the relative masses, because the dust mass efficiency is lower than that of carbonaceous or sulphate particles. This question is developed further in the next subsection.

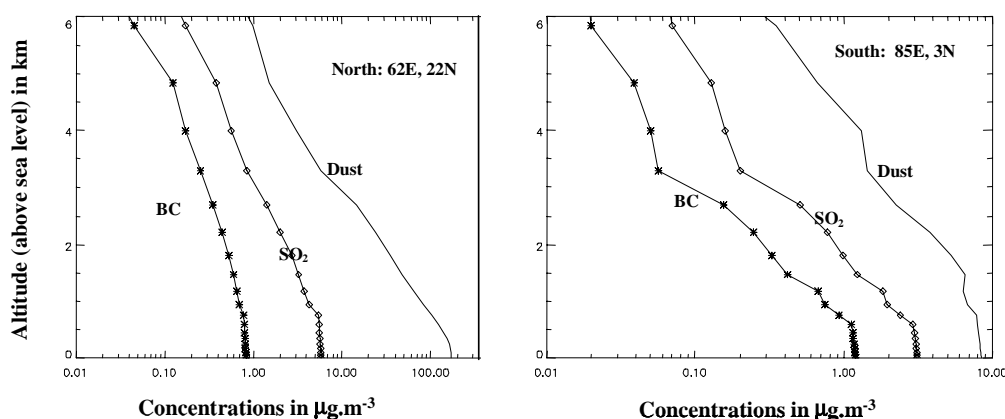


FIG. 4.28 – Model concentration of dust, sulphate (from SO_2) and BC at two locations on March, 30 at 00 UTC.

4.5.4.b Contributions of aerosols to the 550 nm optical depth

One of the goals of INDOEX was to get as much information as possible about the radiative effects of aerosols. Consequently, we have tried to derive a very simple estimate of the contribution of the various aerosol constituents to visible (550 nm) optical depth. To represent the mass extinction efficiency of soil dust, we adopt the value of $1 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$, based on the findings of Chiapello *et al.* [24]. This value is generally used for remote aerosol. For carbonaceous aerosols, the different optical parameters of the main components of total carbon (TC), i.e., BC (the absorbing part of carbon aerosol) and OC (organic carbon, mainly scatterer) were derived from in situ measurements or from the literature. MAE (mass absorption efficiency) for BC : $9 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$, (Mayol-Bracero *et al.* [82]); MSE (mass scattering efficiency) for BC : $3 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$, (Penner *et al.* [102]); MSE for OC : $4 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ (Liousse *et al.* [72]); concentration ratio OC/BC : between 1 and 1.7 (Mayol-Bracero *et al.* [82]) : it follows that the total extinction efficiency of carbonaceous aerosols (scaled based on BC alone) is about $17.5 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$. We can obtain a rough estimate for the optical depth due to sulphate by assuming that the model-predicted values of SO_2 represent mostly sulphate aerosol in the MBL, as stated at Section 3 and according to the previous shipboard observations at deck level. The SO_2 concentrations values are converted into sulphate according to the ratio of the molecular weights, i.e., 1.5. However, considering that the oxidation is not complete outside the MBL (see Section 3), we reduce this ratio to 1.3 as a first approximation, subject to further more detailed investigations. Then, sulphate mass concentrations are about four or five times greater than BC, and since their mass extinction efficiency at 550 nm is of the order of $7 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ (Andreae [9]), the sulphate optical depth would be slightly

greater than the carbon optical depth. This value of sulphate efficiency is variable with humidity, and the variability is very non-linear, so that this is very difficult to model (Charlson *et al.* [16]). It must therefore be considered merely as an order of magnitude. The three contributions to optical depth for 19 March are shown in Figure 4.29a, 4.29b and 4.29c, along with the total estimated AOD (Figure 4.29d).

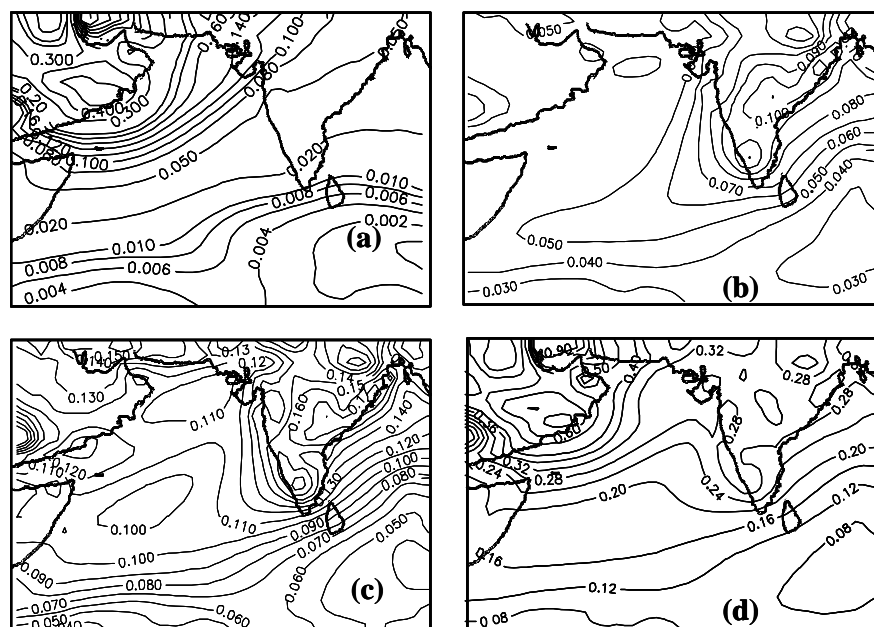


FIG. 4.29 – Visible modelled optical depth on March, 19 at 1800 UTC : a- dust contribution ; b- carbon contribution ; c- sulphates contribution ; d- total.

We conclude that dust is likely to explain most of the optical depth in the northern area during dust outbreaks, but pollution aerosols, here represented by carbon and sulphates, become predominant in the southern part of the area. This is in agreement with most of the investigators (see, e.g., Ramanathan *et al.* [112], or Mayol-Bracero *et al.* [82]). During dust events, dust plumes travel southwards and the AOD pattern changes, but this change is significant only in the northern part of the area, i.e., not too far from dust sources. The dust contribution to AOD is high over Saudi Arabia or NIO near the northern coasts, and becomes quite negligible at latitudes lower than that of Sri Lanka. This is explained by (i) the quick decay in dust concentrations by particle settling during their southwards travel and (ii) the lower value of the dust mass extinction efficiency as compared to BC or sulphate. Figure 4.30 shows the case of 19 March (Figure 4.30a), with moderate dust content (about $20 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ at Goa, see map Figure 4.18 and Figure 4.27) and the case of 30 March (Figure 4.30b) after a severe dust outbreak (about $200 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ at Goa). Figures 4.30c and 4.30d show the corresponding satellite estimates of AOD at 550 nm (Leon *et al.* [70]; see also Minvielle *et al.* [87]), which confirm the predicted conditions.

Again, we must note that other aerosol species are not taken into account, for instance sea salt and some minor soluble and insoluble inorganic constituents. Considering the low sea salt concentrations observed during INDOEX IFP (Norman *et al.* [94]) and the low mass scattering efficiency of sea salt, the contribution of this component to AOD would have been insignificant, except, perhaps south of the ITCZ. Minor inorganic constituents (e.g., ash from biomass burning, fly ash from coal combustion) account for some 10% of the fine aerosol mass (Gabriel *et al.* [46]; A Clarke, pers. comm. 2000), and would account for only a minor additional contribution to AOD. We retrieve only the order of magnitude of satellite-derived AOD, but the plumes structures agree qualitatively.

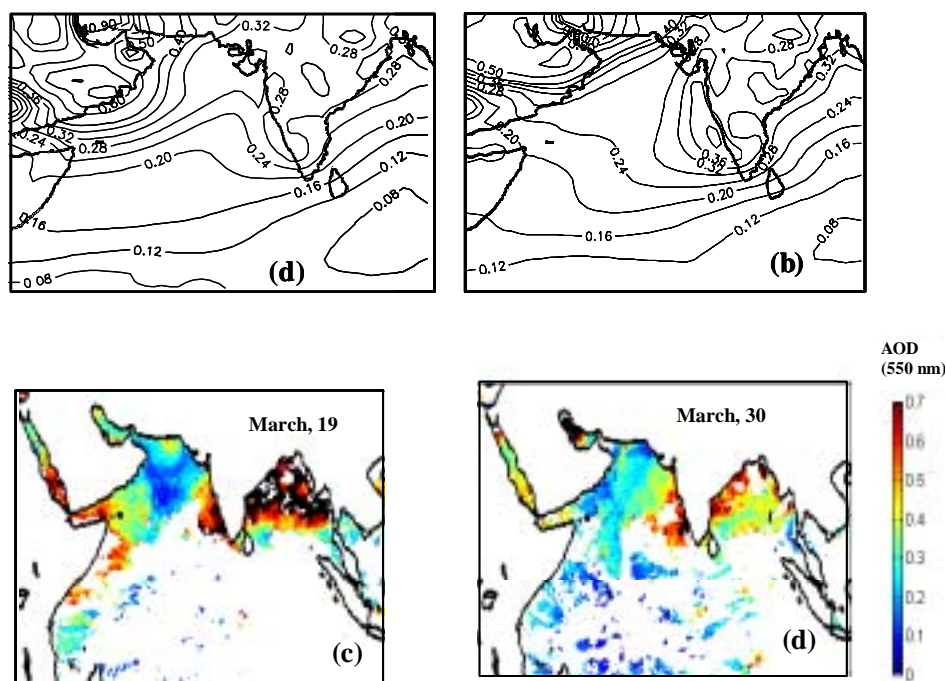


FIG. 4.30 – A model estimate of the visible optical depth on March, 19 (a) and March, 30 (b) at 00 UTC, from carbonaceous aerosols, dust and sulphates. The optical depth at 550 nm (Léon et al. [70]) for the same dates are displayed resp. in 13-c (March, 19) and 13-d (March, 30).

4.5.5 Summary and conclusion

The present paper provides a simple approach to the complex problem of the aerosol dynamics during INDOEX, building on the discussion in Part 1. The main question we wanted to address is how a mesoscale model using available data may help in understanding the very complex problem of aerosol mixing when a large set of pollutants is present. We have used the RAMS mesoscale model in order to represent the atmospheric cycle of three important pollutants : BC and other carbonaceous aerosols (Part 1), SO_2 as a precursor of sulphates, and soil dust in Part 2. The first two aerosol constituents are anthropogenic, the last is natural (wind-blown). The source fields for BC and SO_2 are taken from the GEIA and EDGAR databases, respectively. The dust source was derived from an aeolian model driven by the wind fields from RAMS itself (on-line coupling). The model was tested for a period of the INDOEX (IFP 1999) during March. The model output was compared with available experimental data. After a 15-day preliminary run so as to get a quasi-stationary state for BC and SO_2 , the predicted large-scale patterns of the Indian pollution plume are similar to what is observed by satellite. On a quantitative basis, the values of BC concentrations are in general agreement with data from aircraft or ships. As far as it may be considered representative of sulphates, the same may be said for SO_2 . With regard to dust, we lack extensive experimental data, but the few available observations show that our numerical results are encouraging. We derived a rough estimate of the respective contributions of the aerosol species under study to the visible optical depth. The contribution of anthropogenic particles to AOD is found to decrease from south to north, whereas dust has an opposite behaviour. This model result agrees with experimental findings, at least on a qualitative basis. In this test, the model is not able to completely represent the complex variability of the concentrations at smaller scales, due to the large horizontal grid size (100 km).

In cases where chemistry may be neglected or accounted for in a simple way, this simple framework may provide some useful guidelines for further studies. The main result is that the use of

pollutant inventories such as the GEIA or EDGAR databases, or any realistic scheme such as the aeolian source model in connection with a well validated mesoscale model is able to represent the general features of the atmospheric cycle of aerosols. A realistic simulation would take into account a set of the aqueous or gaseous chemistry equations which we have ignored here. This tool is under development in our laboratory, and includes specialized modules : dust/radiation interaction, wet scavenging, an improved dust scheme, and a more detailed emission map for the carbonaceous particles.

4.6 Conclusion du chapitre

L'étude du transport des aérosols est traitée dans ce chapitre de manière élémentaire puisqu'on s'intéresse seulement à l'influence de la dynamique sur la redistribution des aérosols, en mélange externe seulement. Cette approche est fondée sur une étude numérique utilisant le modèle mésoéchelle RAMS. À la vue des validations correctes, ce modèle semble adapté à l'étude de la dynamique complexe des aérosols. Cette simulation numérique a permis de caractériser la distribution horizontale et verticale des aérosols. La répartition horizontale des particules sur l'Océan Indien est gouvernée par différents régimes de vent. Le transport vertical des aérosols s'opère selon deux couches, une en altitude (flux de mousson) et une autre dans les basses couches (couche limite marine). Cependant, cette dernière altitude de transport n'est visible par la simulation que si on considère des résolutions spatiales de l'ordre du kilomètre (*cf.* chap. 5). De plus, la redistribution des concentrations sur l'Océan Indien est en accord avec les mesures des avions C-130 et navires Ron. Brown R/V. Alors que les concentrations des aérosols anthropiques se répartissent de manière homogène sur la zone, celles des poussières minérales sont distribuées selon un fort gradient spatial nord-ouest/sud-est. Ces particules atteignent rarement l'ITCZ à cause de leur dépôt sec.

La distribution spatiale des aérosols suggère un mélange significatif entre les aérosols des différentes sources du continent d'une part et peut-être aussi avec les sources émanant de l'océan d'autre part. Ce mélange est dû à la dynamique complexe, locale et synoptique, à laquelle sont soumis les aérosols.

Cette étude dynamique devra être ultérieurement approfondie par l'intégration du "volet chimie". Ceci permettra de traiter les mélanges des aérosols et les évolutions de leur état de surface. De plus, les aérosols simulés contribuent de manière significative aux effets radiatifs des aérosols sur le climat. Sur ce dernier point, l'étude du chapitre 5 permettra d'approfondir le rôle des contributions optiques des aérosols sur la zone INDOEX en appliquant un code radiatif prenant en compte les propriétés radiatives des particules.



Étude des effets radiatifs des aérosols

Dans le chapitre précédent, les caractéristiques spatiales du transport des aérosols ont été mises en évidence sur la zone INDOEX. Elles révèlent une forte présence d'aérosols absorbants et diffusants et les interactions possibles entre les particules. Les fortes valeurs d'épaisseur optique, qui sont associées à des fortes concentrations d'aérosols, suggèrent que ces particules ont probablement des effets radiatifs significatifs sur la zone INDOEX. Aussi, dans ce chapitre, nous nous intéressons à certains effets radiatifs des aérosols. Notre but est de comprendre et d'évaluer ces effets, et principalement les modifications engendrées par l'action radiative des aérosols sur la structure atmosphérique verticale. Notre travail s'intéressera plus particulièrement aux effets radiatifs des carbonnes suies. Ces aérosols sont particuliers, car ils sont responsables de l'effet semi-direct qui a été récemment observé pendant INDOEX (Ackerman *et al.* [1]). L'objectif de notre étude est de mettre en évidence et d'évaluer l'effet induit par ces particules sur la dynamique atmosphérique et ensuite sur le champ nuageux.

Dans une première partie, une étude bibliographique rend compte des différents travaux sur l'estimation du forçage radiatif, tant au niveau expérimental qu'en modélisation. Puis, notre travail spécifique de modélisation est exposé avec la présentation de deux simulations de complexité croissante, l'une qualifiée de "statique" et l'autre de "dynamique".

5.1 Généralités : position du problème

Un des objectifs d'INDOEX est de comprendre le rôle radiatif des aérosols et d'en estimer l'impact sur le climat. Les travaux de modélisation d'INDOEX font suite à de nombreuses études sur l'estimation du forçage radiatif des aérosols (déjà regroupées dans le rapport de l'IPCC de 1995 [97]). Ces études stipulent que le forçage de l'ensemble des aérosols est significatif et comparable à celui des gaz à effet de serre mais de conséquence opposée. Dans l'état actuel des connaissances, ce raisonnement donne une vision simpliste voire inexacte de l'impact des aérosols. En effet, la distribution hétérogène des aérosols sur le globe implique que le forçage de ceux-ci n'équilibre pas aussi simplement celui des gaz à effet de serre. De plus, selon la nature des aérosols, leurs impacts radiatifs peuvent être positifs ou négatifs contrairement aux gaz à effet de serre qui apportent tous un forçage positif. Enfin, on verra dans le paragraphe suivant que les aérosols peuvent interagir avec le rayonnement de plusieurs manières (directe, indirecte ou semi-directe). Aussi, l'estimation de l'impact radiatif des aérosols s'avère plus complexe que celle des gaz à effet de serre. De plus, il est difficile d'affirmer quel est le signe des effets radiatifs des aérosols (réchauffement ou refroidissement), signe qui dépend des types d'aérosols, et quel effet va dominer, et/ou contrebalancer et/ou renforcer le forçage des gaz à effet de serre.

5.1.1 Définition des effets radiatifs et du forçage

Les particules aérosols interceptent le rayonnement solaire grâce à leur capacité de diffusion et d'absorption. La somme des deux définit la capacité d'extinction des aérosols. Cela permet de définir l'albédo de diffusion simple ω (*Single scattering albedo*, *SSA* en anglais) qui est le rapport du coefficient de diffusion sur celui d'extinction. Si sa valeur est forte, l'aérosol est très diffusant (valeur pour le sulfate : 0.99 (à 530 nm) sur INDOEX d'après Ramanathan *et al.* [112]) et si elle est faible (suie : 0.7 (à 530 nm), [112]) l'aérosol est absorbant.

Les aérosols peuvent modifier directement l'intensité du flux incident solaire (soit perturber le réchauffement naturel de la planète ; Coakley *et al.* [30] ; Charlson *et al.* [17], Charlson *et al.* [19]). Ils peuvent aussi agir indirectement en modifiant les propriétés des nuages (Twomey *et al.* [141] ; Albrecht *et al.* [3], Lhoman *et al.* [76], Chuang *et al.* [26], Penner *et al.* [102]) ou encore intervenir de manière semi-directe favorisant l'évaporation des nuages (Hansen *et al.* [51] ; Ackerman *et al.* [1]). Nous sommes alors conduits à définir les quatre effets radiatifs suivants :

- l'effet direct où les aérosols interceptent le rayonnement selon leurs propriétés optiques (capacité d'extinction) et conduisent à des réchauffements ou des refroidissements.
- le premier effet indirect où par leurs propriétés physico-chimiques, les aérosols modifient le spectre des gouttelettes nuageuses provoquant une augmentation du nombre de gouttes de taille plus petite (le contenu en eau est fixé). Par conséquent, par l'intermédiaire des aérosols, l'albédo des nuages augmente et cela conduit à un refroidissement de l'atmosphère.
- le second effet indirect fait suite au premier. Il est traduit par une augmentation du contenu en eau liquide et une diminution des précipitations car la taille des gouttelettes nuageuses est devenue plus petite. Par conséquent la couverture nuageuse et la durée de vie des nuages est augmentée. Cet effet peut avoir une incidence sur le cycle hydrologique.
- l'effet semi-direct correspond à la modification du champ nuageux par l'absorption du rayonnement par les aérosols (surtout des carbones suies) qui créent un réchauffement au niveau du sommet des nuages bas. Celui-ci modifie alors les profils de température et d'humidité et donc par suite le champ nuageux. Cet effet conduirait à une évaporation des nuages bas et donc à une diminution du couvert de ceux-ci. L'effet semi-direct se distingue de l'effet indirect puisqu'ici les aérosols affectent le couvert nuageux par leurs propriétés optiques (de manière directe) et non par leurs propriétés microphysiques comme c'est le cas dans l'effet indirect. Notons que dans les deux cas, le forçage résultant est celui des nuages influencés par les aérosols mais dont les effets sont opposés puisque l'effet indirect provoque une augmentation du couvert nuageux alors que l'effet semi-direct conduirait plutôt à une diminution du couvert nuageux.

Ces définitions sont évidemment schématiques, car les différents effets peuvent coexister et interagir entre eux.

Le forçage des aérosols est défini de la façon suivante. Soit une couche atmosphérique, d'épaisseur Δz , située entre les altitudes z et $z + \Delta z$ (cf. fig.5.1). Le flux net à l'altitude z est :

$$F(z) = F^\downarrow(z) - F^\uparrow(z), \quad (5.1)$$

où $F^\downarrow(z)$ est le flux de rayonnement descendant et $F^\uparrow(z)$ le flux de rayonnement montant. $F(z)$ est alors le flux net relatif à la face inférieure de la couche et $F(z + \Delta z)$ est celui relatif à la face supérieure. Par conséquent, le *gain* de flux de rayonnement de la couche d'atmosphère est :

$$\Delta F = F(z + \Delta z) - F(z), \quad (5.2)$$

Le forçage radiatif de la couche d'épaisseur Δz est alors obtenu par la différence entre l'état *avec* et l'état *sans* l'effet radiatif des aérosols, soit :

$$f = \Delta F^{(av)} - \Delta F^{(ss)}, \quad (5.3)$$

On peut remarquer que ΔF est directement relié au taux de réchauffement, par l'équation de la chaleur ¹ :

$$\frac{\partial F}{\partial z} = +\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t}, \quad \text{soit} \quad \Delta F = \int_z^{z+\Delta z} \rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} dz, \quad (5.4)$$

si bien qu'un ΔF positif correspond à un réchauffement de la couche.

On considère généralement le forçage au sommet de l'atmosphère f_{TOA} (TOA, *Top Of Atmosphere*, en anglais), à la surface f_{surf} et pour l'atmosphère f_{atm} qui sont :

$$f_{TOA} = F^{(av)}(z_{TOA}) - F^{(ss)}(z_{TOA}), \quad (5.5)$$

$$f_{surf} = F^{(av)}(z_{surf}) - F^{(ss)}(z_{surf}), \quad (5.6)$$

$$f_{atm} = f_{TOA} - f_{surf}, \quad (5.7)$$

$$= \Delta F_{surf \rightarrow TOA}^{(av)} - \Delta F_{surf \rightarrow TOA}^{(ss)}. \quad (5.8)$$

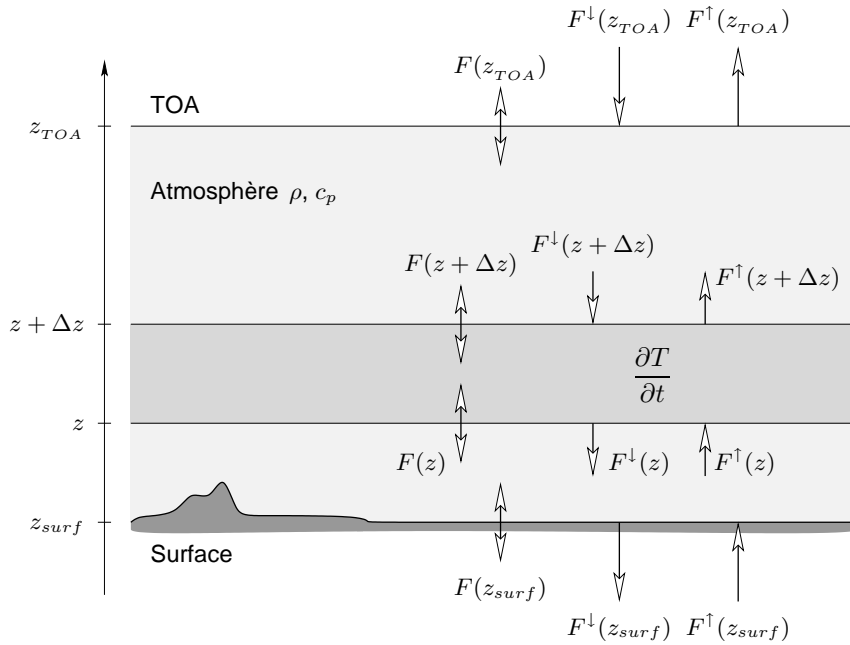


FIG. 5.1 – Flux de rayonnements échangés entre les couches de l'atmosphère.

Le forçage rend alors bien compte des propriétés d'absorption et de diffusion des aérosols dans l'atmosphère, puisqu'un forçage positif correspond à un réchauffement et un forçage négatif à un refroidissement.

5.1.2 Moyens d'estimation des forçages radiatifs des aérosols

Les moyens disponibles pour estimer les forçages radiatifs des aérosols sont tout d'abord les mesures (mesures satellites qui détectent les flux arrivant au sommet de l'atmosphère (TOA), mesures au sol qui peuvent rendre compte des échanges de flux à la surface). Un autre moyen est la simulation numérique qui s'appuie fortement sur les données expérimentales.

Commençons tout d'abord par les observations satellitales. Ces mesures peuvent fournir la distribution spatiale horizontale des aérosols (Tanré *et al.*[133]) et les propriétés optiques de ceux-ci (par exemple l'épaisseur optique (METEOSAT)). Ces mesures donnent une idée de la répartition spatiale

¹Le signe + vient du fait que ΔF est défini par convention comme un *gain* et non comme une *perte* d'énergie.

des zones de forte absorption et de son intensité. De plus, d'autres types de satellites tels que les satellites CERES et ERBE, peuvent mesurer les flux directionnels d'énergie aussi appelés luminance (ou *radianance* en anglais). Après un calcul basé sur un algorithme empirique (Weilicki *et al.* [145]), ces mesures, en ciel clair, sont converties en flux et permettent alors d'estimer les flux au TOA, et ainsi le forçage radiatif au sommet de l'atmosphère. Cependant, l'observation satellite connaît quelques contraintes comme par exemple la détection au TOA des flux provenant des aérosols notamment sur les continents. En effet, ces flux sont d'intensité comparable à ceux émis par la surface et ainsi le flux émis par les aérosols est masqué par celui de la surface. Au sommet de l'atmosphère, le satellite enregistre alors la luminance réfléchie par la surface et non celle par les aérosols. Ce problème est néanmoins résolu pour un certain type de particules (particules sphériques dont le diamètre est inférieur à $1\mu\text{m}$) grâce à des mesures de la luminance polarisée (Deuzé *et al.* [38]) détectée par le capteur POLDER, par exemple. Enfin, l'information donnée par les capteurs passifs des satellites est intégrée sur la colonne atmosphérique. Il est donc difficile d'avoir accès à la répartition verticale des aérosols et à la contribution optique de chacune des particules présentes qui devraient fournir des forçages de signe différent.

À la surface, des instruments tels que les pyranomètres (Satheesh *et al.* [124], Podgorny *et al.* [106]) et les radiomètres (par exemple le CIMEL installé à Kaashidoo (KCO) permettent de mesurer les flux de rayonnement et de diffusion et ainsi d'obtenir des flux nets à la surface. Cependant, que ce soit au niveau du TOA ou de la surface, les flux nets calculés représentent des conditions réelles c'est-à-dire des conditions de pollution. Il est donc difficile de calculer les forçages dus aux aérosols puisque la composante sans les aérosols, nécessaire aux calculs (*cf.* § 5.1.1), n'est pas observable le même jour. Il est possible, cependant, d'utiliser des mesures effectuées dans des conditions moins polluées d'un autre jour, pour représenter les conditions en atmosphère non polluée. Par ailleurs, toutes les informations des différents capteurs tels que les différents satellites, les réseaux de télédétection, les lidars (qui donnent accès notamment au profil vertical du coefficient d'extinction et donc au taux d'échauffement sur la colonne atmosphérique) vont alimenter les modèles de climat et leur permettre une estimation du forçage des aérosols.

Le deuxième moyen utilisé dans l'estimation du forçage radiatif est donc la modélisation. Celle-ci est souvent de type grande échelle (GCM). Les études de modélisation s'intéressent au forçage radiatif direct mais aussi au forçage radiatif indirect. Les mesures seules ne permettent pas, a priori, d'étudier le forçage radiatif indirect du fait de sa nature. Les modèles utilisent les données telles que les propriétés optiques (albédo de surface, albédo de diffusion simple des particules, épaisseur optique, coefficient d'absorption et d'extinction, etc.) qui apportent des informations sur le forçage radiatif direct. Ces données permettent de caler les paramètres de simulation, de la contraindre et de valider les sorties numériques du modèle. Dans la littérature, les modèles utilisés sont plus ou moins complexes. Au code de transport des aérosols sont associés des codes de chimie, d'aérosols (Ramanathan *et al.* [112]) et des codes de transfert radiatif. Certains modèles prennent en compte les propriétés physico-chimiques (état de mélange, modifications dues à l'humidité) et optiques des aérosols (épaisseur optique, albédo de diffusion simple), les diffusions multiples dans l'atmosphère, les albédos de surface (océan-terre), etc. Les quantités radiatives sont par exemple calculées par des codes radiatifs basés sur les calculs de Monte Carlo (Podgorny *et al.* [107]).

Quelques exemples de la littérature, exposés dans le paragraphe suivant, montrent la complexité de l'estimation du forçage à travers le nombre et les sensibilités des paramètres dont il faut tenir compte dans la simulation numérique. Grossièrement, le forçage dépend du type des aérosols, des hypothèses considérées sur les propriétés des aérosols et sur l'environnement (ciel clair / nuageux) et des compétitions entre les divers effets. Ces études sont développées dans le paragraphe ci-dessous.

5.1.3 Estimations des forçages selon les différents aérosols

Au paragraphe 5.1.1, on a vu que, suivant leurs propriétés optiques et physico-chimiques, certains aérosols sont relativement absorbants ou relativement diffusants. Par conséquent, selon leur nature, les particules contribuent plutôt à un forçage positif ou plutôt à un forçage négatif. Rappelons qu'il est difficile d'être exhaustif quant à l'ensemble des aérosols, lors des études de leurs effets radiatifs. Sur INDOEX, Reddy *et al.* [114] a montré que les aérosols prépondérants sont le sulfate qui contribue à 49% du forçage total, le carbone organique 26%, le carbone suie 14% et les poussières minérales 3%. On obtient ainsi leurs forçages annuels moyens *directs* au TOA dont les valeurs sont reportées sur la figure 5.2. On constate que tous les forçages directs sont négatifs, sauf celui des carbones suies. L'estimation du forçage radiatif global des aérosols dépend de la compétition entre les forçages de signe opposé des différents types d'aérosols.

Au cours de leur transport (*cf.* chap. 4), les aérosols peuvent subir des mélanges et être altérés ce qui modifie alors leurs propriétés optiques et donc leur forçage. Il existe deux types de mélange : le mélange externe où les différentes particules coexistent de manière contigüe dans la même colonne atmosphérique et le mélange interne où la structure des particules est modifiée. Chung *et al.* [27] précisent que le forçage radiatif direct d'aérosols en mélange interne est différent de la somme des effets individuels de ces aérosols considérés alors en mélange externe. Les propriétés optiques résultantes de ces mélanges sont différentes et conduisent à des forçages différents. Ceci est confirmé par les travaux de Chung *et al.* [27] et de Penner *et al.* [102] qui ont considéré le mélange interne et externe des particules absorbantes (BC) et non-absorbantes (S et OC) dans le calcul du forçage direct des particules sur la terre entière (voir la figure 5.2). Ces études sont adaptées au contexte d'INDOEX, puisque ce mélange d'aérosols est représentatif de ceux observés lors de la campagne, pendant laquelle on a observé que le carbone suie était recouvert de sulfates et de carbone organique (*cf.* chap. 4.1.2). Ces études [27, 102] montrent que le forçage direct global au TOA en mélange externe est de -0.78 W/m^2 et qu'il passe à -0.48 W/m^2 en mélange interne. Les auteurs concluent que la diminution du refroidissement est due au fait que dans le cas du mélange interne, les carbones suies sont présents sur toutes les particules (en tant que noyaux), il existe alors davantage de particules qui absorbent le rayonnement solaire. Par contre, un panache d'aérosols en mélange externe contiendrait relativement moins de particules absorbantes. La connaissance de l'état de surface des aérosols est donc essentielle pour l'estimation des forçages.

Des travaux de Chung *et al.* [27] ressort le fait que les capacités de diffusion du carbone organique sont sensibles à l'humidité (Léon *et al.* [70], Alfaro *et al.* [4]). Aussi, ils montrent une augmentation du forçage négatif selon la prise en compte de la solubilité du carbone organique dans les calculs de forçage, ce qui n'est pas toujours considéré dans les simulations. Cependant, cette remarque est d'ordre général puisque, pendant INDOEX, le carbone organique a été caractérisé peu soluble (Cantrell *et al.* [13]).

De plus, en comparant leurs valeurs à celles de la littérature, Chung *et al.* [27] constatent que parmi ces études, certaines font des hypothèses sur la distribution en taille et l'origine des carbones suies et ne prennent en compte que la composante des fuels fossiles. Là encore, les auteurs soulignent, que le calcul du forçage peut apporter de grandes différences, et que la connaissance des inventaires des sources et de la distribution en taille des aérosols (Penner *et al.* [102]) est primordiale pour la précision des estimations.

Enfin, de la même façon, Ramanathan *et al.* [111] et Lohmann *et al.* [76] ont étudié les mélanges interne et externe des aérosols relativement diffusants (S et OC) pour le calcul des forçages des effets indirects au TOA sur la zone INDOEX. Comparées aux travaux de Chung *et al.* [27] et Penner *et al.* [102], ces études se concentrent spécifiquement sur les diffusants puisqu'ils ont un rôle important dans l'effet indirect des aérosols. En effet, ces composants donnent un caractère soluble aux particules non hygroscopiques (comme les carbones suies) par "*coating*" et ainsi leur permettent d'agir sur le

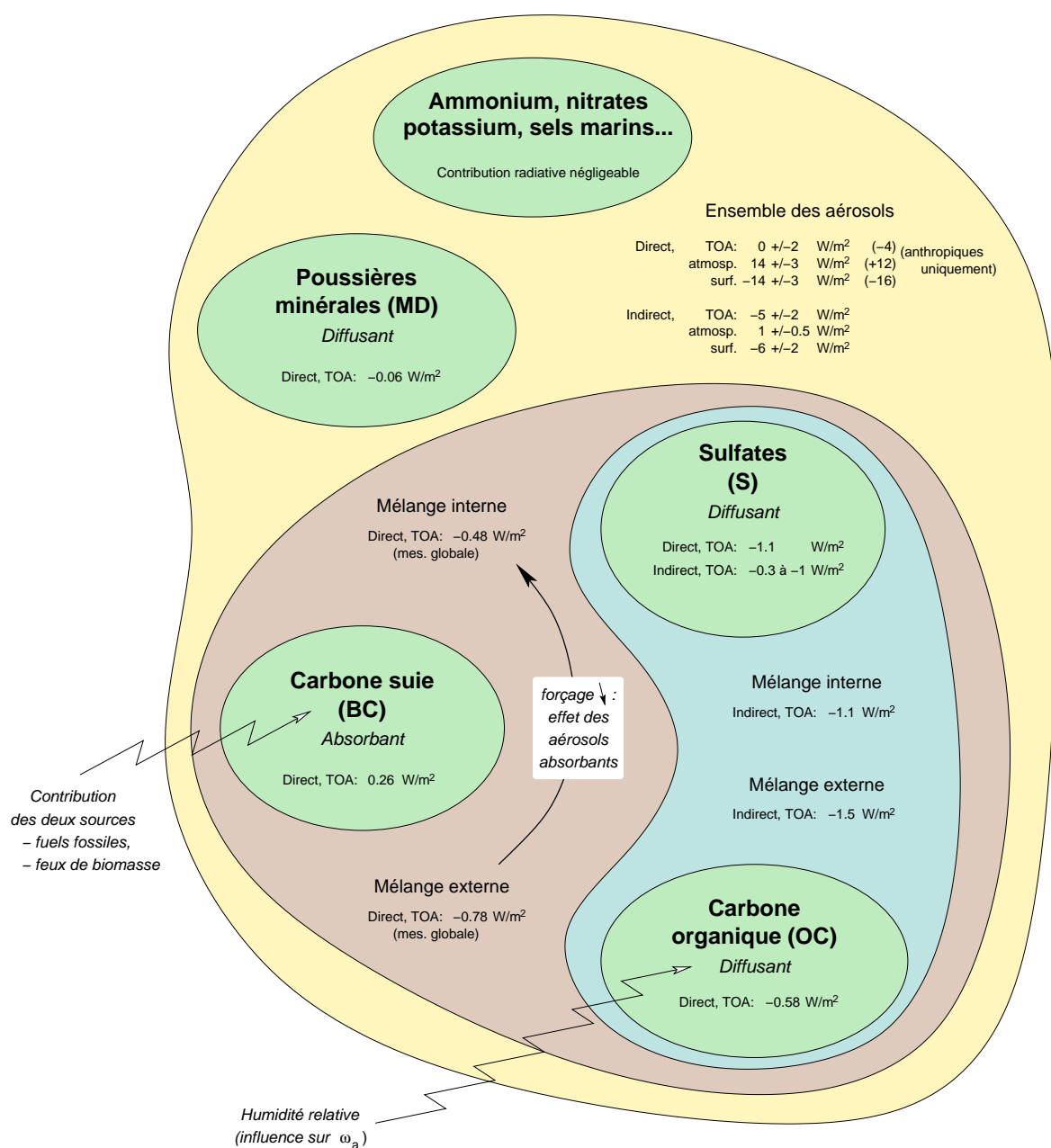


FIG. 5.2 – Facteurs (contributions globales ou séparées des aérosols, mélange interne-externe, contribution des sources des aérosols) influençant le calcul du forçage radiatif des aérosols. Les étiquettes "diffusant et absorbant" accolées aux aérosols sont schématisées, il est évident que, par exemple, les carbones suies sont relativement plus absorbants que les sulfates, mais qu'ils sont aussi diffusants. Les valeurs des forçages indiquées ont été calculées sur la campagne INDOEX, sauf celles provenant d'études sur la planète entière (précisé : mes. globales). Les forçages des aérosols séparés sont d'après Reddy et al. [114]. Les forçages des mélanges interne et externe de S, BC et OC sont d'après Chung et al. [27]. Les forçages des mélanges de S et OC sont tirés de Lohmann et al. [76]. Les forçages de S en effet indirect et des forçages direct et indirect de l'ensemble des aérosols sont donnés par les travaux de Ramanathan et al. [111]. Les forçages des aérosols anthropiques sont fournis par Podgorny et al. [106].

spectre des gouttelettes nuageuses en servant de noyaux de condensation. Ramanathan *et al.* [111] et Lohmann *et al.* [76] ont montré que la contribution des carbones organiques dans l'estimation du forçage était non négligeable, puisque le sulfate seul donne un forçage plus faible (0.3 à 1 W/m^2) que si on considérait les deux composants en mélange interne (-1.1 W/m^2) et en mélange externe (-1.5 W/m^2). Le rôle des carbones organiques est donc non négligeable devant celui des sulfates lorsque ces particules sont mélangées, ce qui est peut-être le cas dans la réalité.

Toutes ces études ont montré qu'il est important de considérer les conditions dans lesquelles se trouvent les aérosols, s'ils sont en mélange interne ou externe et si l'humidité relative est importante. Il s'agit aussi de ne pas négliger le rôle que peuvent avoir certains aérosols et de prendre en compte les origines différentes des aérosols. Suivant les conditions, les forçages auront tendance à être plutôt fortement positifs ou négatifs ou seront atténués. La méthode de calcul des forçages radiatifs directs, qui considère les aérosols séparément, pourrait paraître faussée comparée à la réalité des mélanges des aérosols. Cependant, avant de pouvoir prendre en compte dans les modèles ces mélanges d'aérosols, il est nécessaire de les caractériser davantage.

5.1.4 Interactions entre les effets radiatifs

Comme énoncé au paragraphe 5.1.1, les aérosols agissent de manière directe, indirecte ou semi-directe. Ces effets sont issus de processus différents (absorption-diffusion, modification du spectre de gouttes, etc.) et peuvent être concurrents. Le tableau 5.1 fournit les forçages des différents effets simulés par des études numériques pendant la campagne INDOEX.

	<i>Effet direct</i>		<i>Effet indirect</i>	<i>Effet semi-direct</i>		
	Ensemble des aérosols			Carbone suie		
	ciel clair	ciel nuageux	Anthropiques	Anthropiques	ciel clair	ciel nuageux
TOA	-7 ± 1	-2 ± 2	-1 ± 1.5	-5 ± 2	0.4	3.7
Atmosphère	$+16 \pm 2$	$+18 \pm 3$	$+15 \pm 0.5$	$1 \pm$	7.6	6.5
Surface	-23 ± 2	-20 ± 3	-16 ± 2	-6 ± 2	-7.2	-2.8

TAB. 5.1 – Forçages (en W/m^2) des trois effets calculés à partir des mesures de la campagne INDOEX. D'après Ramanathan *et al.* [112] pour les valeurs du forçage direct. D'après Ramanathan *et al.* [111] pour celles de l'effet indirect. D'après Ackerman *et al.* [1] pour les forçages de l'effet semi-direct.

D'après les travaux de Ramanathan *et al.* [112], le forçage *direct* des aérosols anthropiques à la surface (-16 W/m^2) domine l'effet *indirect* alors que ce dernier s'impose au sommet de l'atmosphère (-5 W/m^2). Précisons que ces valeurs de forçage direct des aérosols sont en accord avec celles trouvées par Podgorny *et al.* [106] et Conant *et al.* [33] (TOA : -4 W/m^2 , atmosphère : $+12 \text{ W/m}^2$ et surface : -16 W/m^2). Les effets direct et indirect sont donc tout aussi importants l'un que l'autre. Une question pourrait être : quel est le résultat de l'effet combiné des deux ? Lohmann *et al.* [75] ont réalisé des simulations numériques sur cet effet combiné. Les résultats montrent qu'à la surface et au sommet de l'atmosphère les effets s'ajoutent. Ramanathan *et al.* [112] ont directement ajouté les deux effets (et non combinés) et retrouvent l'amplification du refroidissement à la surface et au TOA. Néanmoins, Lohmann *et al.* [75] estiment que leurs propres études ne sont pour l'instant que des ébauches.

Dans le tableau 5.1 sont précisés les forçages directs en ciel clair et en ciel nuageux trouvés par Ramanathan *et al.* [112] sur la zone INDOEX. Effectivement, un paramètre nécessaire à prendre en compte dans la sensibilité de l'estimation du forçage est la fraction nuageuse. Les différences de valeur du forçage au TOA sont assez remarquables. Le refroidissement au TOA en ciel nuageux est

atténué par rapport à celui en ciel clair. De plus, cela conduit à un écart de 10 W/m^2 entre celui du TOA et de la surface en ciel nuageux contre 6 W/m^2 en ciel clair. Ramanathan *et al.* [112] et Léon *et al.* [70] expliquent que la différence entre les deux situations est due aux aérosols qui absorbent le rayonnement intercepté par le nuage. Cet effet est important pour les nuages bas (Kaufman *et al.* [61]) d'une altitude en-dessous de 3 km correspondant à l'altitude maximum du transport des couches d'aérosols d'INDOEX. L'effet direct dépend alors de la distribution verticale des aérosols et des nuages et est défini régionalement. La fraction nuageuse est généralement donnée par les observations satellite mais la distinction de la limite entre ciel clair et ciel nuageux demande encore aujourd'hui une meilleure précision dans l'algorithme utilisé pour les analyses satellitaires (Kaufman *et al.* [61]).

Un troisième effet, mis en évidence plus récemment que les deux autres, est l'effet semi-direct. Étant donné que les processus engendrés par cet effet sont contraires à ceux induits par l'effet indirect, Lohmann *et al.* [75] ont étudié l'éventuelle compétition qui pourrait exister entre ces deux effets. Tout d'abord, rappelons que les effets indirects premier et second correspondent à une modification du spectre de gouttelettes nuageuses grâce aux aérosols servant de noyaux de condensation (CCN), ce qui entraîne ainsi une augmentation de la couverture nuageuse et de son temps de vie. Selon Ackerman *et al.* [1], l'effet semi-direct est associé à un réchauffement au niveau du sommet des nuages par l'absorption des carbones suies (aérosols très absorbants) du rayonnement solaire. Le nuage est alors privé de sa source d'humidité et la circulation convective est coupée. Ceci entraîne ainsi l'évaporation des nuages. Dans ce cas alors, la couverture nuageuse tend à se disloquer, laissant ainsi passer davantage de rayonnement arrivant à la surface. Cet effet a pu être observé sur la zone INDOEX (Ramanathan *et al.* [112]).

Ackerman *et al.* [1] ont calculé les forçages au TOA et à la surface de l'effet indirect et semi-direct. L'effet indirect est traité par la variation de la concentration de gouttelettes nuageuses (cas de nuage "pur" ($\text{CCN}=100 \text{ cm}^{-3}$) et cas de nuage "pollué" ($\text{CCN}=250 \text{ cm}^{-3}$)). L'effet semi-direct est évalué pour deux cas de pollution d'aérosols absorbants (épaisseur optique $\tau = 0.2$, albédo de diffusion simple $\omega = 0.88$ et la fonction de phase $\phi = 0.06$) selon les concentrations d'aérosols : une de 1200 cm^{-3} d'aérosols pour un panache moyennement pollué et une de 2400 cm^{-3} pour un panache très pollué. Ackerman *et al.* [1] ont constaté une bonne corrélation entre la quantité de carbones suies et la diminution de la couverture nuageuse. Puis, lorsque Ackerman *et al.* comparent les forçages radiatifs, l'impact semi-direct au TOA est positif (sauf pour le cas moins pollué en ciel clair) et peut dominer l'impact direct. Ceci est d'autant plus constaté en ciel nuageux. À la surface, le refroidissement induit par l'effet semi-direct est nettement moins fort que celui induit par l'effet indirect. Ackerman *et al.* concluent que l'effet semi-direct peut partiellement annuler les effets direct et indirect au TOA. Cependant, ce forçage dépend des conditions météorologiques (fraction nuageuse) et des propriétés optiques des aérosols (+ ou - absorbants). Il est difficile d'affirmer une complète désintégration des nuages à la suite de l'effet semi-direct d'autant plus que le forçage des aérosols anthropiques peut être nul ou positif au TOA. Les observations satellitaires (Kaufman et Nakajima [60]) aboutissent aux mêmes conclusions concernant cet effet puisqu'elles ont enregistré tout aussi bien une augmentation qu'une diminution de l'albédo des nuages en présence des aérosols absorbants.

Les résultats des travaux de Lohmann *et al.* [75] confirment l'effet des carbones suies, à l'échelle du globe, sur la diminution de la couverture nuageuse (de 4%) et du contenu en eau (*Liquid Water Path LWP*, de 10 g.m^2). Cependant, ils montrent que l'effet induit sur le contenu en eau liquide est plus significatif lorsqu'il est provoqué par l'effet indirect que par l'effet semi-direct. Ainsi, à échelle globale, l'effet indirect l'emporterait sur l'effet semi-direct et l'on observerait davantage une augmentation de la couverture nuageuse qu'une diminution. Les études sur l'effet semi-direct sont récentes pour l'instant, il est difficile d'apporter une réponse affirmative quant à la domination des effets entre eux. Cependant, cet effet est loin d'être négligeable puisqu'il pourrait, selon Ackerman *et al.* [1], contrecarrer les deux autres effets.

Finalement, la figure 5.3 résume les différentes interactions qui peuvent exister entre les effets.

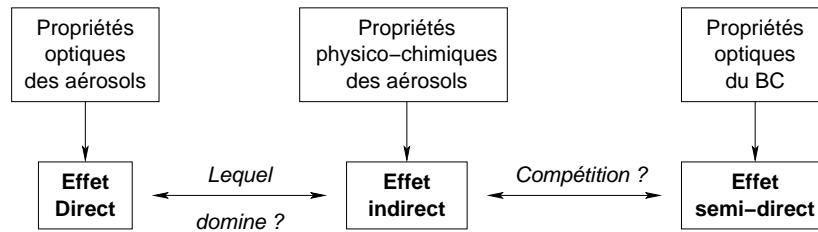


FIG. 5.3 – Comparaison des effets radiatifs,

5.1.5 Place de notre étude parmi les travaux de la littérature

Finalement, les travaux de la littérature ont exposé les difficultés de l'estimation des impacts des aérosols et les nombreux paramètres auxquels est sensible le calcul du forçage radiatif (fraction nuageuse, conditions météorologiques, type de pollution, condition d'humidité pour les particules solubles, etc.). Notre étude s'inscrit dans les travaux sur l'effet semi-direct. Elle vise à comprendre et à évaluer les modifications dues à l'absorption du rayonnement solaire par les aérosols de carbone suie sur les profils de température et d'humidité relative et ainsi à examiner son influence sur la couverture nuageuse. Nos travaux se sont attachés à l'étude de cet effet plutôt qu'à un autre effet radiatif car d'après les mesures réalisées pendant INDOEX (*cf.* § 4.1.3.b), les carbones suies représentent une contribution importante en masse des aérosols et, de par leurs fortes capacités d'absorption, ils participent nettement au forçage radiatif de l'ensemble des aérosols. De plus, la littérature (Ackerman *et al.* [1], Lohmann *et al.* [75]) a suggéré le fait que l'effet semi-direct, qui est propre aux carbones suies, pourrait contrecarrer les effets direct et indirect sous certaines conditions de météorologie et de pollution. Il nous est donc apparu naturel d'approfondir ou d'explorer cet effet semi-direct ou du moins les modifications sur la structure verticale atmosphérique qu'il pourrait engendrer, en se basant sur une étude numérique à mésoéchelle. Actuellement, peu d'études ont été effectuées sur l'impact spécifique des propriétés radiatives des carbones suies sur les conditions atmosphériques, en amont du cycle nuageux, et ce à l'échelle méso. Précisons que cette étude est cependant semi-quantitative puisqu'elle tient compte des propriétés radiatives d'un aérosol principalement absorbant comme le carbone suie. Ceci est développé aux paragraphes 5.2.1 et 5.2.2.

5.2 Approche du problème - Méthode

En vue de simplifier le problème, l'effet radiatif des aérosols a été abordé selon deux étapes. Tout d'abord, la première approche, dite "statique", consiste à étudier l'évolution des paramètres météorologiques lorsqu'une couche d'aérosols est imposée constante en concentration et en position. Puis, vu les résultats encourageants de la première étape, la seconde étape, dite "dynamique", examine l'effet radiatif des aérosols qui cette fois sont redistribués sur la zone simulée par la dynamique. Cette deuxième simulation se rapproche davantage de la réalité. Elle a fait l'objet de deux simulations dont l'une, plus basique, a été effectuée avec la version 3b de RAMS et l'autre, plus complète (grande zone simulée, 3 grilles imbriquées), a été réalisée avec la version 4.30 du modèle. Les deux approches "statique" et "dynamique" sont basées sur des simulations numériques qui utilisent le modèle RAMS auquel est couplé *on-line* (*cf.* § 3.3) le code radiatif EC3 décrit dans le paragraphe suivant.

5.2.1 Outils numérique : le code radiatif EC3

Les codes radiatifs disponibles dans RAMS (*cf.* § 3.2, p. 37) ne prennent pas en compte les effets radiatifs des aérosols. Par conséquent, le code radiatif EC3 (Morcrette [90], Fouquart *et al.* [45]) a été couplé *on-line* aux versions 3b et 4.30 de RAMS. Le couplage du code à la dernière version du modèle a fait l'objet d'un gros travail, du fait que EC3 et RAMS sont écrits dans des versions différents de FORTRAN (EC3 en f77 et RAMS en f90). Une écriture parallélisée du modèle a été installée au centre de calcul le CINES à Montpellier. Ce code radiatif a déjà été utilisé en *off-line* au laboratoire par Pradelle *et al.* [109] pour calculer les forçages radiatifs de l'aérosol minéral et des particules carbonées sur l'Atlantique tropical oriental. Chomette [25] a adapté ce code afin d'évaluer les aspects radiatifs de l'aérosol désertique.

Ce code radiatif a été initialement développé au laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA, Lille) par Fouquart et Bonnel [45] et a été amélioré par Morcrette *et al.* [90]. Il est actuellement utilisé dans le modèle de prévision du CEPMMT (*Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme* ou *ECMWF* en anglais). Chomette [25] a simplifié ce code dans le but de l'adapter aux aérosols. Cinq types d'aérosols en mélange externe sont considérés dans le code : un type marin peu absorbant, un type d'aérosols de fond (*remote continental* en anglais), un type d'aérosols absorbants (semi-urbain), un type de poussière minérale proche des sources d'émission et un dernier type de poussière minérale loin des sources. Ce dernier type tient compte des propriétés optiques des particules d'aérosols après la disparition des grosses particules par le processus de dépôt pendant le transport. La prise en compte de ces derniers types d'aérosols fut précisément le travail de Chomette [25].

Le calcul des flux radiatifs est basé sur l'approximation du transfert radiatif à deux flux [45]. Les couches d'aérosols sont traitées sous l'hypothèse des plans parallèles infinis. Le code couvre les spectres solaires et telluriques en 4 intervalles spectraux pour les courtes longueurs d'onde et en 6 intervalles dans le domaine de l'infrarouge thermique pour les grandes longueurs d'onde. À partir d'un calcul de code de Mie dans les différents intervalles spectraux, sont calculés les propriétés optiques des aérosols nécessaires au code. Il s'agit de l'albédo de diffusion simple $\omega_a(\lambda)$ et du facteur d'asymétrie $g(\lambda)$.

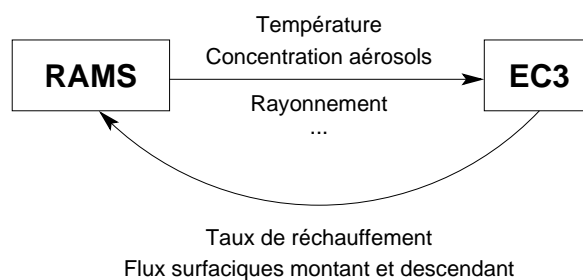


FIG. 5.4 – Présentation schématique du couplage entre le code EC3 et RAMS.

Les coefficients d'absorption des gaz (H_2O , CO_2 et O_3) sont issus de la base de données du AFGL (*Air Force Geophysics Laboratory*). La paramétrisation décrite dans Morcrette *et al.* [91] permet de calculer leur dépendance à la pression et à la température. Le code est fourni avec les atmosphères de type standard comme l'atmosphère tropicale décrite par McClatchey *et al.* [83] distribuée sur 36 niveaux de pression (1010 à 10 hPa). Un calage de niveaux de pression est réalisé entre les 30 niveaux utilisés par RAMS et ceux du code radiatif. Cependant, les champs de météorologie (température et humidité) introduits sont ceux calculés par RAMS sur toute l'atmosphère, à l'exception des 6 derniers niveaux pour lesquels l'atmosphère standard est utilisée pour le calcul de ces champs. Les

gaz absorbants autres que la vapeur d'eau sont fournis par le modèle d'atmosphère de McClatchey *et al.* [83].

Le code EC3 est couplé *on-line* au modèle RAMS pour tenir compte de l'effet radiatif sur les champs calculés par le modèle. Ce couplage est schématisé sur la figure 5.4. RAMS fournit au code radiatif des informations sur les aérosols telles que leur concentration en tout point de la grille, ce qui permet entre autre de calculer l'épaisseur optique. Celle-ci est effectivement déduite du produit d'un facteur multiplicatif (entré dans EC3) à la concentration des aérosols fournie par RAMS.

Dans cette étude, nous avons choisi de considérer un aérosol essentiellement absorbant, composé de particules carbonées. D'après Liou *et al.* [73], le coefficient d'absorption massique $\sigma_{a,550}$ du carbone suie est égal à $7 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$. Les valeurs disponibles dans la littérature recouvrent une large gamme. Ainsi, les valeurs de ce coefficient (à 550 nm) mesurées par l'avion C-130 pendant INDOEX sont extrêmement variables, avec une moyenne de $8.1 \pm 0.7 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ (Mayol-Bracero *et al.* [82]). La valeur du coefficient de diffusion est de l'ordre de $3 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$. Nous considérons un panache d'aérosols carbonés dont les propriétés optiques sont représentatives de particules loin de leur zone d'émission. Nous avons choisi une valeur du coefficient d'extinction massique de $20 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$, ce qui est la signature d'un panache d'aérosols comprenant, outre les carbonés suies (BC), des particules plus diffusantes comme les carbonés organiques (OC) dont le rapport OC/BC est environ de 1.5 (Andreae, communication personnelle). La valeur du coefficient d'asymétrie g_{550} est de 0.6, valeur encadrée par les estimations de Léon [69] et Pelon *et al.* [100]. Pour l'albédo de diffusion simple, nous avons pris $\varpi_{0,550} = 0.62$, typique des carbonés suies (Takemura *et al.* [132]). Cette valeur est plus faible que celle trouvée pour l'aérosol moyen d'INDOEX, dont les estimations varient entre 0.8 et 0.85 selon la latitude (Pelon *et al.* [100]). Ces dernières valeurs tiennent compte, en effet, d'aérosols plus diffusants, comme les sulfates, les sels de mer et les aérosols désertiques. Si la valeur de 0.62 convient à notre objectif, à savoir l'étude semi-quantitative de l'impact semi-direct de particules fortement absorbantes, il est clair que, dans les études ultérieures, il sera nécessaire d'adopter des valeurs ajustées précisément aux divers types d'aérosols en présence. Pour estimer ici l'effet du choix $\varpi_0 = 0.62$, nous présentons sur la figure 5.5 les effets des deux valeurs de ϖ_0 (0.62 et 0.8) sur le taux de réchauffement.

Cette simulation est réalisée avec le code radiatif fonctionnant en *off-line*. On voit que si les structures des profils de taux de réchauffement restent semblables, l'intensité du taux est évidemment plus élevée dans le cas de l'aérosol plus absorbant. Cependant, une comparaison complète nécessiterait que l'on considère non seulement les concentrations d'aérosols carbonés mais également d'autres espèces (sulfates, poussières désertiques, ...), ce qui réduirait évidemment les différences.

L'interface entre le code et le modèle permet alors de calculer l'extinction sur les intervalles spectraux à partir de ces deux paramètres et les autres propriétés nécessaires au code. Les niveaux de pression y sont aussi ajustés. Le code radiatif reçoit alors les champs météorologiques calculés par RAMS comme la température et l'humidité, ainsi que les profils de concentrations d'aérosols. Les valeurs du taux de réchauffement calculés par EC3 sous les conditions des effets radiatifs des aérosols sont ensuite injectées dans le modèle RAMS. Les effets radiatifs des aérosols sont donc pris en compte dans le modèle à travers ces paramètres et peuvent se répercuter sur le profil atmosphérique via le schéma dynamique de RAMS.

5.2.2 Méthode

La méthode que nous avons utilisée pour mettre en évidence l'effet radiatif des aérosols est basée sur la comparaison de deux simulations : une, témoin, où les propriétés radiatives des aérosols sont inhibées et une, où les aérosols sont radiativement actifs. Le paramètre optique décisif est la section efficace d'extinction spécifique. Sa valeur est proche de zéro pour les simulations témoins dans lesquelles les aérosols sont considérés comme des traceurs passifs et égale à $20 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ pour les aérosols

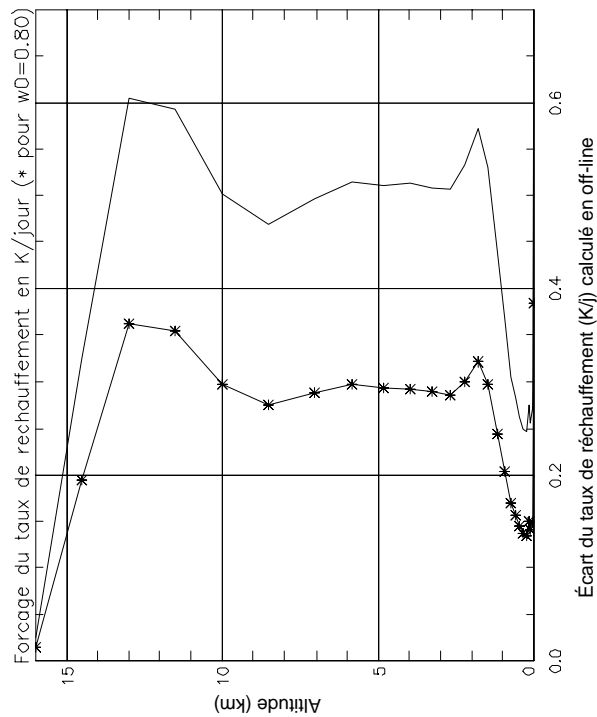


FIG. 5.5 – Sensibilité du forçage radiatif du taux de réchauffement pour deux valeurs de τ_0 0.62 et 0.8.

absorbants et diffusants.

La figure 5.6 illustre la méthode employée.

Méthode :

Comparaison des profils de température, d'humidité et d'eau nuageuse pour les deux simulations :

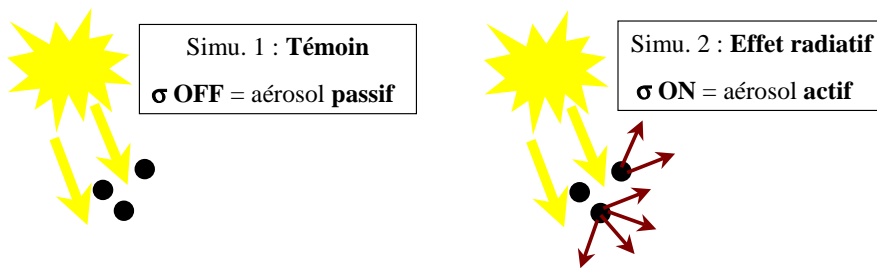


FIG. 5.6 – Présentation schématique de la méthode utilisée pour mettre en évidence l'effet radiatif des aérosols à l'aide du code EC3 couplé à RAMS.

Ainsi, on peut estimer la modification apportée par les effets radiatifs des aérosols et donc la rétroaction dynamique qu'ils engendrent en comparant les profils de température, d'humidité et d'eau nuageuse.

5.3 Résultats de l'approche "statique"

5.3.1 Cadre de la simulation

Rappelons que dans les conditions d'étude de l'approche statique, la couche d'aérosols est imposée constante aux altitudes typiques de leur transport soit entre 700 m et 2100 m. L'épaisseur optique des aérosols est fixée à 0.3 à 550 nm. Cette valeur est choisie relativement importante puisqu'elle est associée à des aérosols très absorbants. Rappelons que l'objectif de cette première étude est d'explorer de manière grossière la réponse radiative des aérosols sur la structure atmosphérique.

La simulation recouvre une zone de l'océan Indien centrée à 5°N-65°E dont la maille de la grille est de 3 km. Elle simule la période du 1^{er} au 3 Mars.

5.3.2 Résultats

5.3.2.a Taux de réchauffement

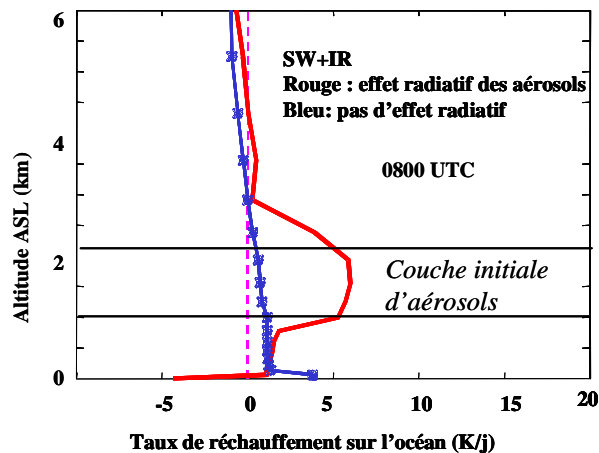


FIG. 5.7 – Effet radiatif des aérosols sur le taux de réchauffement. Comparaison des profils de la simulation avec l'effet radiatif (trait rouge) et de la simulation témoin (trait bleu)

Cette étude montre qu'une couche d'aérosols du type "anthropique" (carbones suies) a un effet notable sur la colonne atmosphérique. En effet, le résultat sur le taux de réchauffement qui est présenté sur la figure 5.7, montre qu'il apparaît un réchauffement de 2 K/j en moyenne au niveau de la couche d'aérosols, pouvant atteindre jusqu'à un maximum de 7 K/j.

Ce résultat confirme la forte absorption du rayonnement par des carbonnes suies dans l'atmosphère conduisant à un fort refroidissement à la surface puisque moins de rayonnement peut arriver à la surface.

5.3.2.b Profil de température

En ce qui concerne le profil de la température, les aérosols provoquent une augmentation de celle-ci de 2°C au niveau de la couche polluée. Ce qui va de pair avec les résultats sur le taux de réchauffement. La figure 5.8 représente les profils de température. Juste en-dessous de cette couche, une inversion de température apparaît. Les aérosols pourraient alors induire une modification sur la stabilité de l'atmosphère.

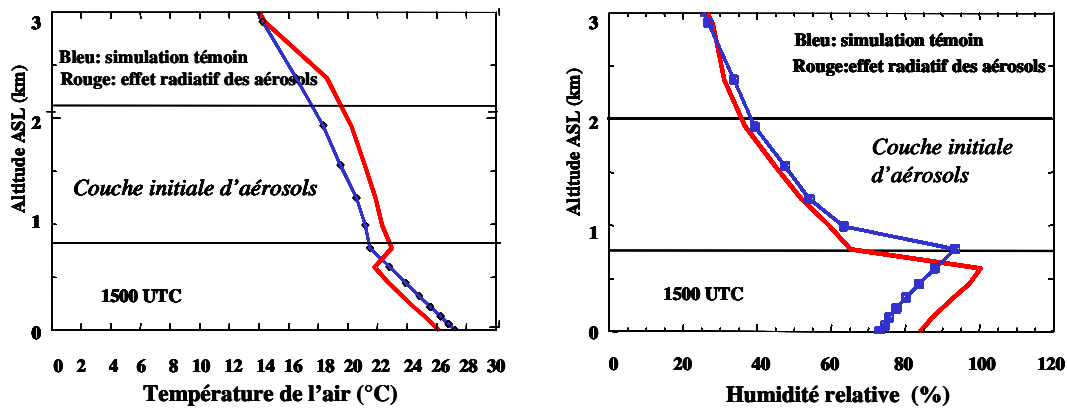


FIG. 5.8 – Effet radiatif des aérosols sur le profil de température (figure de gauche) et de l'humidité relative (figure de droite). Comparaison des profils de la simulation avec l'effet radiatif (trait rouge) et de la simulation témoin (trait bleu).

5.3.2.c Profil d'humidité relative

Enfin, qu'advient-il sur l'humidité relative ? Ses profils calculés selon les deux simulations sont représentés sur la figure 5.8. Une légère diminution de l'humidité s'établit au niveau de la couche d'aérosols. En-dessous, le pic d'humidité avec et sans ne se situe pas à la même altitude. Celui de la simulation prenant en compte les effets radiatifs est décalé d'environ 100 m plus bas. Ce décalage vertical est relié à l'inversion de la température. Celle-ci augmentant, par conséquent l'humidité diminue à la même altitude. Le profil d'humidité décroît donc plus vite (selon la verticale). Mais le point original vient de la valeur de ce pic. À cette altitude, vers 650 m, l'humidité passe de 85% (sans les effets) à 100%. Cette dernière remarque nous laisse imaginer que l'effet radiatif des aérosols sur l'humidité relative pourrait apporter une modification sur le développement d'un champ nuageux stratiforme.

5.3.2.d En conclusion

Cette première étude présente des résultats encourageants quant à la mise en évidence des modifications engendrées par l'effet radiatif des aérosols. Ils illustrent l'effet de la forte absorption des carbonnes suies, à savoir un fort réchauffement au niveau de la couche polluée. Puis, l'inversion thermique constatée suggère une éventuelle modification de la structure de l'atmosphère (stabilité) par les aérosols. Et enfin, la variation de l'humidité atteignant 100% laisse sous-entendre que les aérosols pourraient avoir un effet sur la formation des champs nuageux. Cependant, cette étude peut être considérée comme un test de sensibilité de l'effet des aérosols sur les profils atmosphériques dans des conditions strictes. Ses résultats servent alors de tremplin à une étude plus réaliste qui tient compte de la redistribution des aérosols. Cette condition est considérée dans l'approche "dynamique", décrite aux paragraphes 5.4 et 5.5 suivants.

5.4 Résultats de l'approche "dynamique" - Partie 1

5.4.1 Cadre de la simulation

Cette seconde approche rejoint celle de la simulation du transport des aérosols à laquelle est ajouté l'aspect radiatif des aérosols. Par rapport à la simulation du paragraphe 5.3, la redistribution des aérosols en fonction de la dynamique est autorisée.

Comme pour l'étude du transport (cf. § 4.2.3), la distribution des sources d'émission des carbonnes suies est fourni par l'inventaire GEIA (Penner *et al.* [104]). Seules les sources correspondant à la zone simulée, soit dans la région de Goa, sont considérées. L'épaisseur optique, qui est de l'ordre de 0.1 à 550 nm, est à présent variable puisque les concentrations d'aérosols sont redistribuées par les processus dynamiques de la zone. Cette épaisseur optique est davantage modérée comparée à la première approche dans un souci de réalisme.

Le domaine simulé est assez restreint par rapport aux différentes zones de sources d'émission. Cependant, il est centré sur la ville de Goa (cf. fig. 2.6) dont les émissions sont modérées et qui est souvent au carrefour de plusieurs flux de pollution. La maille utilisée est de 3 km identique à l'approche du paragraphe 5.3. La période simulée est de deux jours (7 et 8 mars).

5.4.2 Résultats (Partie 1)

Avant d'aborder les résultats sur l'effet radiatif des aérosols, quelques exemples de redistribution du panache sont présentés.

5.4.2.a Présentation sommaire du transport des aérosols

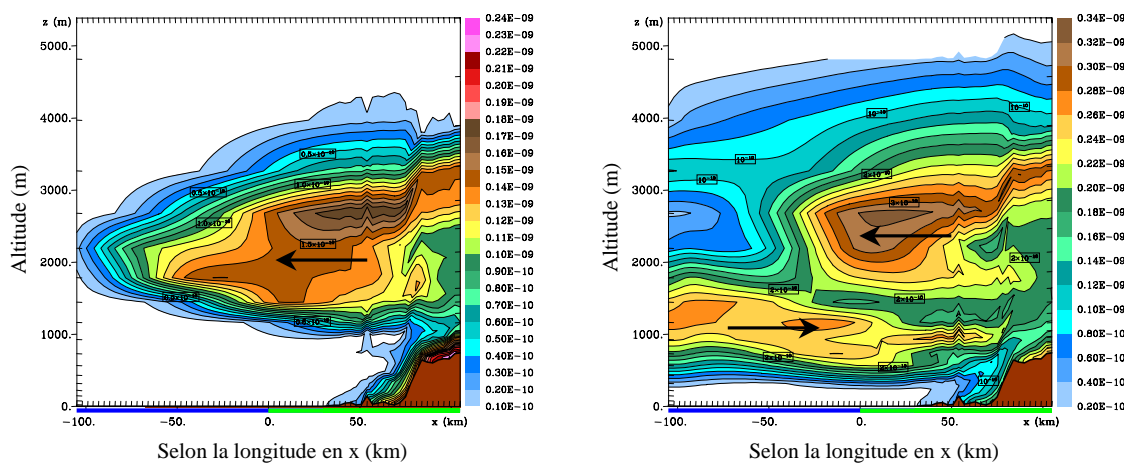


FIG. 5.9 – Coupes verticales à la latitude de Goa du transport du panache (en rapport de mélange) à 14h TU pour les deux jours.

Contrairement à une résolution de 100 km, la résolution horizontale choisie ici permet de mettre en évidence la circulation de la brise de mer qui s'installe à Goa. En effet, comme présenté par des coupes verticales prises à la latitude de Goa sur la figure 5.9, le panache éjecté à Goa emprunte la branche ascendante de la brise de mer le long des falaises. Arrivé sur le plateau, il est entraîné par le flux de mousson (vent de Nord-Est) aux altitudes comprises entre 1.5 km et 3 km. Quelques heures plus tard, une couche inférieure à 2 km revient par l'océan sur la côte indienne. Grâce à cette résolution fine, la structure de transport à deux couches est retrouvée par la simulation. La figure 5.10 représente la moyenne horizontale des concentrations de carbonnes suies. Vers 1 km ASL, la valeur est de $2.5 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ indique que Goa est une source modérée de l'aérosol (selon GEIA).

5.4.2.b Effet radiatif des aérosols sur le profil de température

Sur la figure 5.11 est présenté un exemple de profil de température du 7 mars avec et sans l'effet radiatif des aérosols. Une diminution de 1°C en-dessous de la couche des aérosols est constatée. Ce résultat était effectivement attendu. Cependant, il n'est pas systématique sur la période. Un résultat

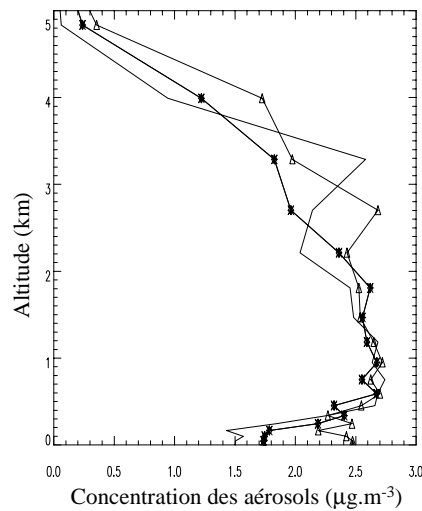


FIG. 5.10 – Moyenne horizontale des concentrations des aérosols pour les deux jours (7 et 8 mars) à 8h TU ('-'), 12h TU ('-*') et 18h TU ('-Δ-', seulement le 7 mars).

inattendu est l'absence d'effet au niveau de la couche d'aérosols. Cela indiquerait-il que les propriétés optiques choisies des aérosols soient trop modérées pour espérer avoir un effet significatif sur le profil de température ? Ce point n'a pas été approfondi davantage pour l'instant.

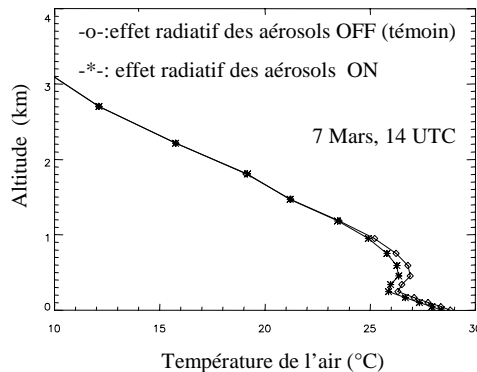


FIG. 5.11 – Effet radiatif des aérosols sur le profil de la température. Comparaison des profils de la simulation avec l'effet radiatif ('-*') et de la simulation témoin ('-o-').

5.4.2.c Effet radiatif des aérosols sur le profil d'humidité relative

D'après les figures 5.12 représentant plusieurs cas, le profil d'humidité est assez sensible à l'effet des aérosols. Ceci n'est pas en contradiction avec le comportement de la température puisque à une variation de $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ de la température, l'humidité relative peut répondre par une variation de 10%. Le profil d'humidité relative répond différemment selon l'heure et le jour de la simulation. En effet, on constate parfois des "assèchements" (diminution de l'humidité) à une certaine altitude et à l'inverse un apport d'humidité à d'autres heures à la même altitude. Par exemple, sur la figure de gauche, un assèchement diminuant l'humidité de 100 à 80% apparaît vers 2 km. Au-dessus de cette altitude, l'humidité relative suit cette tendance. Liée à cette diminution par les aérosols, pourrait-on y voir une suppression de la source d'humidité en altitude qui correspondrait à celle des sommets des nuages ? Contrairement à la première figure, la deuxième (figure au centre) montre un augmentation

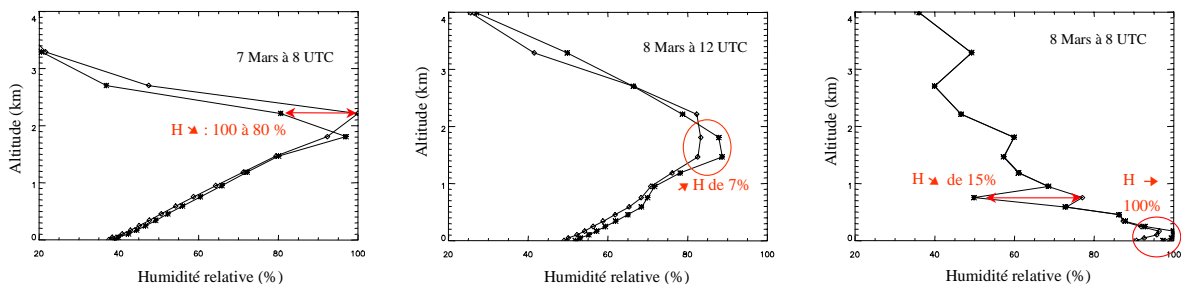


FIG. 5.12 – Effet radiatif des aérosols sur le profil de l'humidité relative. Comparaison des profils de la simulation avec l'effet radiatif ('-*') et de la simulation témoin ('-o-').

de l'humidité de 7% aux altitudes assez proches du premier cas. Enfin, la troisième figure (figure de droite) présente une structure qui diffère des deux autres cas. Vers 1 km, une forte diminution de 15% de l'humidité apparaît. Dans les basses couches près de la surface, une augmentation d'humidité est enregistrée. Elle passe de 95% à 100%. Même si l'augmentation est faible (+5%), la valeur de l'humidité atteint la saturation. Là encore, les effets des aérosols en changeant la structure de l'atmosphère permettraient-ils de faire apparaître des sources d'humidité ou plus modestement, les aérosols favoriseraient-ils une instabilité à la surface ?

5.4.2.d En conclusion

Ces résultats amènent beaucoup plus de questions que de réponses ! Cependant, cette étude a permis de voir que les effets sur les profils sont non systématiques, qu'ils dépendent de l'altitude, de l'heure et du jour. L'effet sur le rapport de mélange d'eau nuageuse (non montré ici) est négligeable (une diminution de 7% est enregistrée). Cependant, l'activité nuageuse à Goa est assez faible comparée aux abords de l'ITCZ. Finalement, on peut retenir de ces remarques qu'il serait intéressant d'agrandir la zone simulée pour d'une part, considérer toutes les sources d'émission de l'Inde et pas seulement celle de Goa et d'autre part, pour contenir à la fois des zones d'émission situées sur le continent et les zones d'activité nuageuse près de l'ITCZ (sans pour autant considérer la convection profonde). Puis, d'étendre la période de simulation à plusieurs jours pour obtenir une meilleure redistribution des aérosols. Ces remarques sont prises en compte dans la deuxième simulation de l'approche dynamique présentée au paragraphe 5.5 suivant.

5.5 Résultats de l'approche "dynamique" - Partie 2

Suite aux remarques soulevées lors de la première simulation de l'approche "dynamique" (§ 5.4), la deuxième est beaucoup plus complète, complexe et réaliste. Cette simulation est réalisée avec la version plus récente 4.30 du modèle RAMS. Cela a permis d'ailleurs de simuler une période plus longue du fait de la performance obtenue avec la parallélisation du code.

5.5.1 Paramètre de la simulation

Le tableau 5.2 résume les options retenues pour la simulation. Les conditions aux limites et les paramétrisations choisies sont identiques à celles de la simulation du transport (cf. § 4.2.2), le schéma de turbulence est celui de Mellor Yamada (TKE), la microphysique est gérée par la paramétrisation de Kuo-Tremback pour la grille 1. Par contre, un schéma de nuage explicite est utilisé pour les grilles 2 et 3. Les conditions aux limites latérales sont celles de Klemp-Wielhelmson, les conditions au sommet

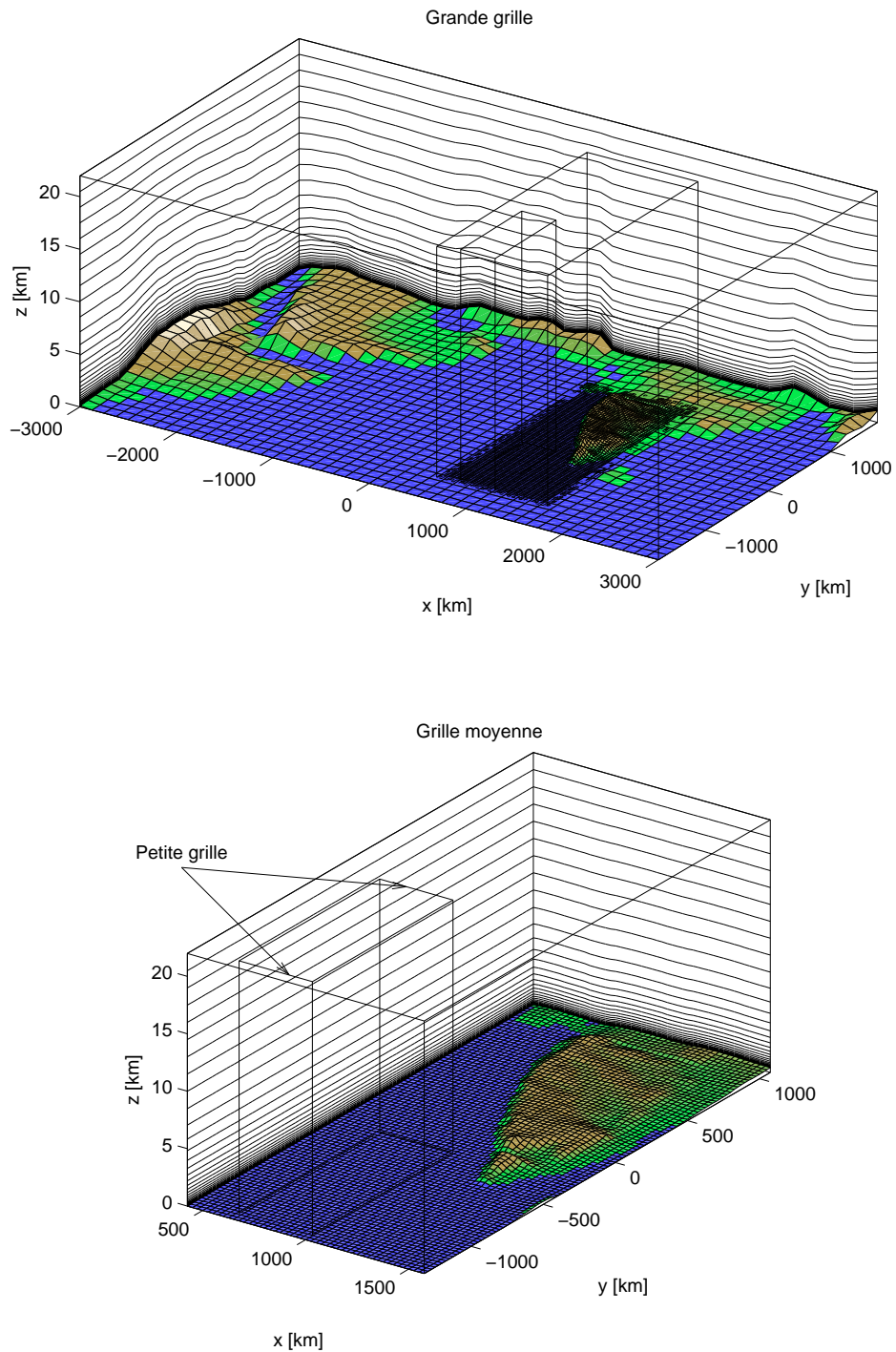


FIG. 5.13 – Représentation tridimensionnelle du domaine simulé avec les trois grilles imbriquées (figure du haut) et représentation détaillée de la zone d'étude (figure du bas).

Nombre de grilles	3
Dimension des grilles grille 2 grille 3	40°E - 90°E / 5°S - 30°N 70°E - 80°E / 1.1°N - 22°N 71°E - 75°E / 1.5°N - 10°N
Résolution spatiale, grille 1 grille 2 grille 3	125 km × 125 km 25 km × 25 km 6.25 km × 6.25 km
Nombre de niveaux verticaux	30 (max : 21 km)
Nombre de niveaux entre 0-1200	10
Pas de temps, grille 1 grille 2 grille 3	120 s 30 s 7.5 s
Topographie	Base de données de la NOAA (résolution 5')
Initialisation	Analyses ECMWF du centre Reading
Forçage	Toutes les 6h par les analyses ECMWF

TAB. 5.2 – *Résumé des différentes options de la simulation.*

sont celles du couvercle rigide avec couche d'amortissement de Rayleigh. La figure 5.13 (p. 104) représente le domaine simulé et les maillages horizontal et vertical de chaque grille.

5.5.1.a *Domaine simulé et maillage de la grille*

La mise en place de trois tailles de grilles a été choisie afin de considérer à la fois l'échelle régionale et l'échelle locale. Ces trois grilles sont représentées sur les figures 5.14 et 5.15. Les rapports de résolution entre les grilles sont de 5 puis 4. Les pas de temps associés aux grilles sont d'un rapport 4 entre les grilles.

La grande grille recouvre ainsi un domaine vaste (*cf.* tableau 5.2 et *fig.* 5.14) qui permet de prendre en compte toutes les sources d'émission des carbonés de la zone INDOEX et ainsi d'obtenir une distribution globale convenable des aérosols. Cette grille peut être considérée comme un cadre réaliste d'ensemble pour les grilles plus fines.

La grille moyenne est concentrée sur la côte ouest de l'Inde, elle englobe les villes d'émissions de polluants Bombay et Goa. Son domaine s'étend du nord de Bombay jusqu'à 1°N près de la zone ITCZ. Le domaine recouvert par la grille spatiale a été déterminé pour suivre les panaches lors de leur transport depuis les sources du continent jusqu'à Malé (aux Maldives, *cf.* 5.14).

Enfin, la troisième grille détaille une zone placée sur l'océan Indien dans la zone des Maldives. Sa situation permet d'observer les "arrivages" de panaches sur la région près de Malé. Cette zone a été explorée lors de mesures avions qui ont effectivement enregistré la présence de panaches pollués (Pelon *et al.* [100]). Sa fine résolution devrait permettre de détecter les phénomènes de petites échelles. De plus, l'activité nuageuse sur cette zone est plus importante que celle sur Goa. Par exemple, pendant le 1^{er} et le 2 mars, des nuages sont présents au sud-est de Malé (*cf.* *fig.* 5.16). Ceci devrait faciliter l'étude de la modification du champ nuageux. C'est pourquoi, contrairement à la simulation précédente, la petite grille est centrée sur la zone des Maldives.

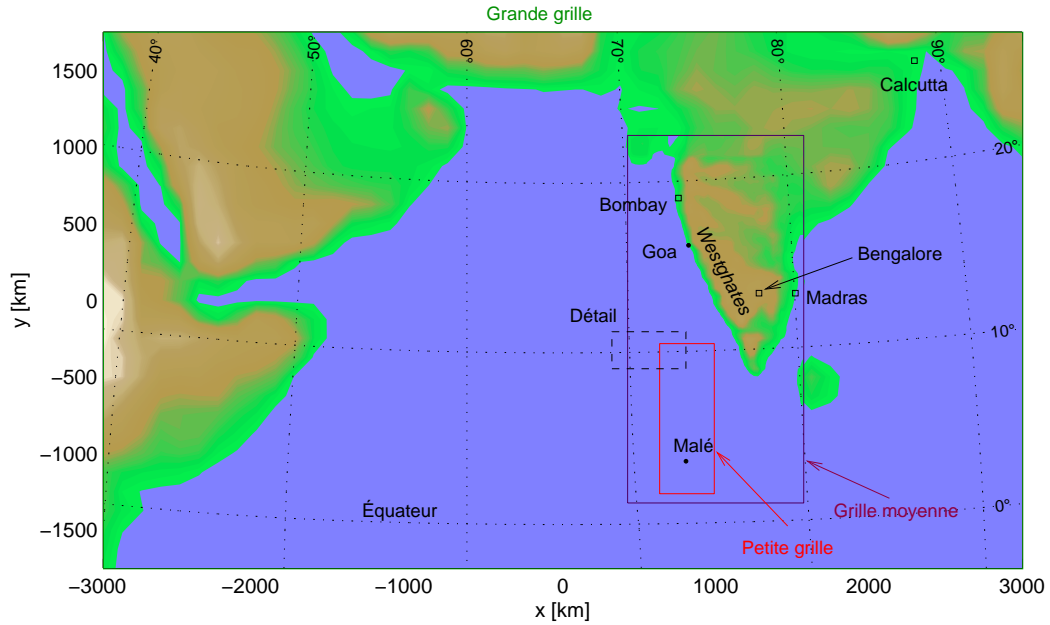


FIG. 5.14 – Représentation des trois grilles de la simulation.

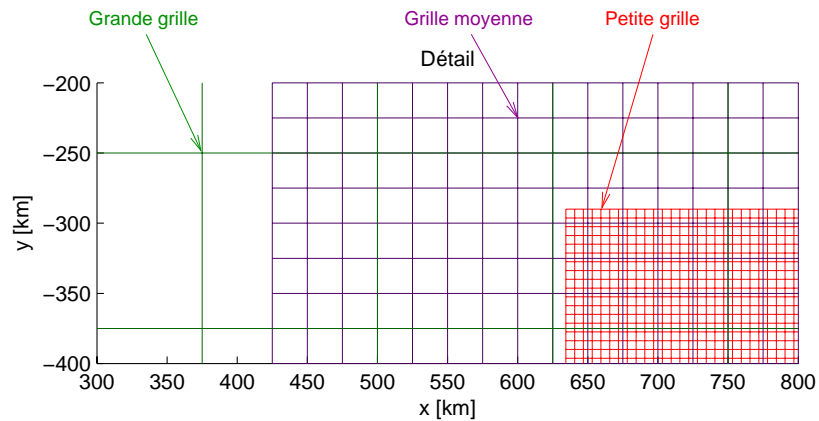


FIG. 5.15 – Représentation détaillée du maillage des trois grilles les unes par rapport aux autres.

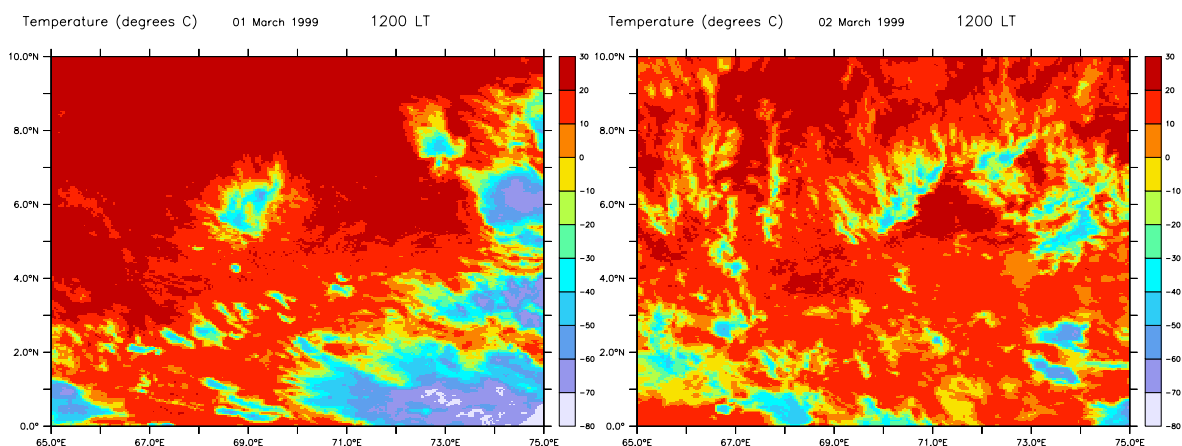


FIG. 5.16 – Luminance Infrarouge provenant des images de MétéoSat du 1^{er} et 2 mars 1999, pendant INDOEX (com. pers. F. Désalmand).

5.5.1.b Période simulée

Comme pour la simulation du transport, nous avons considéré une période de "spin-up" (du 15 au 27 Février 1999) afin d'obtenir les conditions initiales réalistes de la charge en aérosols en partant de zéro. Ce temps n'était pas pris en compte dans la simulation précédente. La période examinée commence le 28 Février et se termine le 15 mars. Dans l'analyse des résultats, les jours étudiés sont du 1 au 4 puis du 5 au 7 mars inclus. Ces jours correspondent soit à des événements de pollution importante soit à des jours bien documentés (6 et 7 mars sur Malé) par les mesures, soit à des jours nuageux (1 et 2 mars). Le forçage est calculé toutes les 6h.

Comme pour la simulation du transport (cf. chap. 4), les sources d'émission des carbonnes suies, sont fournies par la base GEIA (cf. fig. 5.17). Le puits des aérosols considéré est le dépôt sec turbulent (mêmes hypothèses que pour la simulation du transport : les précipitations sont négligeables).

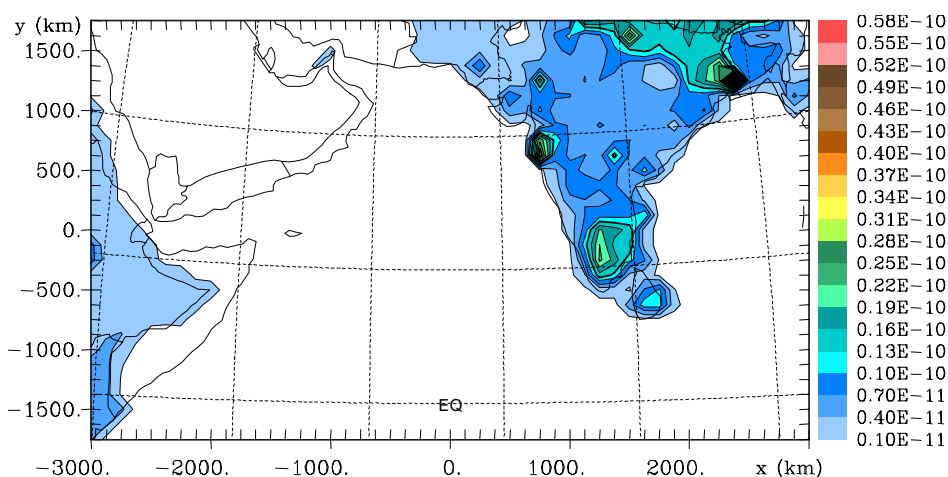


FIG. 5.17 – Émissions des carbonnes suies simulées sur la grille 1, d'après la base de donnée GEIA, exprimées en $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$.

Les résultats de cette simulation concernent tout d'abord le transport des aérosols sur la grille 2 et la grille 3. Puis, nous présentons les modifications dues aux effets radiatifs des aérosols sur le taux

de réchauffement et la température. Liée à ces variables, une estimation du forçage des aérosols dans l'atmosphère est calculée. Ensuite, l'impact des aérosols est observé sur les profils d'humidité relative et sur le rapport de mélange d'eau nuageuse. Une étude particulière est réalisée pour le 7 mars qui est documenté notamment par les mesures lidar [100]. Enfin, on examine si les effets dus aux aérosols peuvent induire une rétroaction dynamique sur la répartition spatiale et verticale de leur concentration par l'intermédiaire des modifications sur la température, l'humidité et le vent.

5.5.2 Transport des panaches de carbone suie

5.5.2.a Régimes de vent sur la grille 2

Connaissant déjà la redistribution du transport sur la grande grille équivalente à celle observée pour la simulation du transport (chap. 4), nous nous intéressons plus particulièrement au transport des aérosols sur les grilles 2 et 3. Les principaux régimes de vents notés sont le flux de sud-est, le flux d'est et le flux de nord-est. Sans surprise, ces régimes sont identiques à ceux déjà observés sur la grande grille (*cf.* § 4.3.1). Néanmoins, le vent de nord-ouest, apparaissant parfois sur la grande grille de la simulation du transport, n'est pas souvent détecté. Aussi, il n'est pas présenté ici.

La figure 5.18 (p.109) propose une situation de vent de sud-est à plusieurs altitudes (cas du 3 mars à 4h TU), auquel est superposée la distribution horizontale des aérosols. La position de la grille 3 est indiquée par le cadre apposé sur la grille 2. Ce vent ramène la pollution vers le nord-ouest, ne laissant aucune chance au panache de se diriger vers le sud.

Le vent d'est est représenté par la figure 5.19 (p.110; cas du 2 mars à 22h TU). Les panaches des sources d'émission du golfe du Bengale sont ramenés sur la côte ouest de l'Inde, lieu des sources de Goa et Bombay. En altitude, les vents frôlent la limite supérieure de la grille 3 sans vraiment y permettre au panache beaucoup d'inclusions.

Enfin le régime de vent de nord-est, illustré sur la figure 5.20 (p.111) correspondant à la situation du 2 mars à 6h TU, balaye le continent indien et favorise la redistribution du panache sur l'Océan Indien. Cette situation permet donc au panache de pollution d'atteindre les Maldives.

Les vents les plus dominants sont ceux de nord-est et d'est.

De l'observation de ces trois régimes, on remarque que les altitudes de propagation du panache se situent dans les basses couches, soit autour de 1.8 et 2.2 km. La structure verticale est détaillée dans les deux paragraphes suivants.

5.5.2.b Trajet d'un panache sous un vent de nord-est

Sur la figure 5.21 (p. 112) est présentée une coupe verticale des concentrations des aérosols effectuée à deux longitudes : une proche de Bombay et une autre légèrement décalée vers l'est. Cette figure montre que dans une situation de vent de nord-est (*cf.* fig. 5.20), le panache, émis dans cet exemple par Bombay, a tendance à s'élever au fur et à mesure de son trajet sur l'océan indien et peut atteindre la zone près de Malé. Sur la grille 3, apparaît alors une couche de pollution entre 1.5 et 2 km. La valeur de la concentration arrivant sur la grille 3 est deux fois plus faible que celle près de la source. Ceci est visible sur les profils pris près et loin de la source continentale présentés dans le paragraphe suivant.

5.5.2.c Profils verticaux de la concentration des aérosols près et loin de leur source

Les profils verticaux de la situation du 2 mars à 6h TU, tracés sur la figure 5.22 (p. 113), se réfèrent à trois lieux (*cf.* la carte de la fig. 5.21) : un près de la source de Bombay (émissions importantes), un à la source de Goa et un dernier au nord de la grille 3, représentant les profils typiques des panaches continentaux qui arrivent sur cette zone. Les concentrations des points près des sources sont de l'ordre

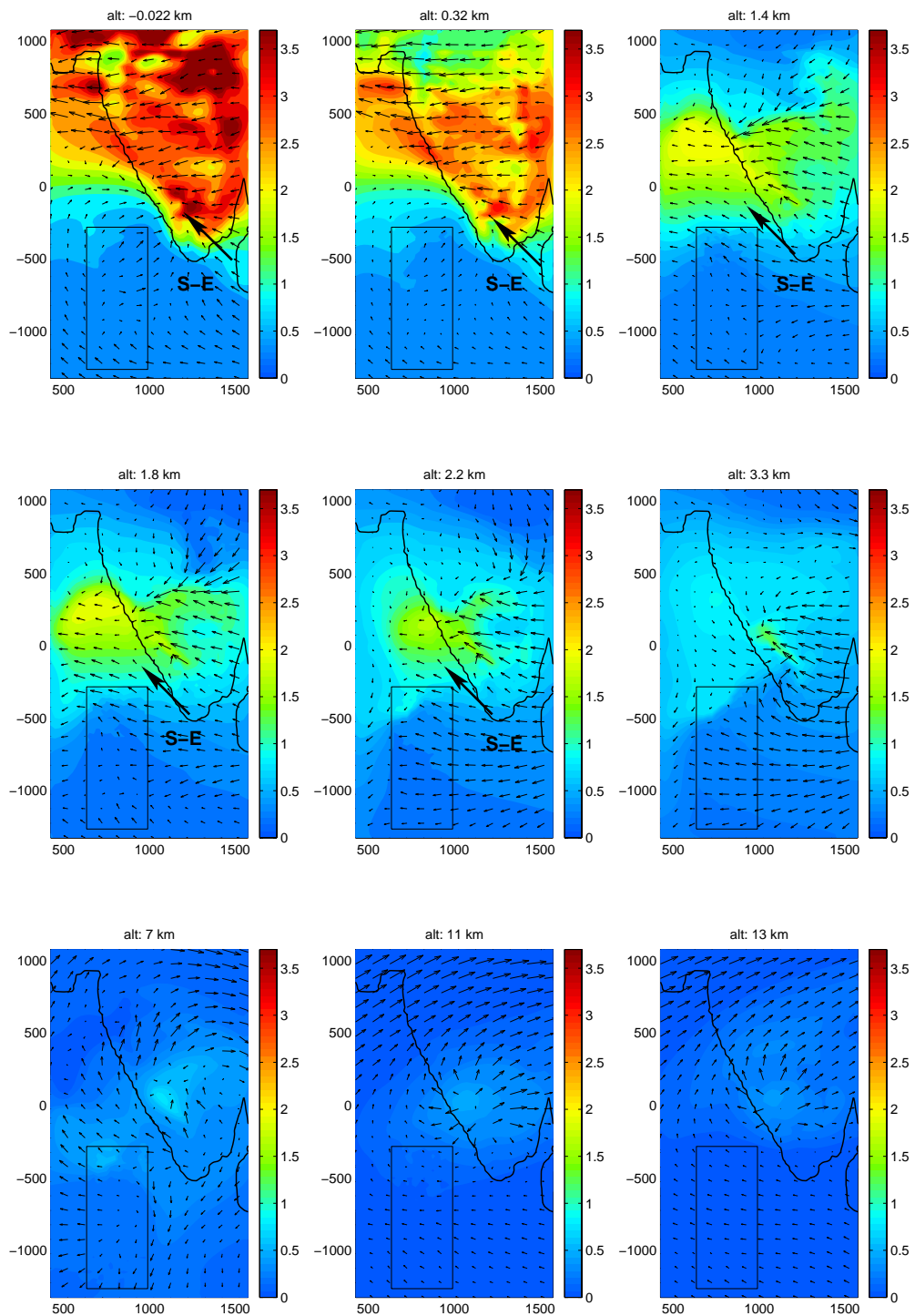


FIG. 5.18 – Champs des vitesses de vent pour plusieurs altitudes sur la grille 2 et distribution horizontale de la concentration des carbones suies, le 3 mars à 4h TU. La dominante est la direction de sud-est. Le contour de la grille 3 est indiqué.

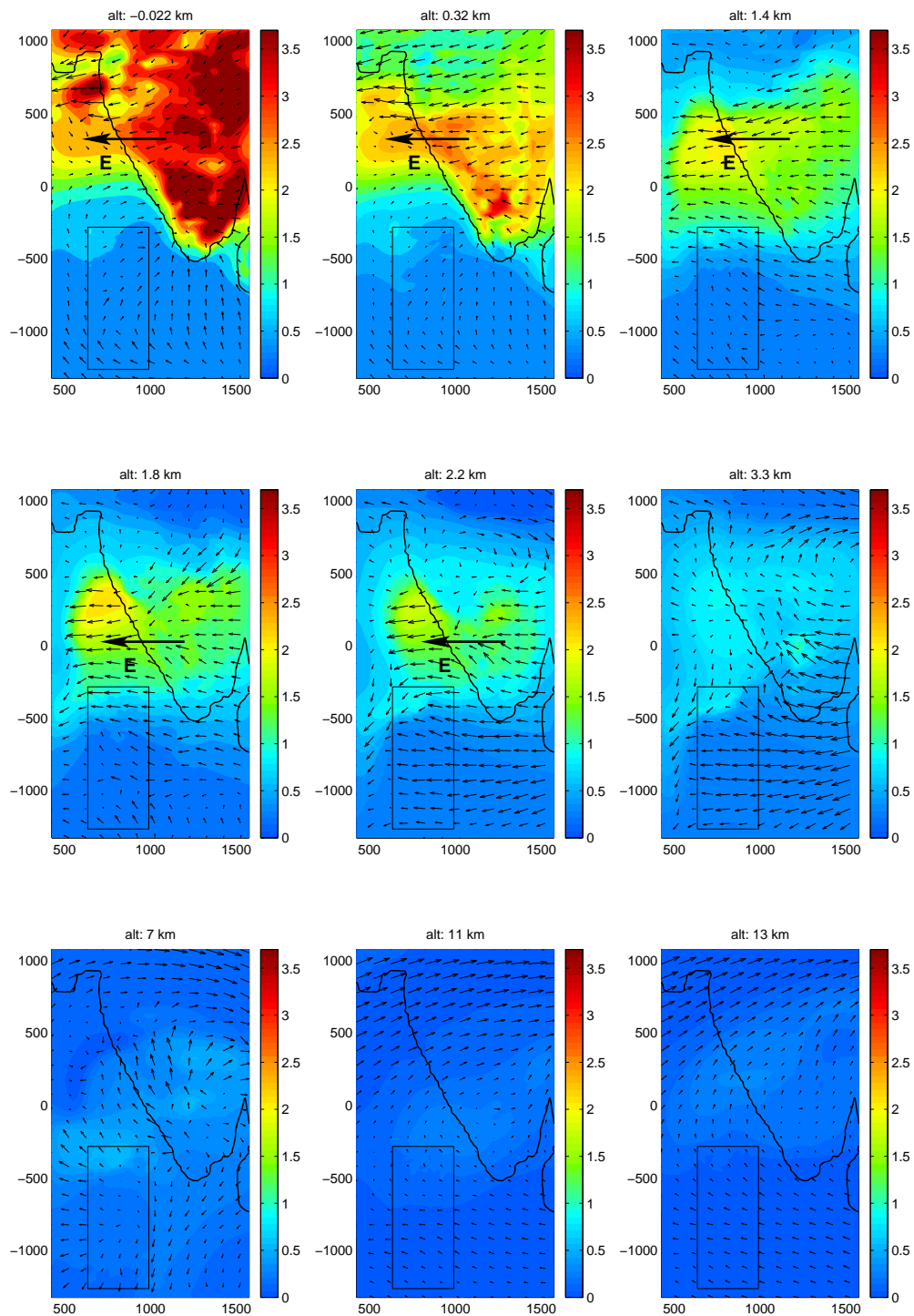


FIG. 5.19 – Champs des vitesses de vent pour plusieurs altitudes sur la grille 2 et distribution horizontale de la concentration des carbonnes suies, le 2 mars à 22h TU. La dominante est la direction de est. Le contour de la grille 3 est indiqué.

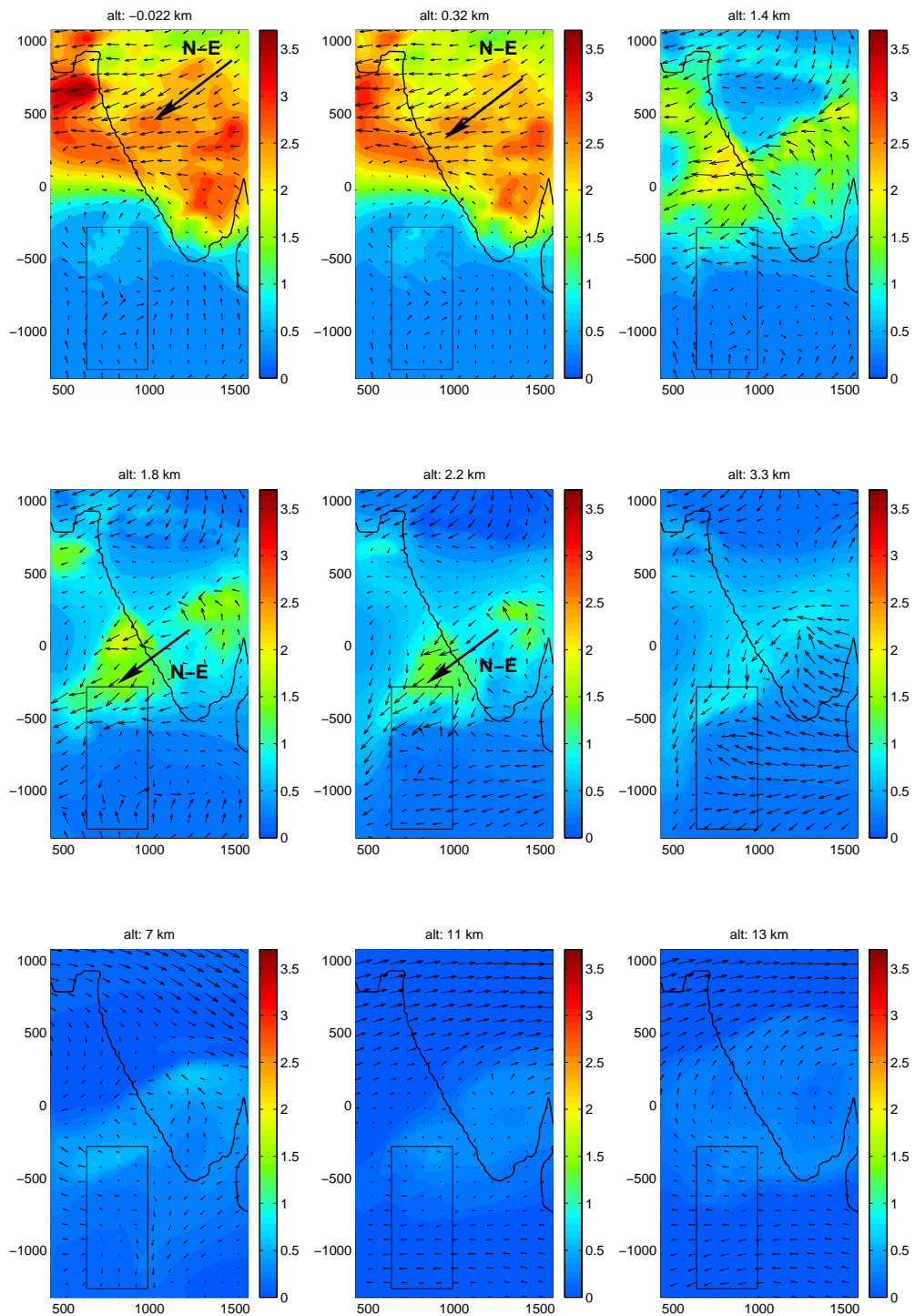


FIG. 5.20 – Champs des vitesses de vent pour plusieurs altitudes sur la grille 2 et distribution horizontale de la concentration des carbones suies, le 2 mars à 6h TU. Le vent est principalement de direction de nord-est. Le contour de la grille 3 est indiqué.

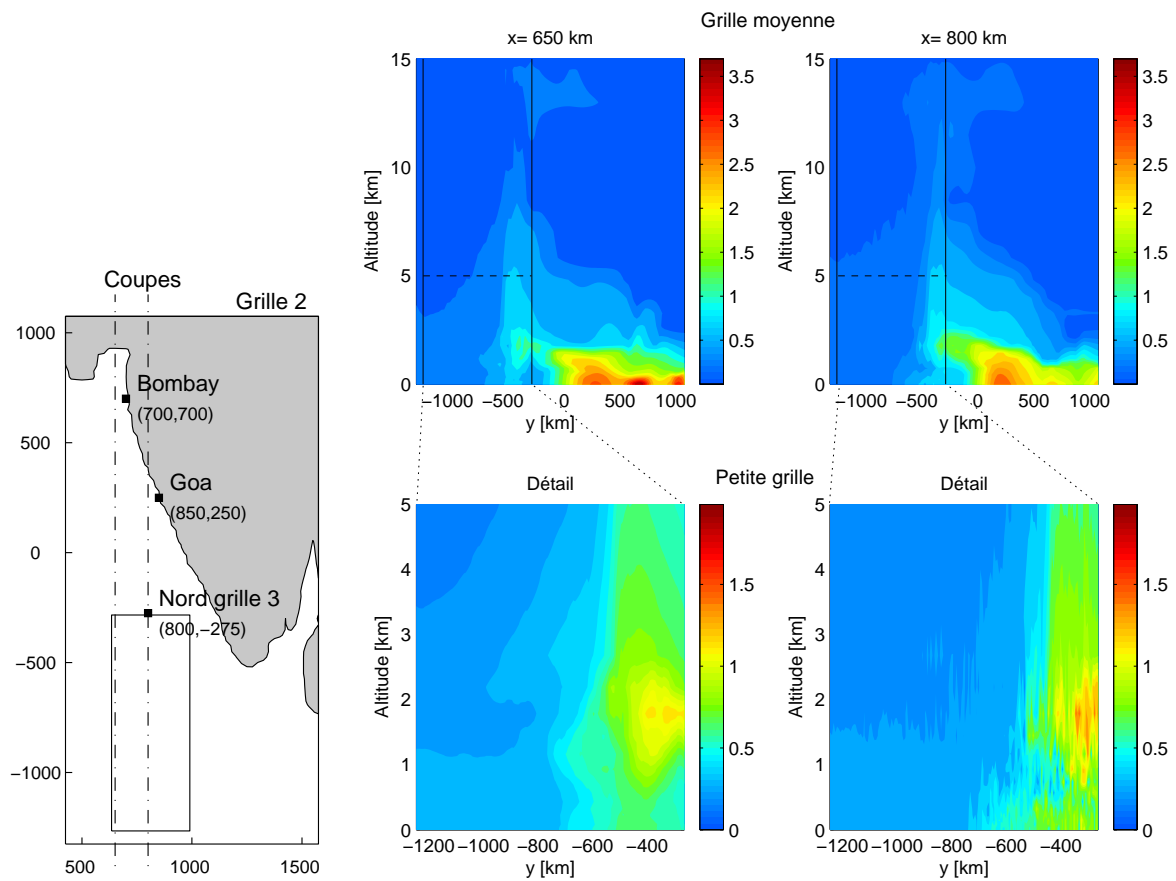


FIG. 5.21 – Coupe verticale de la concentration des aérosols du 2 mars à 6h TU, pour deux longitudes ($x=650$ km, près de Bombay et $x=800$ km) sur la grille 2 (figure du haut), dont la continuité sur la grille 3 (figure du bas) est détaillée (à comparer avec la figure 5.20). L'échelle maximum va jusqu'à $4 \mu\text{g. m}^{-3}$ sur la grille 2 alors celle de la grille 3 atteint $2 \mu\text{g. m}^{-3}$.

de $3.25 \mu\text{g. m}^{-3}$, soit le double de celles du panache au nord de la grille 3 ($1.5 \mu\text{g. m}^{-3}$). Cette valeur est cependant non négligeable et l'effet radiatif de la pollution sur la grille 3 pourra éventuellement être visible.

La structure verticale est différente pour les trois lieux. Celle du profil de Bombay est concentrée près des basses couches. Ceci s'explique par la forte advection du panache sur la mer d'Arabie par les vents de basses couches. Cet entraînement est repérable sur la figure 5.20. Par conséquent, peu de polluant est soulevé au-dessus de la source. À Goa, le panache s'élève et rejoint la couche de 1.4 km (cf. la figure 5.20 aux altitudes 1.4 km et 1.8 km). On retrouve la signature de la distribution des polluants par la brise de mer et de terre (cf. § 4.3.2.b).

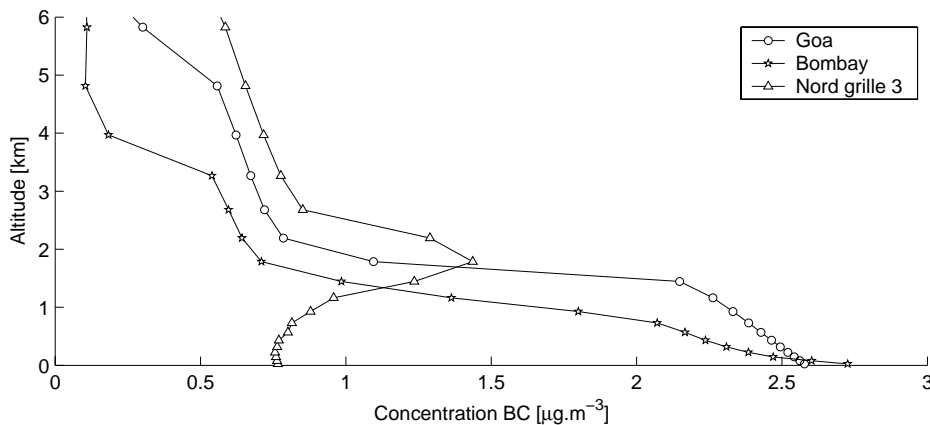


FIG. 5.22 – Profils verticaux des aérosols près des sources de Bombay ('-*') et de Goa ('-o-') et au nord de la grille 3 ('-Δ-'), le 2 mars à 6h TU. Les positions sont indiquées sur la figure 5.21 à gauche.

Enfin, le profil au nord de la grille 3 montre que les panaches ont tendance à se déplacer vers une couche de transport autour de 2 km. Cette structure correspond à la couche haute mesurée par le lidar LÉANDRE au nord des Maldives le 7 mars. Néanmoins le profil montré étant du 2 mars, le transport de basse couche n'apparaît pas. Ceci sera davantage étudié au paragraphe intitulé "Étude du 7 mars", p. 120.

En résumé, on note, dans cette étude, que les panaches arrivent sur la grille 3 sous des conditions de vent de nord-est. Lors des vents d'est, on note que la grille 3 est moins polluée. Leur concentration est non négligeable même si elle est deux fois plus faible que celle au niveau de source. La structure verticale du transport montre une couche de polluant vers 2 km. Les altitudes prépondérantes de transport sont étudiées plus en détail dans le paragraphe suivant. Ce dernier se concentre sur l'évolution et la distribution du panache sur la grille 3.

5.5.2.d Évolution de la concentration des aérosols sur la grille 3

La figure 5.23 représente l'évolution de la concentration des aérosols moyennée horizontalement sur la zone recouverte par le panache (soit un quart nord de la grille 3, cf. la figure 5.24 et la figure 5.30) en fonction de l'altitude, pour la période du 1^{er} mars à 0h TU au 7 mars à 22h TU. D'un point de vue qualitatif, cette représentation met en évidence les altitudes de transport et les dates d'arrivée de forts panaches sur la grille 3. Entre 10 et 15 km apparaît une couche d'aérosols, les concentrations associées étant cependant nettement inférieures à ce qui existe à de basses altitudes (cf. fig. 5.25). L'existence de cette couche peut apparaître étonnante, nous allons justifier ceci plus bas. La vue détaillée entre 0 et 4 km permet de distinguer des altitudes de transport autour de 2 km pour les premiers jours (les 1, 2 et 3 mars) et autour de 1.4 km pour les derniers jours (6 et 7 mars).

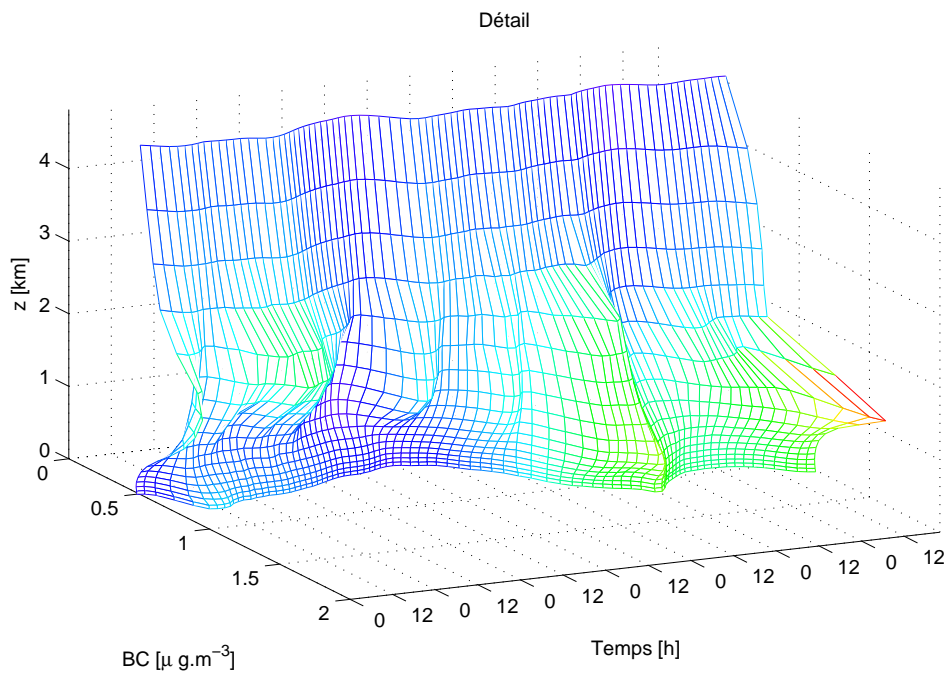
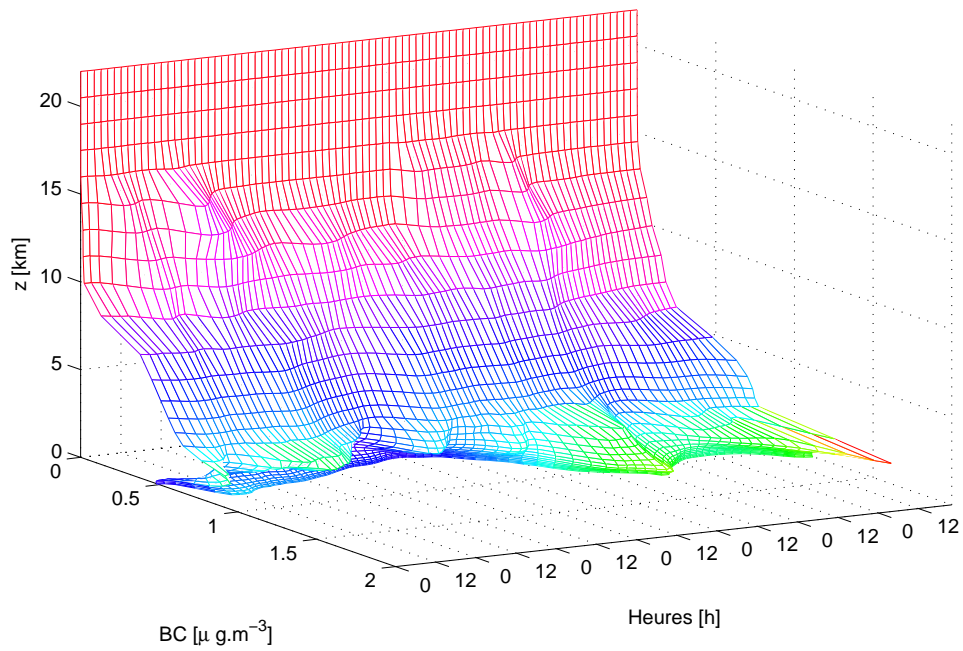


FIG. 5.23 – Évolution temporelle de la concentration de carbone suie en fonction de l'altitude, moyennée sur un quart nord de la grille 3, pour la période du 1^{er} mars à 0h TU jusqu'au 7 mars à 22h TU.

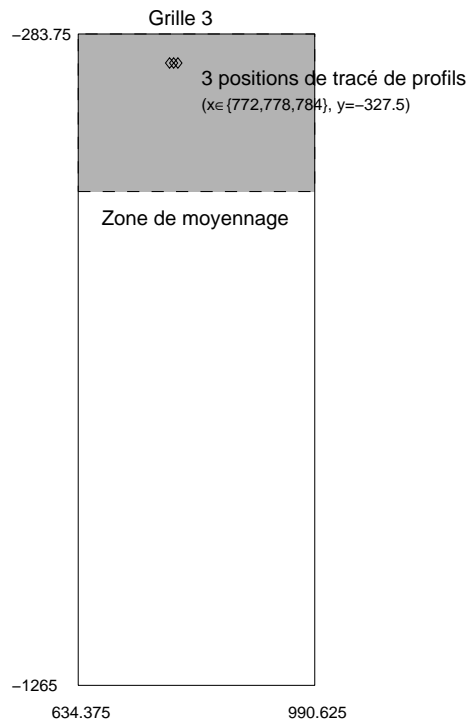


FIG. 5.24 – Fraction de la grille 3 sur laquelle les calculs de moyenne horizontale ont été réalisés, ce qui est justifié par la fig. 5.30. Position des trois points qui ont été choisis pour les tracés de profils de la figure 5.39.

Or, d'après les profils mesurés par le lidar LÉANDRE (Pelon *et al.* [100]) au nord des Maldives, peu d'aérosols n'ont été détectés au-dessus de 3 km. Néanmoins, quelques rares observations du C-130 montrent des concentrations de carbones suies pouvant atteindre $1 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ vers 3 km. L'existence d'aérosols à 13 km et 6 km en moyenne trouvées par la simulation peut être expliquée tout d'abord par la présence de systèmes convectifs nuageux qui traversent la grille 3 du nord au sud (*cf.* fig. 5.26). En effet, les coupes verticales de la vitesse verticale w montrent de fortes valeurs dont le maximum peut même dépasser parfois 19 m/s, notamment le 1^{er} mars. Le 2 mars, les valeurs diminuent. Ces maxima de w se situent vers 6 km avec des valeurs encore importantes vers 10 km. Ces pics de w sont associés à des valeurs d'eau nuageuse notables (respectivement pour les trois moments 4.1 g/kg, 3.1 g/kg, 1.6 g/kg) qui se superposent aux noyaux de fortes vitesses verticales. Ces valeurs révèlent la possibilité d'une activité convective nuageuse localement intense. Ces systèmes peuvent être la cause de l'entraînement des aérosols aux altitudes supérieures. De plus, étant donné que le dépôt humide n'est pas pris en compte dans la simulation, il est probable que le temps de résidence de ces aérosols, injectés en altitude, soit de quelques jours. Ceci expliquerait l'existence de particules en altitude sur les trois jours où l'on observe, cependant, une légère diminution de leur concentration le troisième jour (la concentration passe de 0.6 à $0.4 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ vers 5 km).

Nous avons voulu estimer un ordre de grandeur du flux d'aérosols par transport convectif vertical. À cet effet, nous avons calculé le produit de la concentration des aérosols par la vitesse verticale w , moyenné spatialement sur le quart nord de la grille 3. La moyenne temporelle sur la journée du 2 mars est représentée sur la figure 5.27.

L'examen de cette figure suggère la possibilité d'un transport des aérosols par un mouvement convectif jusqu'à des altitudes élevées, en petite quantité, certes, mais non nulle.

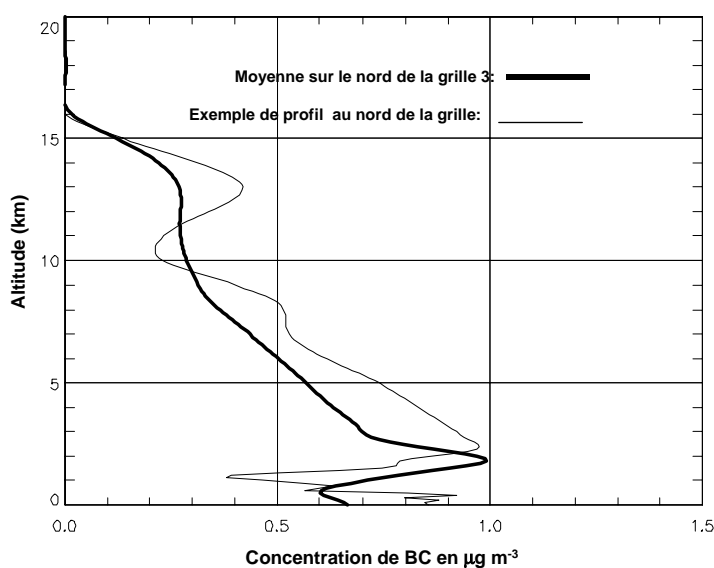


FIG. 5.25 – Profil de concentration de carbone suie moyennée sur le quart nord de la grille 3 (trait épais), auquel est superposé un profil typique pris en un point de la grille 3.

Enfin, nous avons vérifié le comportement du coefficient vertical d'échange turbulent. Celui-ci ne s'atténue (valeurs inférieures à $1 \text{ m}^2/\text{s}$) que dans la couche entre 5 et 7 km. Ceci pourrait contribuer aussi à expliquer la présence d'aérosols dans ces couches supérieures.

De cette vue d'ensemble, on peut dégager les altitudes correspondantes aux maxima des concentrations. Sont repérés alors quatre altitudes de transport qui sont reportées sur la figure 5.28. Il ressort un transport dans les basses couches vers 400 m associé à la fin de période, soit au 6 mars. Puis, vers le 3 et 4 mars, apparaît l'altitude de transport de 1200 m. Enfin, en début de période (le 1 et 2 mars) les altitudes prépondérantes sont 1800 et 2200 m.

Par ailleurs, sur cette figure, se dégagent les épisodes représentant les fluctuations du panache sur la grille 3. On remarque l'arrivée d'un panache le 1^{er} mars vers 12h TU avec un maximum de concentration en matinée (en h TU) le 2 mars. Puis, le panache disparaît progressivement le 3 mars vers 8h TU. Ensuite, on note l'arrivée d'un petit panache en fin de journée du 3 mars qui disparaît le 4 à 12h TU. Enfin, les maxima du 6 mars montrent l'arrivée d'un nouveau panache en fin de période. L'évolution des panaches nous a amené à étudier plus particulièrement l'épisode de la période du 1, 2 et 3 mars qui par ailleurs sont des jours nuageux, ainsi que celui des jours 6 et 7 mars.

L'évolution des maxima de concentration est complétée par celle de l'altitude des maxima. On remarque que le panache autour du 2 mars s'établit entre 1800 et 2200 m. Les petits panaches du 3 et 4 mars circulent à 1200 m et enfin le panache du 6 et 7 mars emprunte des altitudes de basse couche telles que 400 m pour le 6 mars et 1 km pour le 7 mars. On constate alors que pendant une période de panache pollué, les altitudes de transport exclusivement du maximum de concentration sont relativement constantes. Par contre, entre deux panaches, les altitudes varient. L'altitude à laquelle circulent les panaches est donc différente et dépend des périodes des panaches. Ces derniers sont donc caractérisés par leur altitude de transport et leur concentration.

La figure 5.29 propose les profils verticaux des concentrations des jours retenus pour leurs maxima de polluants. On retrouve les différentes altitudes de fortes concentrations commentées ci-dessus. Cette figure permet d'avoir une idée de la charge présente de polluants sur la grille 3 selon les épisodes.

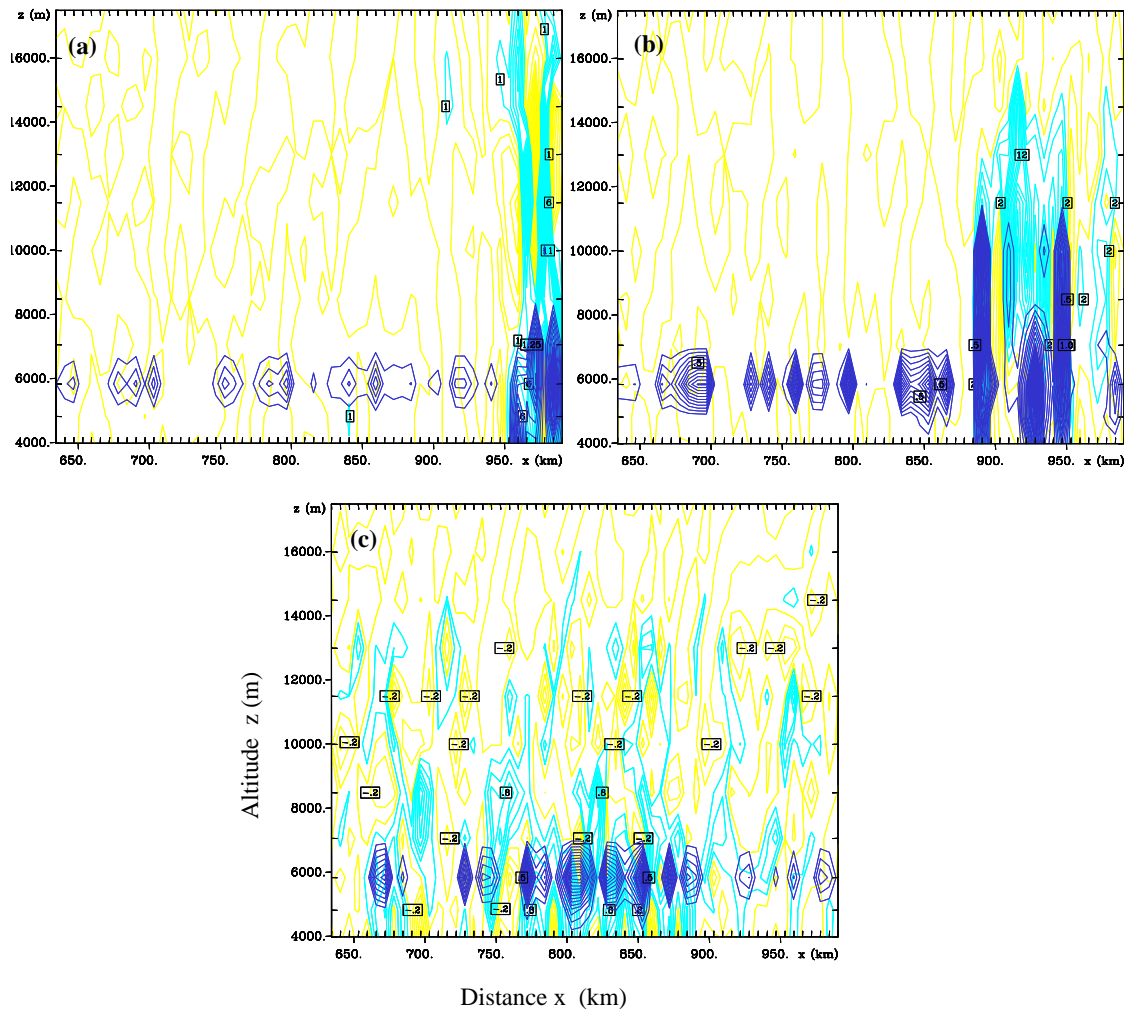


FIG. 5.26 – Coupes verticales nord-sud sur la grille 3 de la vitesse verticale w (bleu ciel : $+w$ et jaune : $-w$) et de l'eau nuageuse (bleu foncé) superposée le 1^{er} mars à 6h TU (fig.5.26.a) et 8h TU (fig.5.26.b) et le 2 mars à 4h TU (fig.5.26.c).

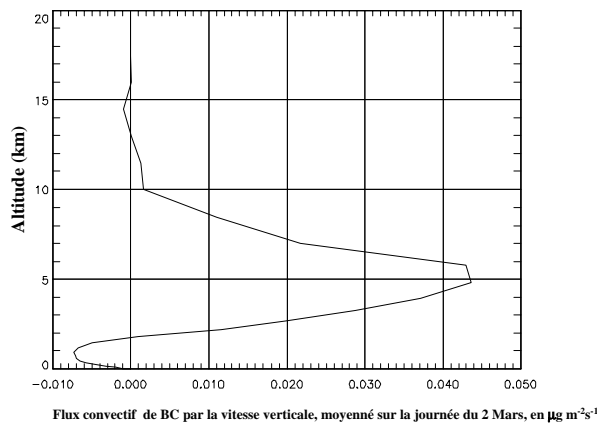


FIG. 5.27 – Représentation du flux de BC par transport vertical convectif, moyenné sur la journée du 2 mars.

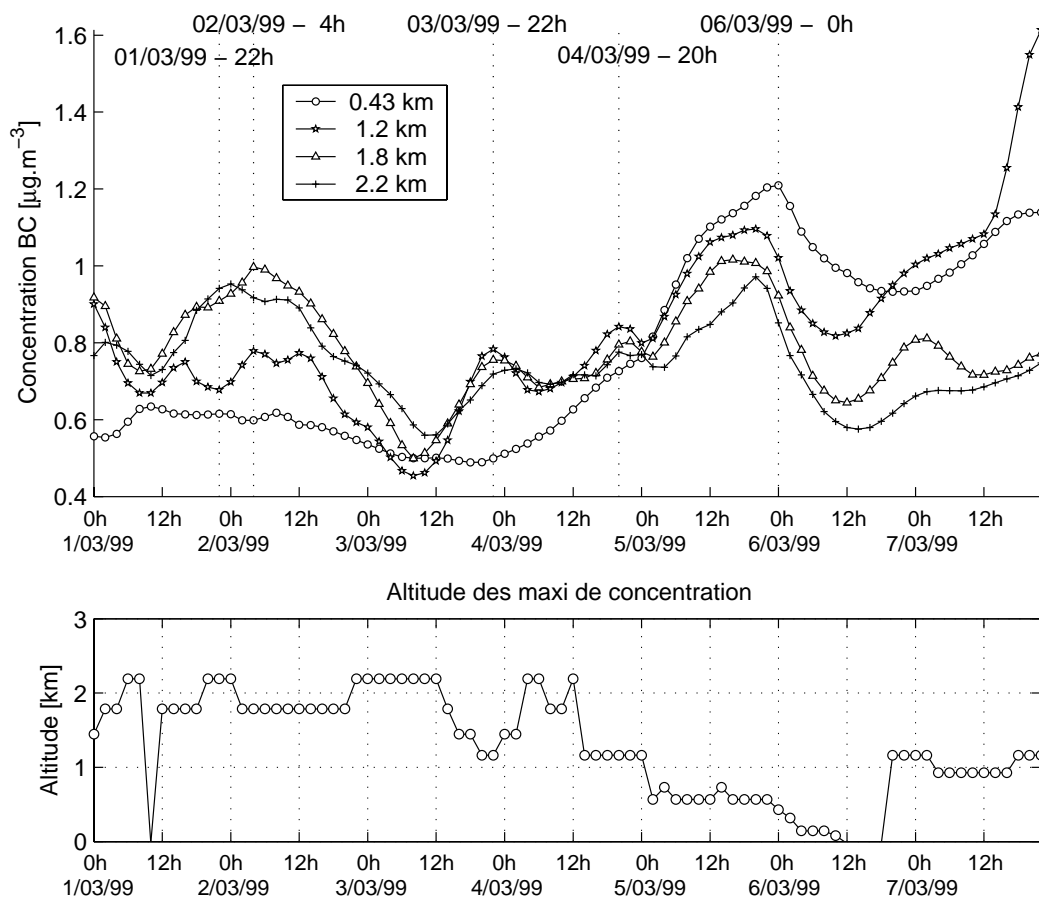


FIG. 5.28 – Évolution de la concentration de BC moyennée sur un quart nord de la grille 3 et des altitudes des concentrations maximales pour la période du 1^{er} mars à 0h TU jusqu'au 7 mars à 22h TU. Les altitudes sont 400 m ('-o-'), 1200 m ('-*-*'), 1800 m ('-Δ-') et 2200 m ('-+-').

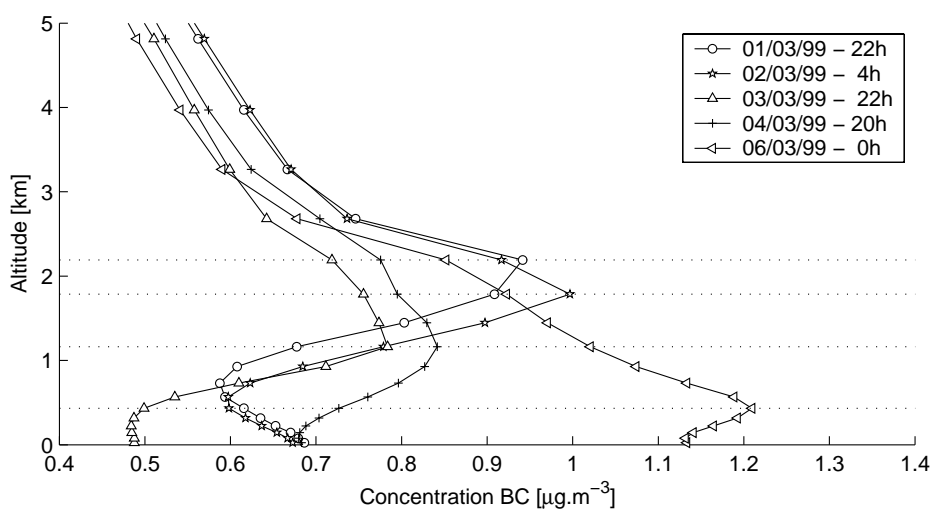


FIG. 5.29 – Concentration du carbone suie moyennée sur un quart de la grille 3 en fonction de l'altitude pour les 5 instants visibles sur la figure 5.28. Les altitudes des maxima de la concentration de BC sont 400 m ('-▷-'), 1200 m ('-+-' et '-Δ-'), 1800 m ('-*-*') et 2200 m ('-o-').

Le panache correspondant au maximum du 2 mars dont les altitudes oscillent autour de 2 km, a une concentration maximum de $1 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. Le panache autour du 3 et 4 mars d'altitude de 1.2 km est légèrement plus faible en valeur ($0.85 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$). Enfin, le panache du 6 et 7 mars qui se déplace en basses couches a un pic à $1.2 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. La variabilité des concentrations est au maximum de $0.4 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. Ces profils peuvent être comparés au profil du nord de la grille 3 (cf. fig. 5.22). Sa valeur maximum de concentration est légèrement plus forte que celles représentées sur la figure 5.29 puisque ces dernières sont moyennées sur le quart nord de la grille 3 contrairement au profil de la figure 5.22.

L'évolution d'un panache sur la grille 3 se caractérise par des fluctuations spatiales notables. Par exemple, la figure 5.30 illustre l'arrivée du panache de la période du 1^{er} mars jusqu'au début du 3 mars, à l'altitude 1.8 km qui correspond en moyenne à celle de la concentration maximum des aérosols pour cette période.

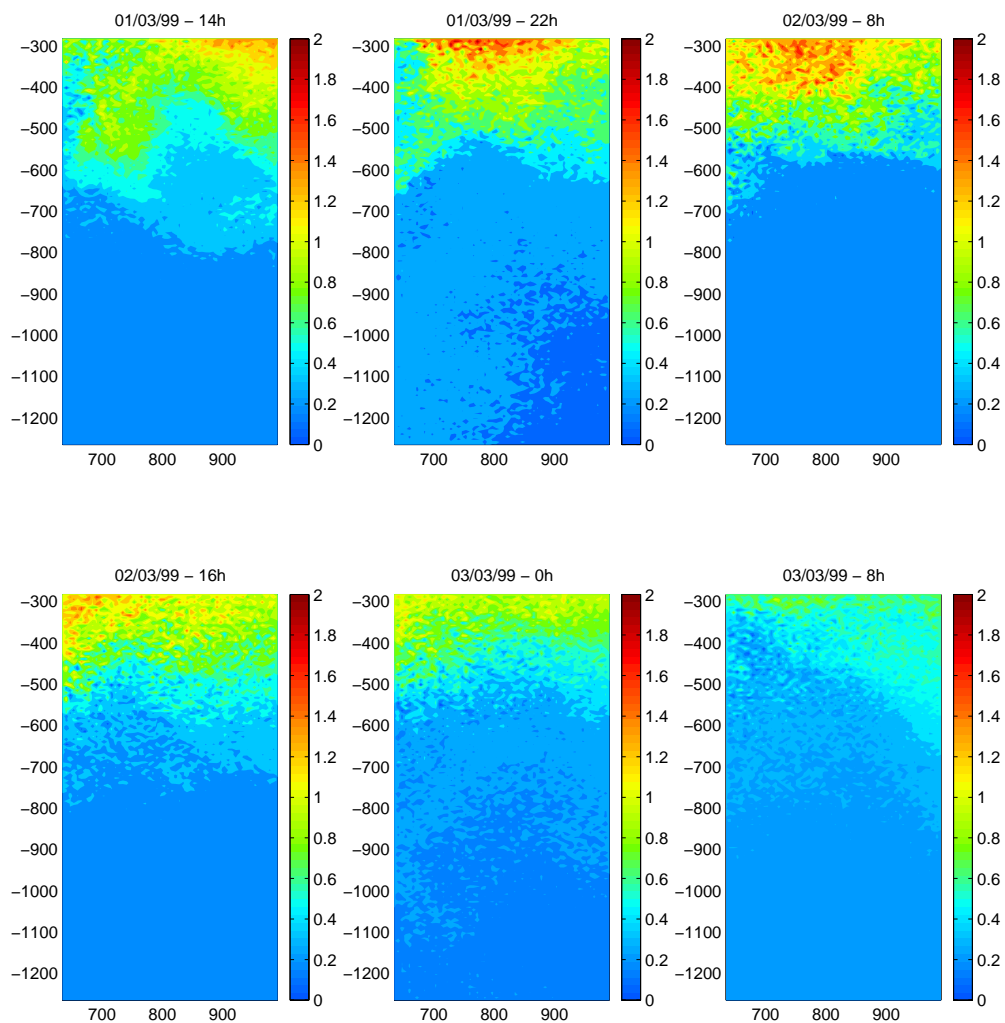


FIG. 5.30 – Évolution temporelle à l'altitude 1.8 km de la concentration de carbone suie pour le panache arrivant sur la grille 3 vers le 1^{er} mars à 14h TU et disparaissant autour du 3 mars à 8h TU avec un maximum le 2 mars à 8h TU. Les concentrations sont en $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$.

À partir du 1^{er} mars à 12h TU, le panache remplit progressivement le nord de la grille 3 pour atteindre des valeurs maximales de concentration autour du 2 mars à 8h TU. Puis, le panache a tendance à se retirer. Ceci est marqué par une diminution des concentrations jusqu'au 3 mars à 12h TU

qui annonce la fin du panache. Guidé par les vents de nord est (*cf.* la figure 5.20), le panache arrive par l'est de la grille, s'étend sur la grille jusqu'à un quart puis se décale vers l'ouest. À 1.8 km, la variation spatiale est significative de l'évolution temporelle du panache.

L'évolution du panache de l'épisode du 2 mars est représentée en trois dimensions sur la figure 5.31. Trois concentrations typiques ont été choisies pour représenter l'évolution quantitative de la concentration du panache. La plus élevée ($1.3 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) est représentée en vert. L'évolution décrite ci-dessus (*cf.* fig. 5.30) de manière horizontale est reprise par l'évolution spatiale du panache. En effet, le 1^{er} mars à 14h TU, les fortes concentrations arrivent par l'est de la grille, puis augmentent et se répartissent sur toute la longueur. Le panache est au maximum le 2 mars à 8h TU. Puis, les fortes concentrations quittent la grille vers l'ouest jusqu'à complètement disparaître le 3 mars à 8h TU.

5.5.2.e Structure verticale du panache du 2 mars sur la grille 3

Verticalement, la variation est moins importante qu'horizontalement. Pour cela, revenons à la figure 5.28. On remarque que l'altitude du panache oscille entre 1.8 km à 2.2 km puis redescend vers les plus basses altitudes (1200 m) avant que le deuxième panache du 4 mars arrive. En regardant plus précisément la figure 5.31, on voit effectivement les variations en altitude de la couche passant de 1800 m à 2200 m autour du 3 mars à 0h TU. Cependant, la figure 5.28 montre que pour le panache du 2 mars, plusieurs maxima secondaires de concentrations ($1 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ et $0.8 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) sont visibles. Aussi, pour visualiser ces deux pics, sont tracés, au nord de la grille 3, deux profils verticaux correspondants au 1^{er} mars à 22h TU et au 2 mars à 8h TU, jours qui appartiennent à l'épisode du panache du 2 mars. Ils sont représentés sur la figure 5.32.

Deux pics apparaissent clairement sur les deux profils. En effet, sur celui du 1^{er} mars à 22h TU, on observe un pic à 2200 m et un deuxième moins intense vers 700 m. Le deuxième profil possède la même structure avec un pic à 1800 m et vers 400 m. Le deuxième pic est certes moins intense que celui de plus haute altitude, néanmoins, on peut considérer que la structure verticale du panache est à deux couches.

Une structure analogue a été observée lors des mesures lidar réalisées au nord de Malé du 6 au 9 mars (Pelon *et al.*[100]).

5.5.2.f Étude du 7 mars

En vue de retrouver la structure verticale à deux couches du 7 mars qui a été observée par le lidar LÉANDRE (Pelon *et al.* [100]) au nord de Malé (*cf.* chap. 4.3.2.b), sur la figure 5.33 sont tracés deux profils verticaux pris au nord de la grille 3 pour cette date à 0h TU et à 4h TU.

De ces profils se dégagent un pic en altitude à 1800 m et deux pics assez proches en valeur de concentration et en altitude à 600 m et 900 m. Ces altitudes peuvent être comparées à celles déterminées par les mesures lidar du 7 mars (Pelon *et al.* [95]) présentées sur la figure 5.34.

Les deux altitudes trouvées sur les profils correspondent à celles précisées sur la figure 5.34. L'altitude de transport détectée à 1800 m appartient à la couche appelée "couche de mousson" et les deux pics des basses couches correspondent à la couche limite marine. Aussi, nous retrouvons la structure détectée par les mesures. Par ailleurs, ceci confirme qu'une résolution fine, comme celle de la grille 3 ($6.25 \text{ km} \times 6.25 \text{ km}$), nous a permis d'obtenir une description plus précise de la structure verticale des panaches (*cf.* § 4.3.2.b).

5.5.2.g En conclusion

Si les vents sont "favorables" (flux de nord-est), le panache indien peut atteindre la zone près des Maldives matérialisée par notre grille 3. Les concentrations sur cette zone sont d'un ordre de grandeur moitié de celui des concentrations près des sources. Elles restent cependant non négligeables (entre

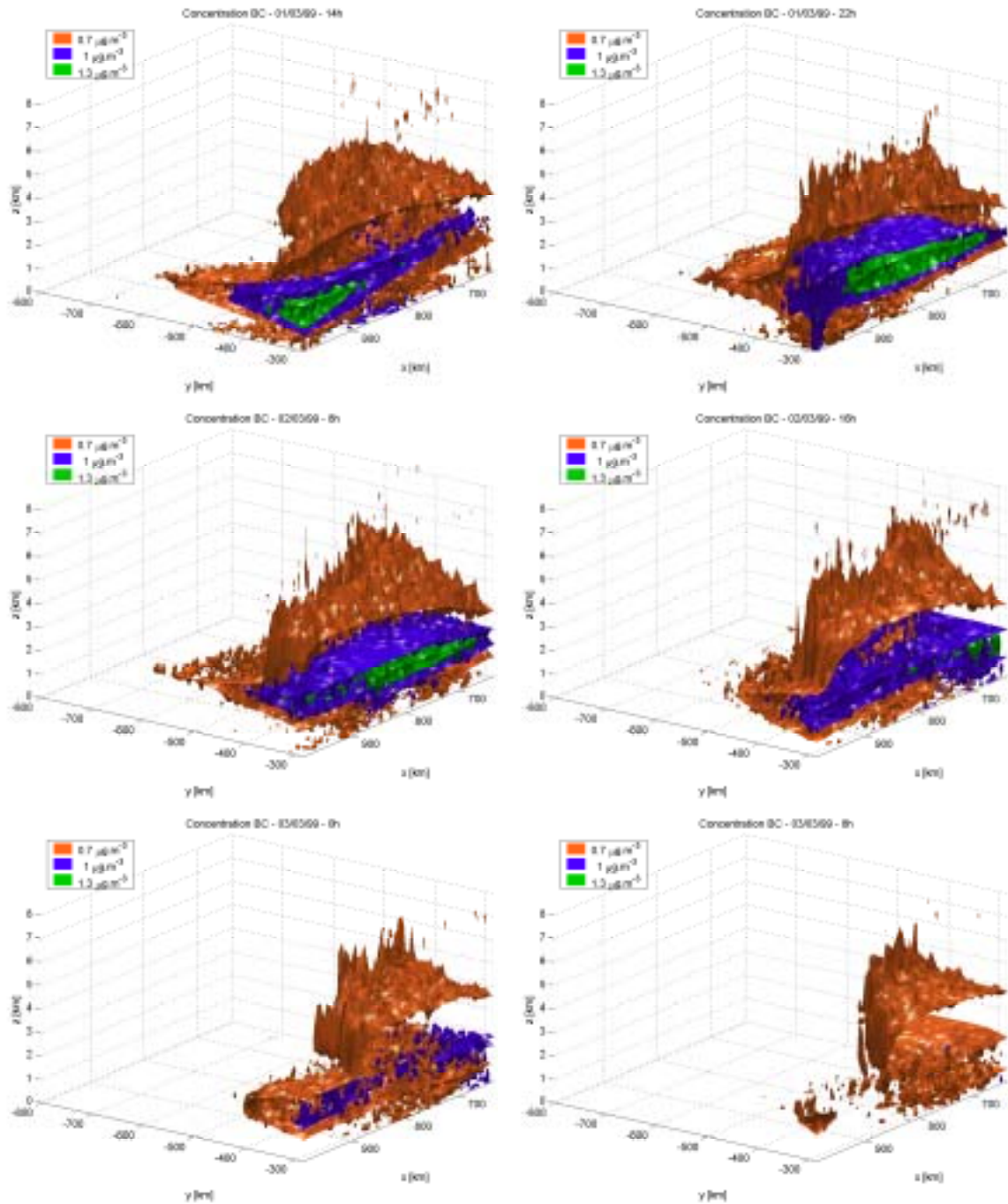


FIG. 5.31 – Évolution en trois dimensions du panache sur la grille 3 arrivant vers le 1^{er} mars à 14h TU et disparaissant autour du 3 mars à 8h TU avec un maximum le 2 mars à 8h TU, représenté par 3 surfaces iso-concentrations (0.7 , 1 et $1.3 \mu\text{g.m}^{-3}$).

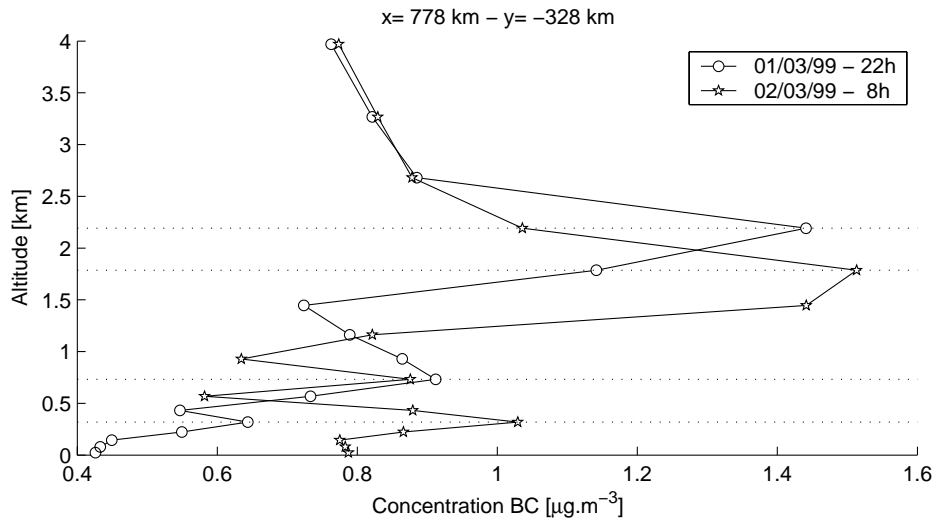


FIG. 5.32 – Profils locaux des concentrations du panache du 2 mars, au nord de la grille 3 ($x=778$, $y=-328$), cf. fig. 5.24), pour les jours du 1^{er} mars à 22h TU ('-o-') et du 2 mars à 8h TU ('-*-').

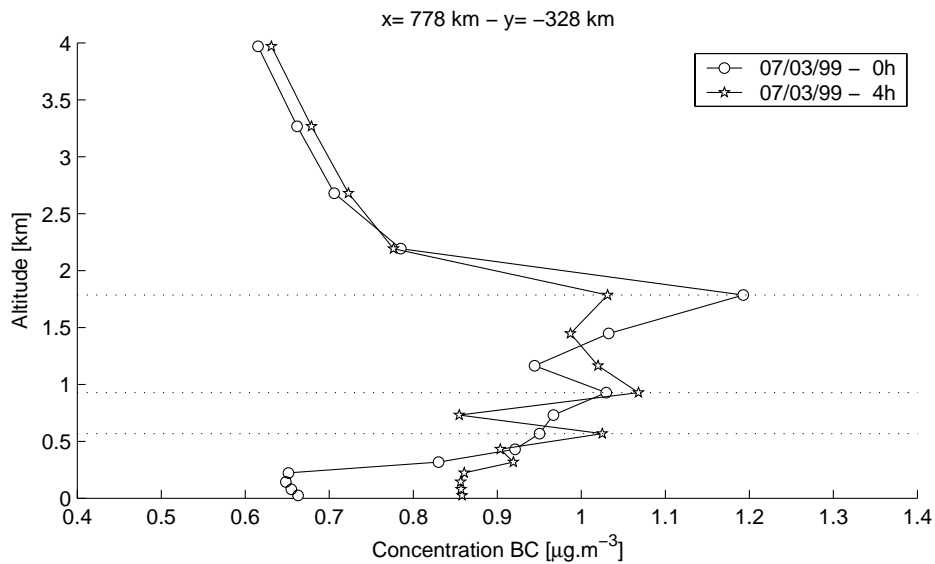


FIG. 5.33 – Profils locaux des concentrations du panache du 7 mars à 0h TU ('-o-') et à 4h TU ('-*-'), au nord de la grille 3 ($x=778$, $y=-328$, cf. fig. 5.24).

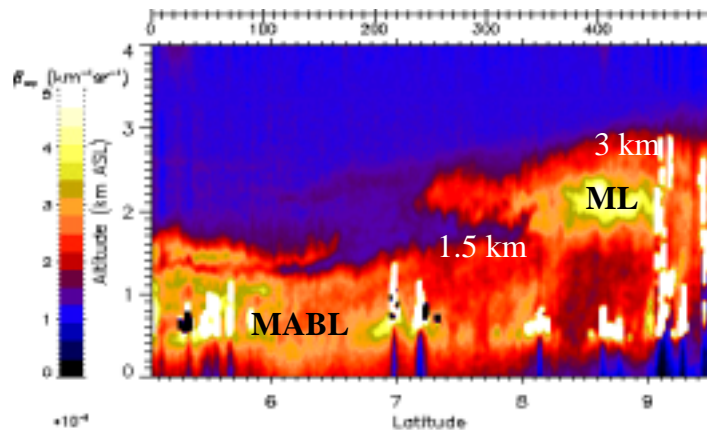


FIG. 5.34 – Coupe verticale du coefficient d'extinction provenant des mesures lidar LÉANDRE aéroporté le long du transect de 9°N - 71°E à 4°N - 73°E . Annotation des couches : ML pour la couche de mousson (Monsoon layer) et MABL pour la couche limite marine (Marine Boundary layer). Source : com. pers. Pelon et al. [100].

$0.8 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ et $1.2 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, ces valeurs étant des maxima des moyennes horizontales). Les panaches arrivent sur la zone selon trois, voire quatre épisodes sur les 7 jours étudiés. Ils possèdent des caractéristiques de transport (altitudes) et de charge (concentration) en aérosols différentes. Cependant, en moyenne, les altitudes empruntées sont autour de 2 km, 1 km et 500 m. La structure verticale des panaches est selon 2 couches de transport. Cela a été montré pour l'épisode du 2 mars et le cas du 7 mars. Vu les concentrations et la présence du panache sur la zone, celui-ci pourrait éventuellement agir par effet semi-direct sur la structure atmosphérique. Cette question fait l'objet du paragraphe suivant.

5.5.3 Taux de réchauffement

5.5.3.a Évolution temporelle du taux de réchauffement

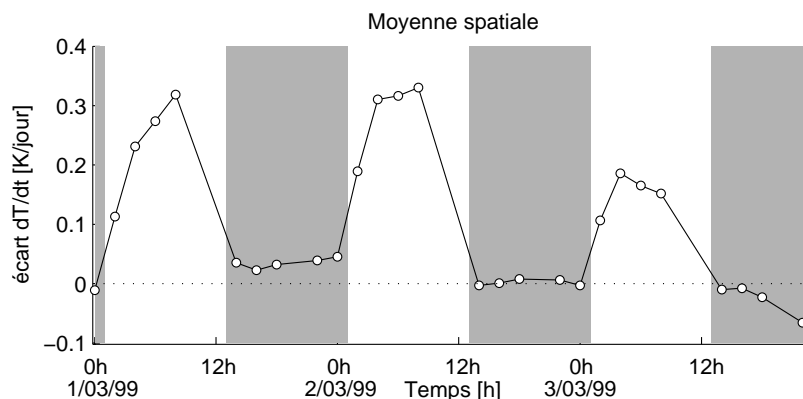


FIG. 5.35 – Évolution temporelle de l'écart du taux de réchauffement dû aux effets radiatifs des aérosols, moyenné sur le quart nord de la grille 3 et sur la colonne atmosphérique, pour la période du 1^{er} mars au 3 mars.

L'aérosol de type carbone suie est très absorbant, il devrait alors réchauffer localement l'atmo-

sphère et par conséquent agir sur le taux de réchauffement. Précisons que le taux de réchauffement concerne les flux en longueur d'onde visible et infrarouge. Aussi, pour comprendre l'effet des aérosols, les résultats sauf indication contraire, sont traités en écart de valeurs dans les conditions "avec" et "sans" les effets radiatifs, soit :

$$\text{écart} = \left(\frac{dT}{dt} \right)^{av} - \left(\frac{dT}{dt} \right)^{ss} = \Delta \left(\frac{dT}{dt} \right) \quad (5.9)$$

Un écart positif traduit un réchauffement dû à la présence des aérosols. À l'inverse, un écart négatif traduit un refroidissement.

Cycle diurne L'évolution de l'écart moyenné sur le quart nord de la grille 3 est tracée sur la figure 5.35 pour la période du 1^{er} mars au 3 mars. La variation des valeurs fait ressortir le cycle diurne du taux de réchauffement. Précisons que les heures sont données en heure TU, par conséquent, les heures du jour en Inde, qui sont décalées de +5h par rapport aux heures TU, sont repérées par les points de 1h à 13h TU. Sur la figure, les périodes de faibles valeurs correspondent à la nuit où le taux de réchauffement est proche de zéro ou faiblement négatif. Le jour, en moyenne sur toute la colonne atmosphérique, un réchauffement au maximum de 0.3 K/j s'installe. De cette évolution, se dégagent des heures des taux de réchauffement intenses soit pour les 3 jours les heures de 4h TU, 6h TU et 8h TU.

Pour connaître la répartition verticale des écarts du taux de réchauffement, des profils sont tracés pour les trois jours aux trois heures évoquées ci-dessus sur la figure 5.36.

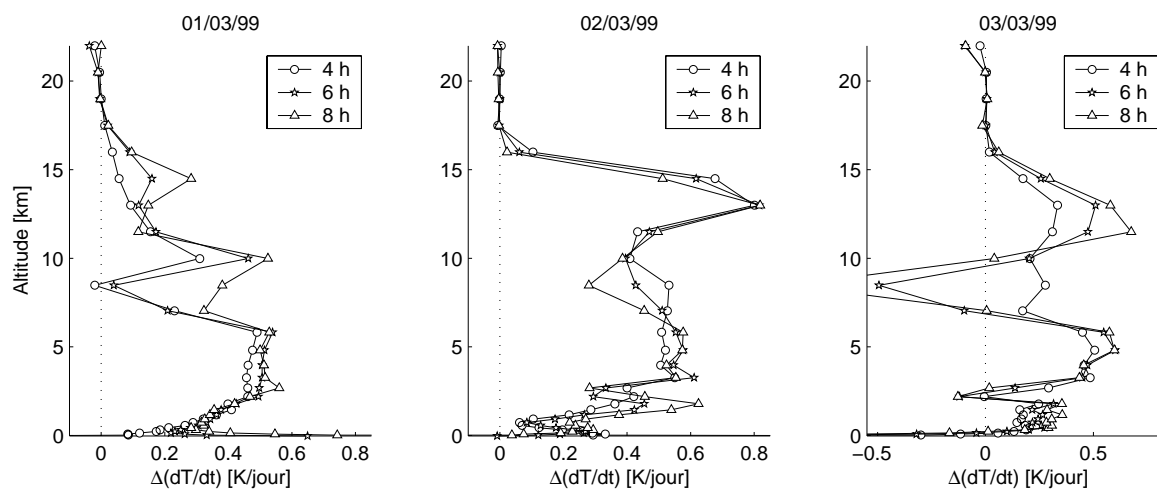


FIG. 5.36 – Profils des écarts du taux de réchauffement dû à l'effet radiatif des aérosols, moyenné sur le quart nord de la grille 3.

5.5.3.b Structure verticale

Profils des écarts du taux de réchauffement entre 0 et 20 km Les trois profils de chacun des jours (cf. 5.36) ont sensiblement la même structure, mise à part une couche supplémentaire qui se détache le 2 mars en-dessous de 3 km. Globalement, pour les trois jours, on note un réchauffement dans les couches entre 10 et 15 km ainsi que vers 5 km (entre 3 et 6 km). Ces altitudes ne correspondent pas à celles du transport majoritaire des aérosols, et pourtant, les écarts ne sont pas négligeables puisqu'ils oscillent entre 0.5 et 0.6 K/j. Nous allons à présent expliquer ces effets qui semblent, à priori, paradoxaux. Rappelons l'équation de la chaleur (5.4) que nous réécrivons sous la forme :

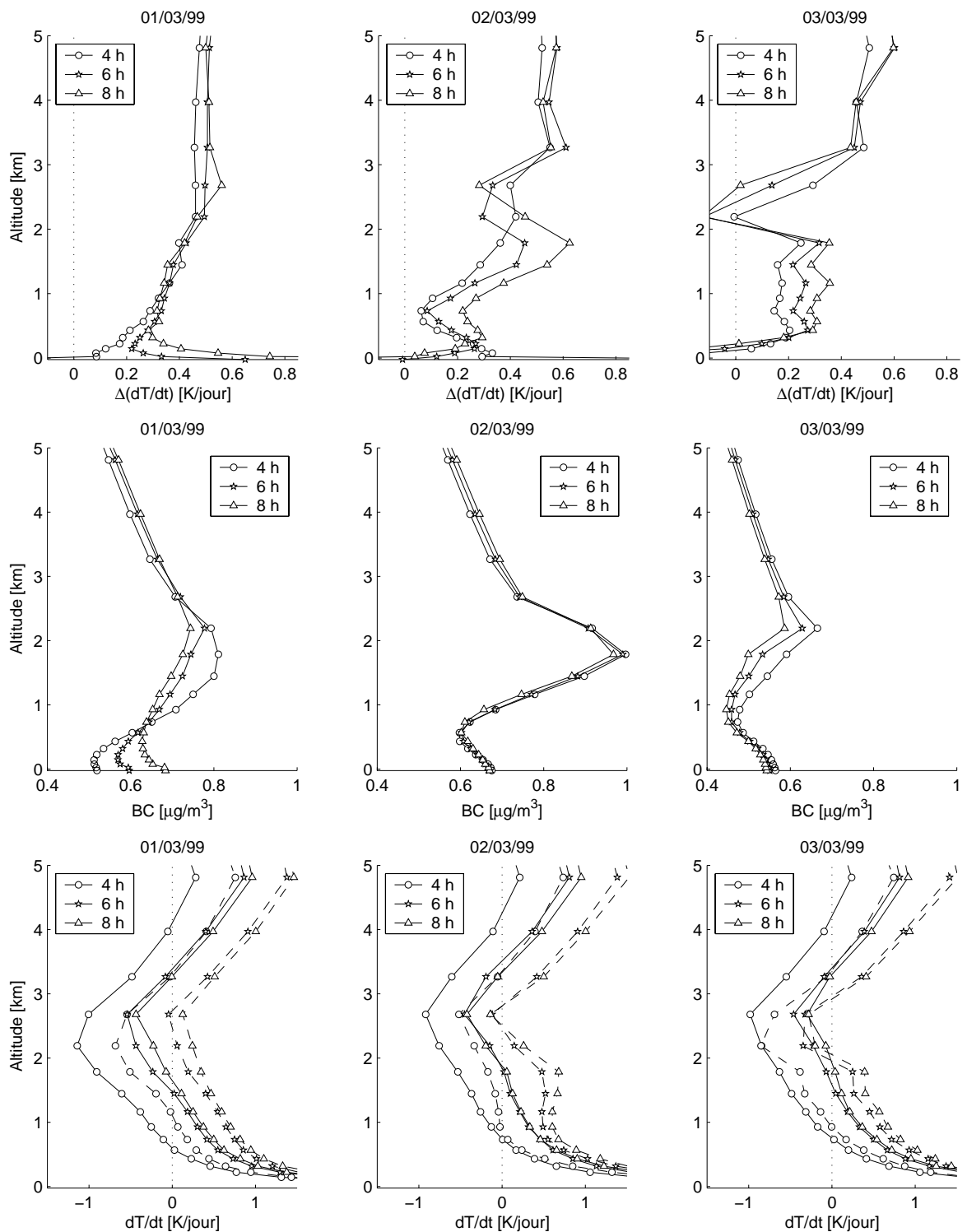


FIG. 5.37 – Profils entre la surface et 5 km, moyennés sur le quart nord de la grille 3, des écarts du taux de réchauffement (figures du haut), des aérosols (figures du milieu) et des taux de réchauffement avec et sans l'effet radiatif des aérosols (figures du bas).

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial F}{\partial z} \quad (5.10)$$

Dans cette équation, un paramètre important à noter est la masse volumique ρ . Ce paramètre, qui est fonction de l'altitude, est très faible vers 13 km (0.3 kg.m^{-3}) et de l'ordre de 0.95 kg.m^{-3} vers 2 km. Aussi, le taux de réchauffement ($\frac{\partial T}{\partial t}$) est inversement proportionnel à ρ , pour une même divergence de flux net ($\frac{\partial F}{\partial z}$). Cela suggère que ρ pourrait amplifier l'effet radiatif des aérosols à cette altitude où la concentration de ceux-ci est faible comparée à celle vers 2 km, pour autant que $\frac{\partial F}{\partial z}$ est comparable. Par contre, à basse altitude, la concentration des aérosols étant à son maximum, leur effet radiatif l'emporterait sur l'effet de ρ . Voici deux exemples de calculs (cf. tab.5.3) sur les couches vers 13 km et 6 km qui illustrent ce raisonnement :

	haute couche : 10-15 km	moyenne couche : 5-10 km
$\rho \text{ (kg.m}^{-3}\text{)}$	0.33	0.57
Bilan net des flux (W/m^2) (sans effet radiatif de BC)	3	4
Taux de réchauffement (K/s)	$1.7 * 10^{-6}$	$1.4 * 10^{-6}$

TAB. 5.3 – Calculs, pour deux couches d'épaisseur de 5 km, en haute et moyenne altitude, de l'effet de la densité de masse volumique sur le taux de réchauffement.

Les conclusions de ces calculs montrent que l'effet purement de ρ en haute altitude influence davantage le calcul du forçage qu'en plus basse couche. Ce résultat est confirmé par la figure 5.38 où sont tracés les profils des bilans radiatifs avec et sans l'effet des aérosols.

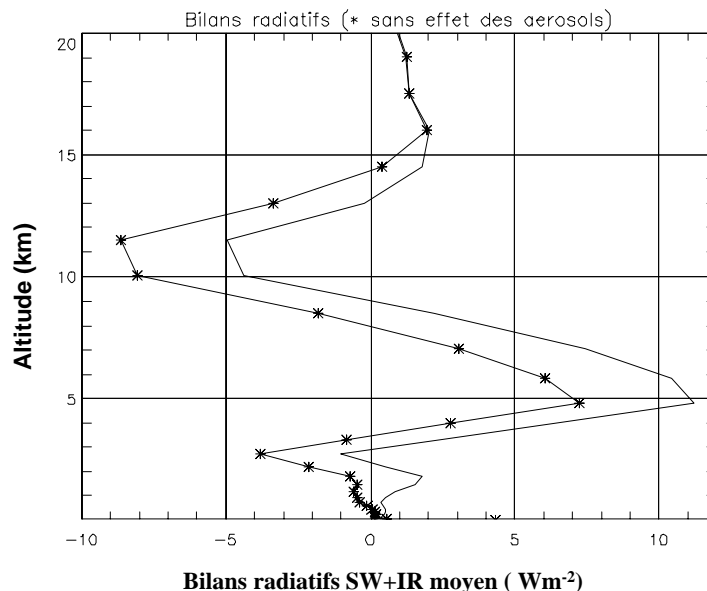


FIG. 5.38 – Profils des bilans radiatifs par couche avec et sans les effets radiatifs des aérosols, moyennés sur le quart nord de la grille 3, le 2 mars à 6h TU.

En définitive, dans les basses couches, la présence d'aérosols atténue le refroidissement et/ou augmente le réchauffement (sans les aérosols le bilan est négatif, alors qu'avec les particules, le bilan

devient même positif). Dans les hautes couches, la faible présence des aérosols se traduit, dans nos calculs, par un réchauffement qui est amplifié par la faible masse volumique correspondant à ces altitudes.

Profils des écarts du taux de réchauffement entre 0 et 5 km Sur la figure 5.37 qui donne le détail des couches entre la surface et 5 km, apparaissent des différences sur la structure des trois profils. Celle du 1^{er} mars est assez simple et linéaire. À la surface, les valeurs suggèrent plutôt un réchauffement. Rappelons que ce jour correspond au début de l'épisode du 2 mars et, par conséquent, la concentration d'aérosols est plus faible (*cf.* les profils de BC sur la figure 5.37). L'effet radiatif vers 2 km semble peu important pour ce jour (0.4 k/j).

Concernant le profil du 2 mars, un pic se remarque vers 1800 m où la valeur du réchauffement s'échelonne entre 0.4 et 0.6 K/j. Cette couche de réchauffement est particulière à ce jour, il n'est effectivement pas observé sur les autres cas. En effet, les profils de concentrations des aérosols sous les mêmes conditions (*cf.* fig. 5.37), montrent une couche d'aérosols autour de 2 km pour le 2 mars, dont la valeur de concentration est maximale ($1 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) comparé aux autres jours. Ceci est dû au fait que le 2 mars correspond au maximum du panache pendant cet épisode. À la surface, sur les profils de taux de réchauffement du jour 2, on note une tendance à refroidir excepté à 4h TU. À cette heure nous avons vérifié que le panache était moins fort que pour les heures suivantes. Aussi, nous pourrions supposer que la couche d'aérosols présente à cette heure n'est pas suffisante pour provoquer un refroidissement à la surface.

Le jour 3, qui marque la fin de l'épisode, présente un réchauffement dans une large couche de 400 m à 2 km. Sa valeur est plus faible (de l'ordre de 0.35 K/j) que celle du 2 mars. *A contrario*, le refroidissement à la surface se voit nettement. En effet celui-ci peut atteindre jusqu'à -0.5 K/j.

Profils des taux de réchauffement entre 0 et 5 km Ces profils montrent que la structure verticale des écarts varie d'un jour à l'autre. Cette variabilité semble gouvernée par la présence des aérosols (trait en pointillé). En effet, si on regarde les tracés du taux de réchauffement (figure du bas : fig. 5.37), on constate une structure verticale constante suivant les jours sous les conditions sans effet des aérosols (trait plein). Par contre, sur le profil du taux de réchauffement avec l'effet radiatif, on reconnaît bien le pic de réchauffement de la couche autour de 2 km.

Le taux de réchauffement est un paramètre de sortie du code radiatif EC3 qui est transmis au code RAMS lors du couplage *on-line*. La forme du profil du taux de réchauffement peut paraître suspecte vu celle présentée sur la figure 5.7 de la partie "statique". Pour vérifier nos résultats du couplage *on-line*, le calcul du profil du taux de réchauffement a été effectué à partir des flux infrarouge (IR) et visible (SW) qui sont disponibles lorsque le code radiatif EC3 est utilisé en *off-line*. Ces calculs confirment bel et bien la structure du taux de réchauffement. Il existe, en réalité, une compétition entre les flux IR et SW qui provoquent des structures différentes du profil du taux de réchauffement d'une heure à l'autre de la journée.

5.5.3.c En résumé

De ces résultats, on peut retenir qu'au niveau des couches d'aérosols correspondent bien un réchauffement dans l'atmosphère. En surface, il est difficile de conclure à un refroidissement dû aux effets radiatifs des aérosols. Les résultats de l'approche dynamique ne sont ainsi pas aussi absolus que ceux de l'approche statique. La structure verticale est assez variable selon les jours de panaches contrairement à la situation sans les effets radiatifs des aérosols. Ces effets pourraient donc être plutôt locaux et induiraient des modifications des structures verticales des taux de réchauffement.

5.5.4 Température et Humidité relative

Les paramètres de température et d'humidité dépendent physiquement l'un de l'autre et évoluent en conséquence, c'est pourquoi leur étude est traitée dans le même paragraphe. Les écarts utilisés ici sont définis de la même façon que pour le taux de réchauffement (Eq. 5.9, p. 124), par la différence entre l'état "avec" et l'état "sans" les effets radiatifs. Nous précisons que l'analyse des écarts de la température et de l'humidité relative entre les deux situations (avec et sans l'effet radiatif), est basée sur les écarts absolus et non relatifs soit $T^{av} - T^{ss}$ et $Hum^{av} - Hum^{ss}$. Il en sera de même pour l'étude de l'eau nuageuse. Selon nous, la physique des phénomènes s'applique aux écarts absolus et non relatifs.

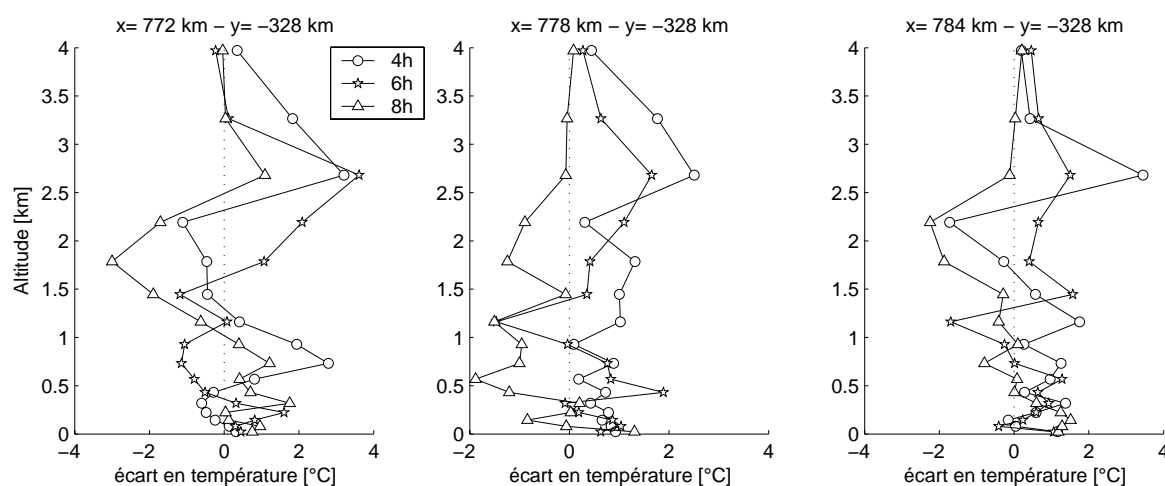


FIG. 5.39 – Profils des écarts de température en plusieurs points voisins au nord de la grille 3 (cf. fig. 5.24), le 2 mars à 4h TU ('-o-'), 6h TU ('-*-') et 8h TU ('-Δ-').

En calculant les profils des écarts de température (cf. 5.39), en des points contigus au nord de la grille 3, on s'est aperçu qu'il était difficile d'interpréter ces profils puisque les écarts montraient une grande variabilité verticale et, que leurs signes pouvaient être complètement différents d'une heure à l'autre et d'un point à l'autre. Ces hétérogénéités sont sûrement dues à celles de la distribution des concentrations des carbonnes suies. Par conséquent, pour lisser ces variations, tous les résultats suivants sont présentés en moyenne horizontale sur le quart nord de la grille 3, représenté sur la figure 5.24.

Afin de mieux évaluer la sensibilité des paramètres aux effets induits par les aérosols, les paragraphes suivants proposent l'étude de l'évolution temporelle des écarts des de la température et de l'humidité relative et de leur répartition verticale.

5.5.4.a Cohérence des paramètres et leur évolution temporelle

Les évolutions des écarts de température et de l'humidité relative dues aux effets radiatifs des aérosols, pour plusieurs altitudes, sont présentées sur la figure 5.40 (p. 129). Sur l'ensemble de la figure, on peut vérifier que les évolutions des écarts des deux paramètres se comportent en "miroir". Cela signifie qu'à une augmentation de température à une altitude donnée correspond bien une diminution de l'humidité relative à la même altitude. Ces deux paramètres sont effectivement anti-corrélés.

Sur la période, les aérosols contribuent alors dans l'ensemble à un réchauffement et à une diminution de l'humidité relative sauf le 3 mars de 12h TU à 18h TU où les signes des écarts sont inversés. Plus précisément, les pics des écarts des paramètres se démarquent le 2 à 4h TU, 6h TU et 8h TU de

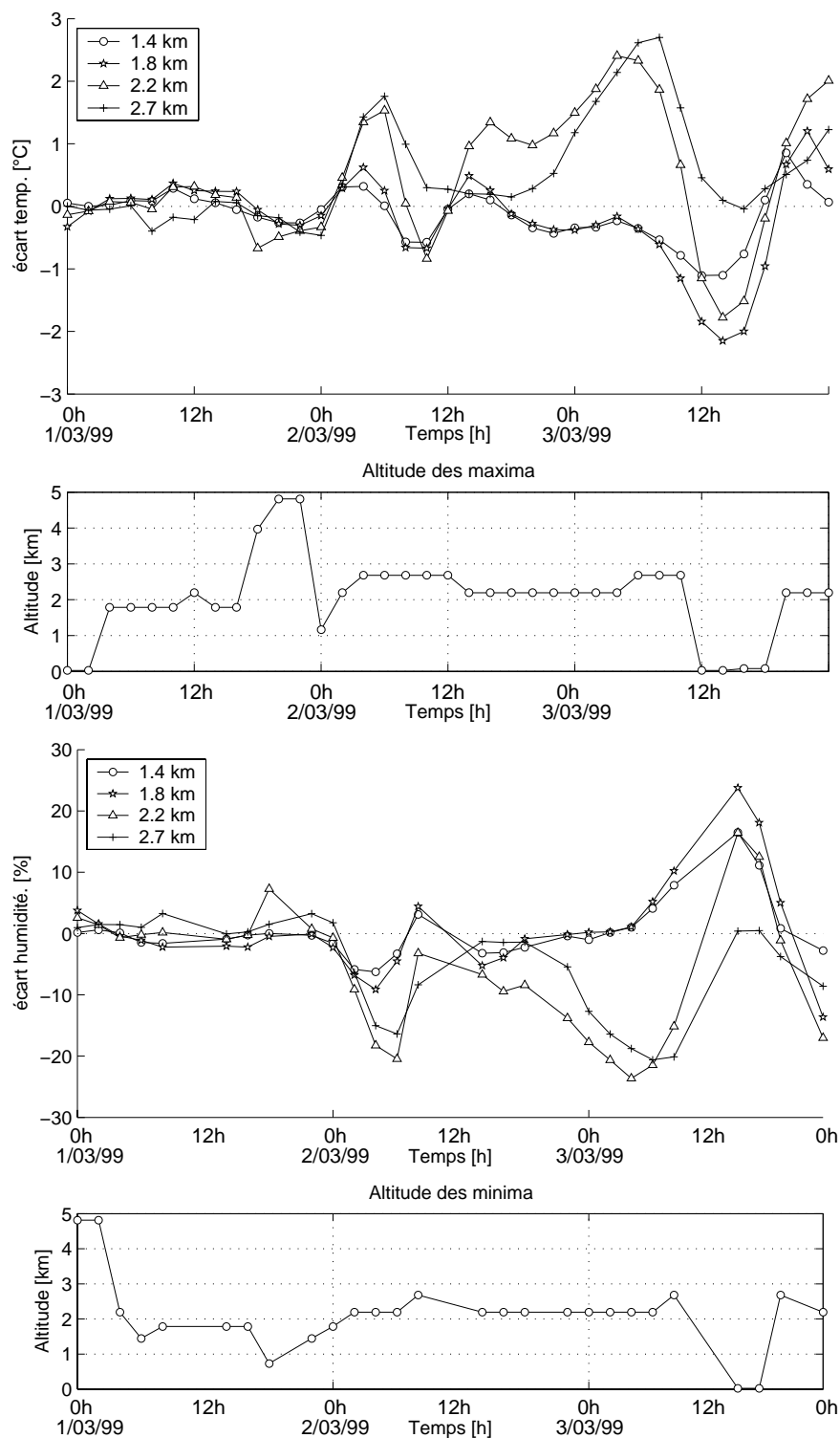


FIG. 5.40 – Évolution des écarts de température et d'humidité relative, dus aux effets radiatifs des aérosols pour plusieurs altitudes sur la période du 1^{er} mars au 3 mars (figure du haut). Évolution des altitudes des maxima des écarts sur la même période (figure du bas).

1.7°C pour la température et de -20% pour l'humidité relative. Puis le 3 mars de 2h TU à 8h TU la valeur de l'écart des paramètres atteint respectivement 2.5°C et -23%. La température et l'humidité sont donc davantage soumis aux effets des aérosols les jours du 2 et 3 mars. Ce qui est logique puisque ces jours correspondent aux concentrations d'aérosols les plus fortes sur la période des 3 jours. Par suite, on constate que, dans la journée du 1^{er} mars, peu de modifications apparaissent comme ce qui a été observé pour le taux de réchauffement.

La figure 5.40 présente aussi l'évolution des maxima des deux paramètres en fonction de l'altitude sur la période du 1 au 3 mars. On constate que les altitudes concernées par les fortes modifications de température et l'humidité relative se situent entre 2000 et 2600 m. L'étude de la structure verticale des écarts, proposée dans les paragraphes suivants, confirme que les modifications importantes sur les paramètres, induites par les effets des aérosols, s'effectuent aux mêmes altitudes que celles prépondérantes des particules.

5.5.4.b Structure verticale des écarts des paramètres

Sur la figure 5.41 (p. 131), les écarts de température et d'humidité relative, moyennés sur le quart de la grille 3, sont représentés sur toute la colonne atmosphérique pour les trois jours (du 1^{er} au 3 mars). Sur cette figure sont ajoutés les profils des écarts du taux de réchauffement fortement lié à la température puisqu'il en est la dérivée ! La figure 5.42 (p. 132) propose les mêmes profils mais détaillés entre la surface et 5 km. Les figures mettent en évidence les divers pics (d'importance différente) et leurs altitudes associées selon toute la colonne atmosphérique ainsi que la cohérence des écarts entre les différents paramètres.

Sur le profil du 1^{er} mars, que ce soit pour le taux de réchauffement, la température ou l'humidité, des écarts apparaissent vers 7 km et 13 km où les valeurs sont, respectivement pour les deux altitudes et les trois paramètres, de l'ordre de 0.2 et 0.4K/j, $-0.5^{\circ}C$ et $+0.5^{\circ}C$, -5% et $+10\%$. Comme cela a été noté lors de l'étude du taux de réchauffement (*cf.* § 5.5.3.b), ces écarts existant à ces altitudes paraissent paradoxaux. Une explication est proposée ci-après lors de la description des profils du 2 mars, où les mêmes questions peuvent se poser. Dans les plus basses couches (*cf.* fig. 5.42), des faibles écarts négatif de température et positif d'humidité relative sont repérés vers 2600 m. Sur le profil des aérosols, de faibles valeurs d'aérosols apparaissent pour ce jour par rapport aux 2 et 3 mars, ce qui justifie le fait que les modifications sur les paramètres soient faibles.

Les profils correspondant au 2 mars (*cf.* fig. 5.41, p. 131) indiquent que les écarts aux altitudes de 13 km et 5 km sont de même ordre de grandeur comparés à ceux du 1^{er} mars. En revanche, pour ce deuxième jour, des écarts des trois paramètres apparaissent nettement plus importants en-dessous de 3 km (quasi nuls le 1^{er} mars). À présent, nous allons expliquer les écarts importants en haute altitude.

Dans la couche vers 13 km, l'effet des aérosols est sur la température faible mais clairement négatif alors que l'écart du taux de réchauffement est fortement positif. Pour expliquer ce phénomène, il n'est pas possible d'invoquer les processus de condensation, puisqu'ils n'existent guère à cette altitude. Par contre, l'analyse des mouvements verticaux peut nous aider. La figure 5.43 présente le profil moyen de la vitesse verticale. Elle montre que w est de l'ordre de quelques cm/s et est négative vers 13 km et positive au-dessus le 2 mars à 6h.

Le même type de profil prévaut pour les heures diurnes de la journée (4h TU, 8h TU et 12h TU). À 13 km, les vitesses verticales, que ce soit "avec" ou "sans" les effets des aérosols, sont négatives. Le module de la vitesse "sans" l'effet radiatif des aérosols est supérieur à celui de la vitesse "avec" les effets des aérosols. Cela suggère un réchauffement adiabatique à cette altitude qui est moins important dans le cas avec les aérosols. L'écart en température est donc bien négatif. Ce processus peut être en compétition avec le réchauffement purement radiatif des aérosols. C'est pourquoi suivant l'ordre de grandeur de chacun des processus, on assistera à un phénomène sur l'écart de la température qui

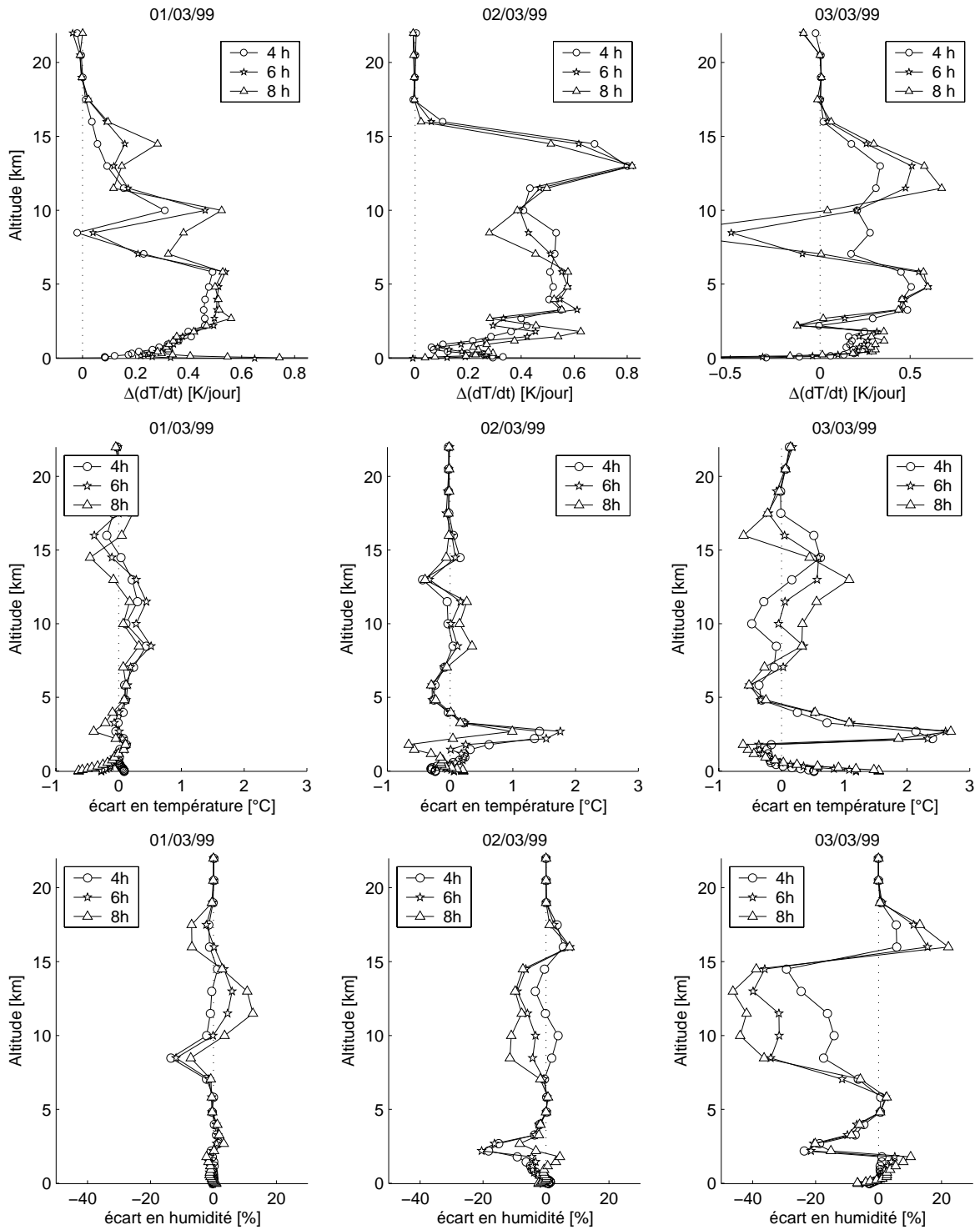


FIG. 5.41 – Profils des écarts du taux de réchauffement, de la température, de l'humidité relative, dus aux effets radiatifs des aérosols, moyennés sur le quart nord de la grille 3, pendant la période du 1^{er} mars au 3 mars à 4h TU, 6h TU et 8h TU.

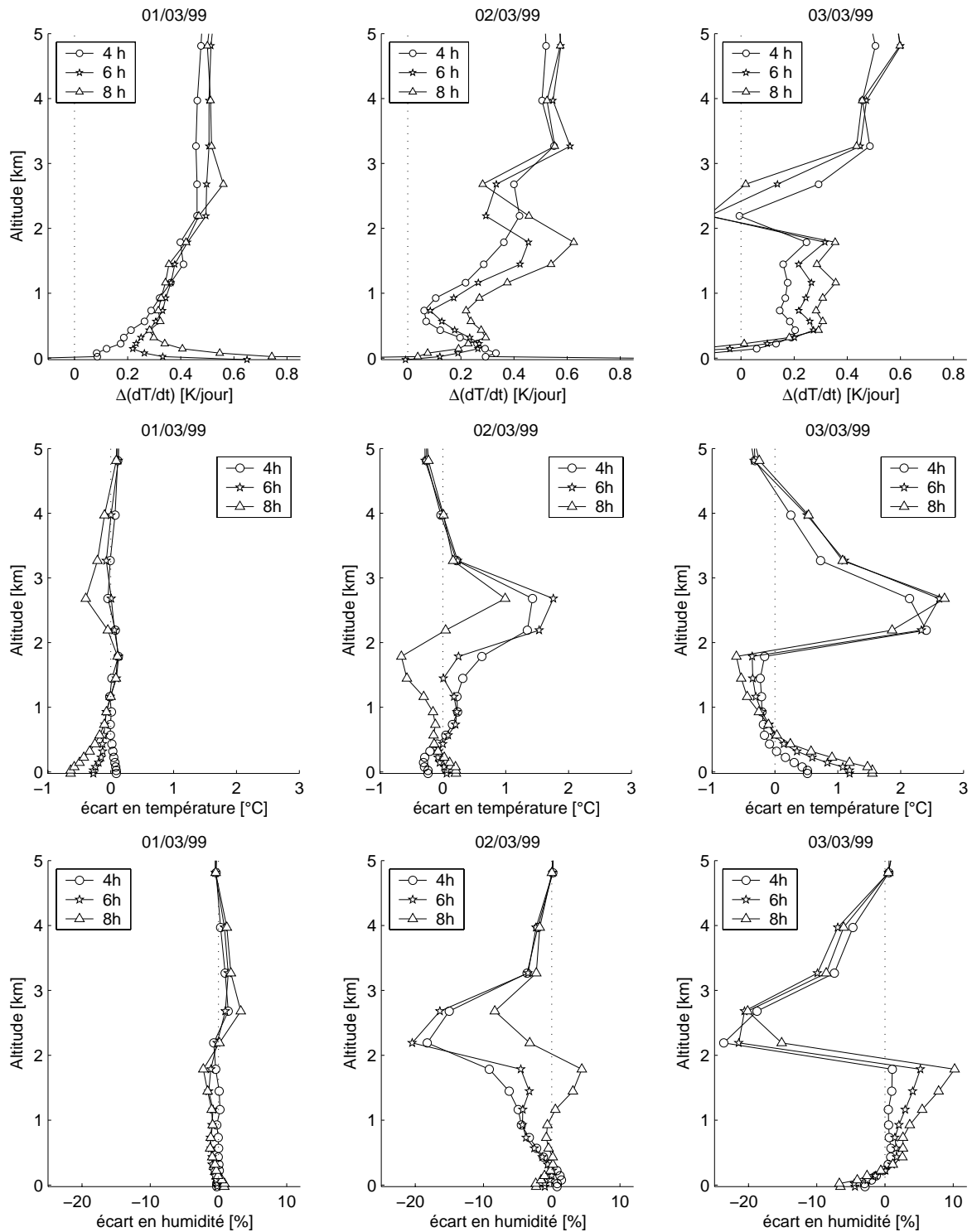


FIG. 5.42 – Profils entre la surface et 5 km des écarts du taux de réchauffement, de la température et de l'humidité relative, dus aux effets radiatifs des aérosols, moyennés sur le quart nord de la grille 3, pendant la période du 1^{er} mars au 3 mars à 4h TU, 6h TU et 8h TU.

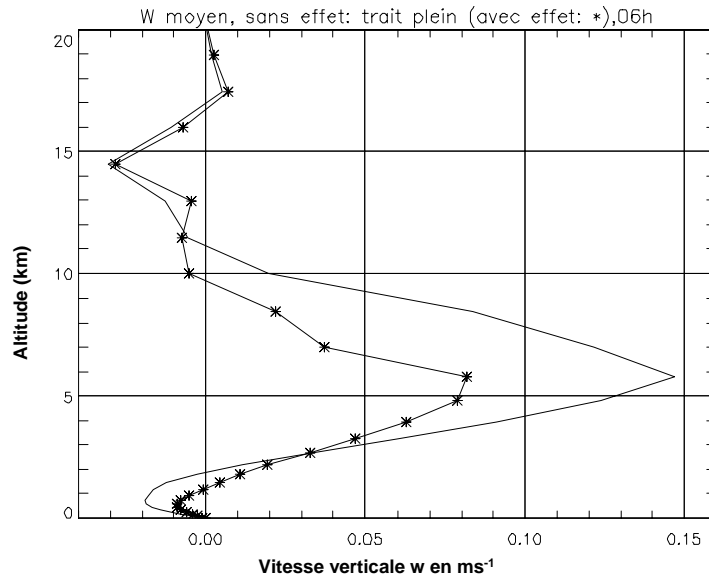


FIG. 5.43 – Profils des vitesses verticales moyennées horizontalement, "avec" ('-*') et "sans" ('-') les effets radiatifs des aérosols, le 2 mars à 6h TU.

découle du taux de réchauffement ou bien des mouvements verticaux.

La figure détaillée (cf. fig. 5.42, p. 132) permet de mettre en évidence ces écarts importants autour des altitudes 2600 m pour la température et 2200 m pour l'humidité relative, niveaux qui sont légèrement supérieurs à celui des aérosols (1800 m) et à celui des pics du taux de réchauffement. Les écarts de la température peuvent atteindre 2°C , ce qui est non négligeable. Le pic d'écart en humidité relative qui est aussi important, est de valeur -20% . Le profil des aérosols montre effectivement que les concentrations le 2 mars sont les plus importantes des trois jours. Aussi, ils apportent alors des modifications non négligeables sur la température et l'humidité relative au niveau de leur altitude de transport.

Sur le profil du 3 mars (cf. fig. 5.41), on retrouve la même structure soit des pics observés entre 6 et 15 km et des pics autour de 2.6 km. Les écarts de la température passent de -0.5°C à 1°C dans les hautes altitudes à une valeur plus importante de 3°C dans les basses couches. Néanmoins, contrairement à la température, les écarts d'humidité relative en hautes altitudes (avec un maximum de -40%) priment sur ceux situés dans la plus basse couche (-23%). Ce type de résultat, rencontré déjà pour le taux de réchauffement, est tout aussi paradoxal. Essayons, là encore, de comprendre les phénomènes. Avant cela, remarquons que les résultats entre la surface et 5 km fonctionnent naturellement "en miroir" avec ceux de la température et sont cohérents avec les écarts du taux de réchauffement. Par contre, notons qu'à 13 km et au-dessus, à une diminution (faible) de la température, est associée une variation de l'humidité qui va dans le même sens. Afin de comprendre cela, nous avons recalculé, en *off-line*, le profil de l'humidité relative en appliquant la formule classique :

$$H = \frac{100 * q_a}{q_{sat}(T)} \quad (5.11)$$

où q_a est la vapeur d'eau à une altitude z et $q_{sat}(T)$ la vapeur d'eau saturante, fonction de la température à z . Nous avons utilisé comme données d'entrée les valeurs de vapeur d'eau et de température aux deux niveaux concernés. Nous avons noté des fluctuations très importantes d'un point à l'autre et tout au long de la journée. Après avoir calculé la moyenne, nous avons constaté que ce jour là un surplus à 6 km et une diminution à 13 km. Quoi qu'il en soit l'humidité absolue à ces altitudes est quasiment négligeable. Si bien ces variations (de quelques dizaines de mg/kg) n'ont probablement pas un grand

effet climatique.

De plus, les forts écarts de l'humidité relatives peuvent paraître disproportionnés comparés à ceux de la température. Il faut savoir que la vapeur d'eau possède une grande variabilité verticale, et par conséquent, l'humidité relative est sensible à la moindre variation, même de 0.1K de la température.

Sur la figure détaillée (*cf.* fig. 5.42), on note que les pics de la couche entre 2200 m et 2600 m sont comparables à ceux observés le 2 mars (les valeurs des écarts sont légèrement supérieures). En effet, pour la température, l'écart maximum du 3 mars est augmenté d'un degré, ce qui est non négligeable. De la même façon, le maximum de l'écart d'humidité relative passe de -20% à -25% le 3 mars. On remarque que les modifications constatées le 3 mars marquent une progression dans l'intensité des effets. Or, le jour 3 correspond à la fin de l'épisode du panache du 2 mars dont le maximum de concentration est autour du 2 mars à 8h TU. Il serait possible que les effets induits sur les paramètres soient légèrement décalés dans le temps avec celui de la forte présence d'aérosols.

5.5.4.c En conclusion

Les modifications observées sur la température et l'humidité relative indiquent que ces paramètres sont très sensibles à la présence des aérosols. Ceux-ci contribuent à une augmentation de la température (au maximum moyenné sur le quart de la grille 3, de 2 à 3°C) notamment aux altitudes (2000 m et 2600 m) proches de celles du transport des aérosols et à une diminution de l'humidité relative aux mêmes altitudes (au maximum moyenné sur le quart de la grille 3, de l'ordre de -20% à -25%). Les évolutions et les réponses des paramètres sont cohérentes entre elles et avec celle du taux de réchauffement. Plus spécifiquement pour l'humidité relative, des écarts ont aussi été observés dans une couche en altitude (vers 10 km) où ils apparaissent aussi importants que ceux de la couche autour de 2 km. Nous avons cherché à les interpréter mais nous suggérons que ces écarts peuvent ne pas avoir d'influence climatique vu leur forte variabilité d'une heure à l'autre. Par contre, les écarts observés vers 2 km sont gouvernés par les effets des aérosols et se remarquent tout au long des trois jours (tant que le panache est présent). Mais ces résultats sont entachés de l'influence de la vapeur d'eau et de la masse volumique. Aussi, on préférera considérer seulement les modifications observées entre 0 et 5 km, qui résultent en grande partie spécifiquement des effets des aérosols.

L'influence des aérosols a été constatée particulièrement le 2 et 3 mars avec une progression dans l'intensité des modifications entre les deux jours. Vu l'évolution de l'épisode du panache, on pourrait émettre l'idée que les modifications ne sont pas effectuées de manière instantanée mais qu'il existerait un décalage temporel entre la cause (effet radiatif des aérosols) et les conséquences (modifications de la température et de l'humidité relative). Ces mêmes conclusions sont-elles aussi valables pour l'eau nuageuse ? Qu'en est-il alors de son comportement ?

5.5.5 Effet semi-direct sur l'eau nuageuse ?

Le paramètre "eau nuageuse" représente le contenu massique d'eau condensée non précipitante par mètre cube d'air. Il définit la quantité d'eau condensée dans le nuage, soit sa capacité à éventuellement précipiter. Il est fonction de l'état atmosphérique, soit en particulier de la température et de l'humidité relative. Cependant, sa réponse aux modifications dues aux aérosols n'est pas forcément aussi immédiate que celles de la température et de l'humidité relative. De plus, à l'époque qui est simulée, les nuages sont rares sur la zone de la grille 2 sauf le 1^{er} et 2 mars où quelques nuages sont présents au niveau de la zone de la grille 3. Néanmoins, l'étude de ce paramètre est intéressante puisque les modifications apportées sur son évolution peuvent traduire l'effet semi-direct qui devrait conduire à une diminution de la couverture nuageuse. D'après leurs travaux, Ackerman *et al.*[1] montrent que les carbonés suies par cet effet semi-direct contribuent à une diminution de 20 à 40% de la couverture nuageuse.

5.5.5.a Particularités de l'eau nuageuse

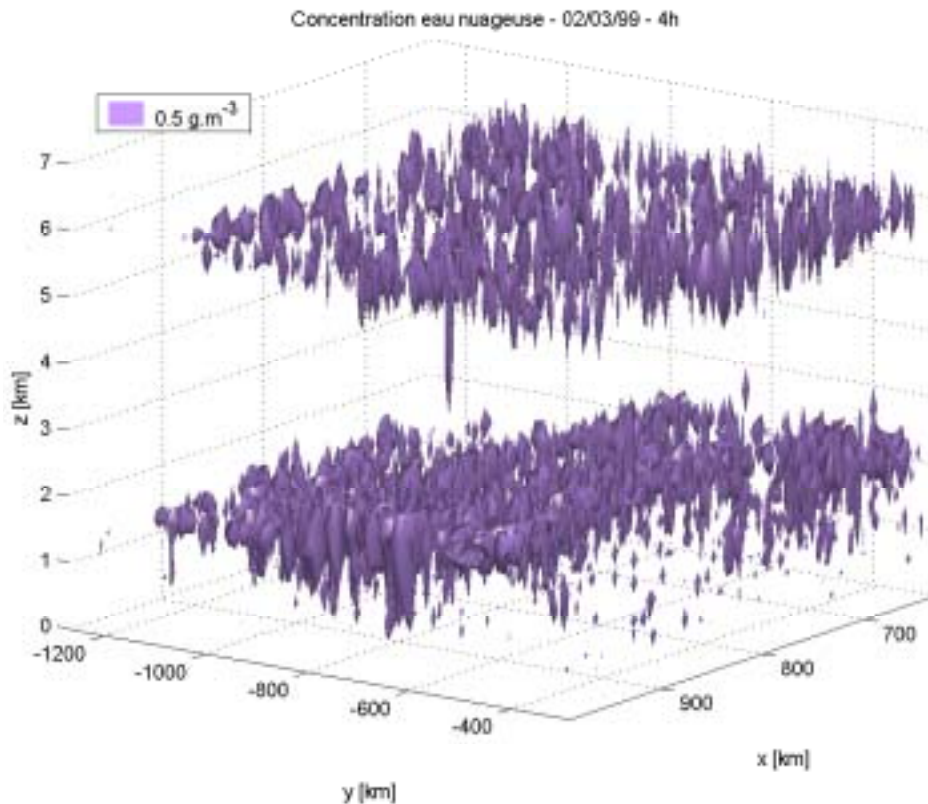


FIG. 5.44 – Répartition tridimensionnelle de l'eau nuageuse visualisée à partir des surfaces iso-valeur de 0.5 g.m^{-3} le 2 mars à 4h TU.

D'après la figure 5.44, on s'aperçoit que les nuages simulés sont répartis selon deux couches. Ceci est très visible sur la figure 5.45 sur laquelle sont tracés profils de l'eau nuageuse avec (trait pointillé) et sans (trait plein) l'effet radiatif moyenné sur le quart de la grille 3, selon les trois jours et les trois heures étudiés.

Les altitudes des couches de nuages se situent à 6 km et autour de 2 km. Les écarts sont davantage visibles sur la figure 5.47. Mais, tout d'abord, regardons l'évolution temporelle du paramètre (fig. 5.46).

5.5.5.b Évolution temporelle de l'eau nuageuse

De la même façon que pour l'étude de la température et de l'humidité relative (cf. § 5.5.4.a), nous présentons sur la figure 5.46 les évolutions de l'écart de l'eau nuageuse moyennée sur le quart nord de la grille 3 pendant la période du 1^{er} mars au 3 mars selon les basse et haute couches des nuages. Au premier regard, les écarts sont le plus souvent négatifs, ce qui annoncerait effectivement une baisse de l'eau nuageuse avec l'effet radiatif des aérosols. Dans les basses couches, des pics d'écarts de -0.15 g.m^{-3} sont enregistrés à l'altitude 2200 m, le 2 à 4h TU et 6h TU ainsi que le 3 mars à 2h TU, 4h TU et 6h TU. Ces altitudes et ces dates correspondent à celles des pics des écarts de la température et de l'humidité relative. En couche haute, à 6000 m, l'écart de l'eau nuageuse oscille entre -0.15 g.m^{-3} et -0.20 g.m^{-3} . Un écart de -0.25 g.m^{-3} est repéré le 3 mars à 4h TU, qui est suivi immédiatement de faibles écarts de -0.05 g.m^{-3} entre 8h TU et 16h TU. Les écarts semblent davantage significatifs en haute altitude (surtout à 6 km) qu'en plus basse altitude (2 km) alors que cette dernière

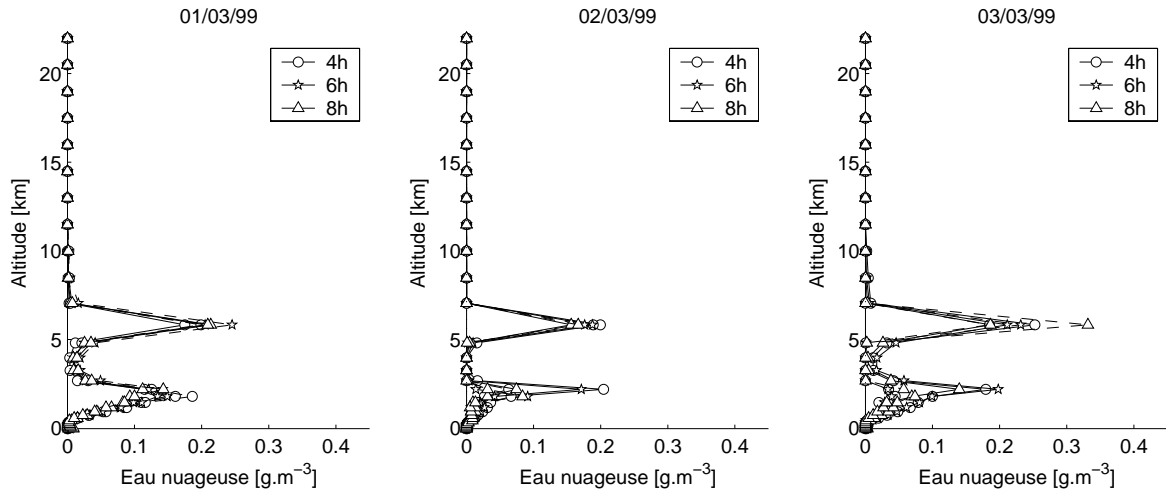


FIG. 5.45 – Profils de l'eau nuageuse des situations avec (trait pointillé) et sans (trait plein) l'effet radiatif pour le 1, 2 et 3 mars à 4h TU, 6h TU et 8h TU, moyennés sur le quart nord de la grille 3.

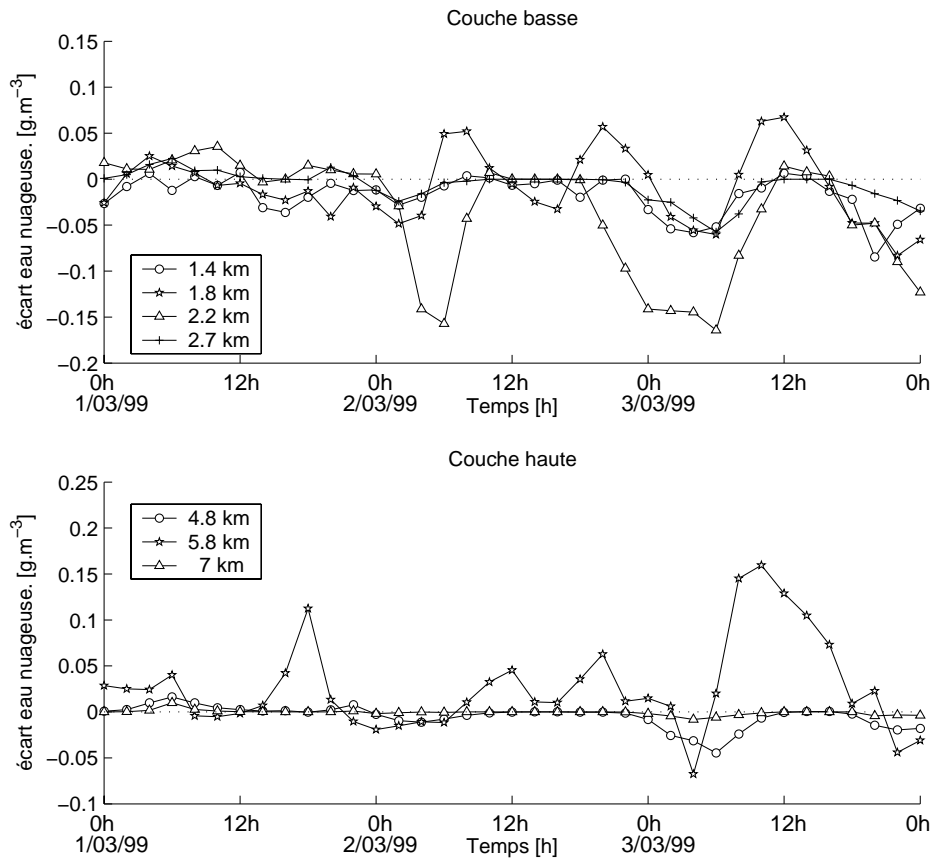


FIG. 5.46 – Évolution des écarts de l'eau nuageuse dus à l'effet radiatif des aérosols sur la période du 1^{er} mars au 3 mars à basse altitude (figure du haut) et à haute altitude (figure du bas).

correspond à celle du transport des aérosols. Nous remarquons ici aussi que les effets des aérosols ne sont pas simplement locaux. Précisons ces remarques en examinant les profils verticaux des écarts absolus de l'eau nuageuse pour les trois jours qui sont présentés dans le paragraphe suivant.

5.5.5.c Structure verticale de l'eau nuageuse

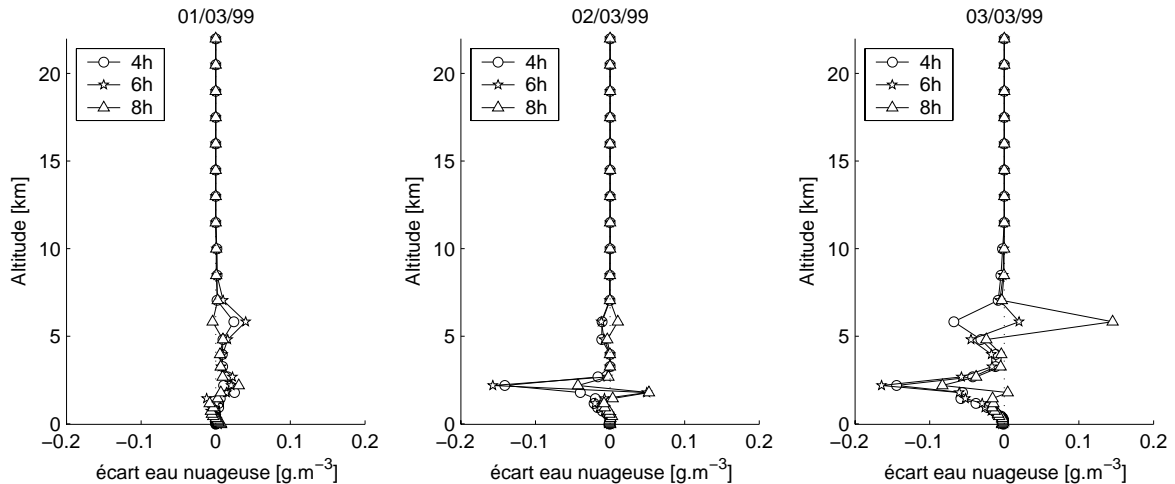


FIG. 5.47 – Profils des écarts de l'eau nuageuse dus à l'effet radiatif des aérosols correspondant au 1^{er}, 2 et 3 mars à 4h TU, 6h TU et 8h TU.

Sur la figure 5.47 sont tracés les profils des écarts de l'eau nuageuse pour le 1^{er}, le 2 et le 3 mars à 4h TU, 6h TU et 8h TU. Le 1^{er} mars le pic en altitude autour de 6 km est faible. *A contrario*, sur le profil du 2 mars apparaît surtout un pic de l'ordre de -0.15 g.m^{-3} vers 2 km. Les profils du 3 mars montrent, de la même façon, un pic négatif de -0.18 g.m^{-3} vers 2 km mais aussi un pic ponctuel (de -0.15 g.m^{-3} , correspondant à 8h TU) vers 6 km. Le signe positif de ce dernier pic contraste avec pic négatif noté à 4h TU. Ce résultat rejoint ceux des autres paramètres, à savoir que le jour 3 on note une différence de comportement selon les trois heures dans les couches au-dessus de 5 km. Ces variations pourraient être associées à celles de la vapeur d'eau, entre autres causes possibles. Finalement, on peut considérer qu'en général, les modifications apportées par les aérosols sont provoquées à l'altitude de leur concentration maximum (couche de 2 km).

Précisons que l'écart selon la couche de 2 km s'observe si des aérosols y sont effectivement présents (*cf.* le 1^{er} mars).

La figure 5.48 donne un aperçu des coupes horizontales de l'eau nuageuse sans et avec l'effet radiatif des aérosols lors du 2 mars à 6h TU pour plusieurs altitudes. Aux altitudes 1800 m et 2200 m, on note une présence plus faible d'eau nuageuse avec l'effet radiatif, surtout au nord de la grille où les aérosols sont largement présents. La figure 5.49 (p. 139) confirme cet impact de l'effet radiatif à l'altitude de 2 km, sur laquelle est tracée la surface iso-valeur de 0.5 g.m^{-3} d'eau nuageuse.

À 6 km, la répartition de l'eau nuageuse semble plus homogène. Cependant, on observe là aussi une diminution due à l'effet radiatif des aérosols davantage accentuée au nord de la grille 3. Par suite, on peut dire que les effets des aérosols se remarquent sur la zone qu'ils recouvrent et à leur altitude de transport.

Pour ce paramètre, la progression de l'intensité des effets sur l'eau nuageuse entre le 2 et 3 mars n'est pas apparue évidente.

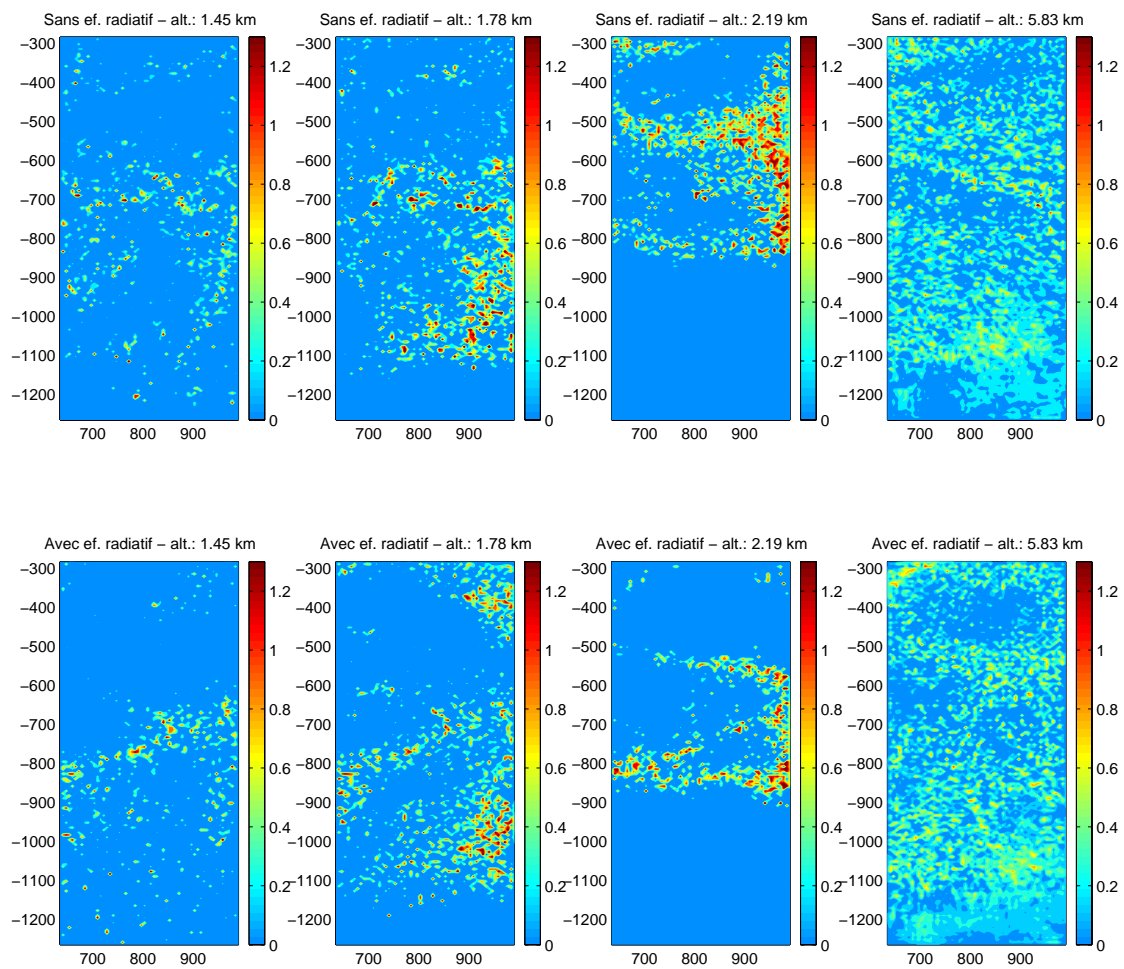


FIG. 5.48 – Coupes horizontales de l'eau nuageuse à plusieurs altitudes sans (figures du haut) et avec (figures du bas) l'effet radiatif des aérosols le 2 mars à 6h TU sur la grille 3.

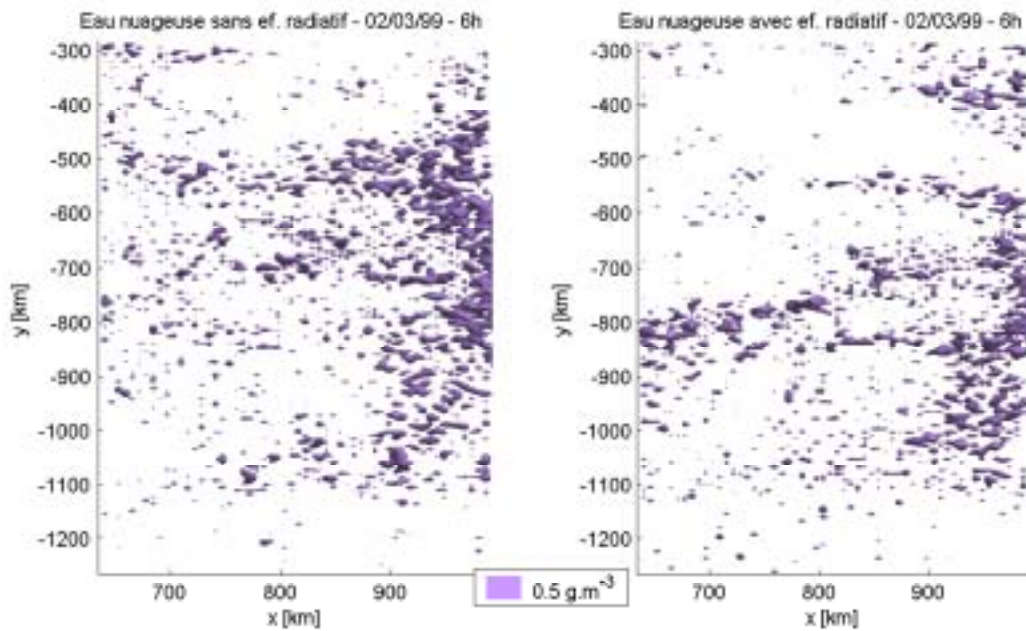


FIG. 5.49 – Vue de dessus de la couche à 2 km de l'eau nuageuse sans (figure de gauche) et avec (figure de droite) l'effet radiatif des aérosols le 2 mars à 6h TU, tracée à partir des surfaces iso-valeur de 0.5 g.m^{-3} .

5.5.5.d Conclusion sur les rétroactions de l'effet semi-direct

En résumé, les quatre paramètres étudiés (taux de réchauffement, température, humidité relative, eau nuageuse) sont sensibles à l'effet radiatif des aérosols. Les évolutions de chacun sont cohérentes entre elles. Dans les conditions de notre étude, les aérosols ont donc tendance à augmenter la température jusqu'à 2°C , à diminuer l'humidité relative de 20% et l'eau nuageuse de -0.15 g.m^{-3} . Le sens de ces modifications tend à conclure à l'existence d'un effet semi-direct dû aux carbonnes suies. Cet effet est plutôt local puisqu'il s'applique sur la zone occupée par les aérosols et à l'altitude de leur transport (2 km). Les modifications observées au-dessus de 5 km sont soit influencées par la masse volumique ou par les fluctuations de la vapeur d'eau, soit gouvernées par les mouvements verticaux. Ces effets ne sont pas considérés alors comme purement le résultat de l'effet radiatif des aérosols. Dans cette présente étude, l'effet semi-direct est donc mis en évidence essentiellement entre la surface et 5 km.

Cette simulation a donc montré que des concentrations entre $0.8 \mu\text{g.m}^{-3}$ et $1.2 \mu\text{g.m}^{-3}$ d'aérosols pouvaient provoquer des modifications non négligeables sur la température, l'humidité relative et sur le couvert nuageux. Les effets radiatifs sont souvent quantifiés par leur forçage en atmosphère au TOA et en surface. Aussi, le paragraphe suivant propose le calcul du forçage radiatif occasionné par les aérosols.

5.5.6 Forçage du carbone suie

Précisons que le forçage calculé dans cette étude est celui des aérosols, il ne correspond donc pas à celui de l'effet semi-direct, lié aux nuages, mais à l'effet direct des aérosols. Effectivement, il nous est impossible de calculer le forçage des nuages (forçage semi-direct) puisque, dans notre étude, les nuages ne sont pas actifs radiativement. Aussi, rappelons que cette étude est, pour l'instant, une base de travail qui a pour but de mettre en évidence l'effet semi-direct c'est-à-dire les modifications apportées sur les profils atmosphériques et le champ nuageux.

Le forçage atmosphérique est calculé à partir du taux de réchauffement obtenu en chaque nœud de la grille, à partir de l'équation de la chaleur (5.4) :

$$\frac{\partial F}{\partial z} \simeq \frac{\Delta F}{\Delta z} = +\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t}. \quad (5.12)$$

Par intégration, la différence de flux net sur la hauteur de l'atmosphère est :

$$\Delta F_{surf \rightarrow TOA} = \int_{surf}^{TOA} \rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} dz, \quad (5.13)$$

$$\simeq \sum_{couches} \rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} \Delta z, \quad (5.14)$$

si bien que le forçage atmosphérique est :

$$f_{atm} = C_p \sum_{couches} \rho \Delta z \left(\frac{\partial T^{avec}}{\partial t} - \frac{\partial T^{sans}}{\partial t} \right). \quad (5.15)$$

La valeur de C_p pour l'air utilisée dans les calculs est $C_p = 1005 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$; la valeur de ρ dépend de l'altitude et est fournie par le modèle.

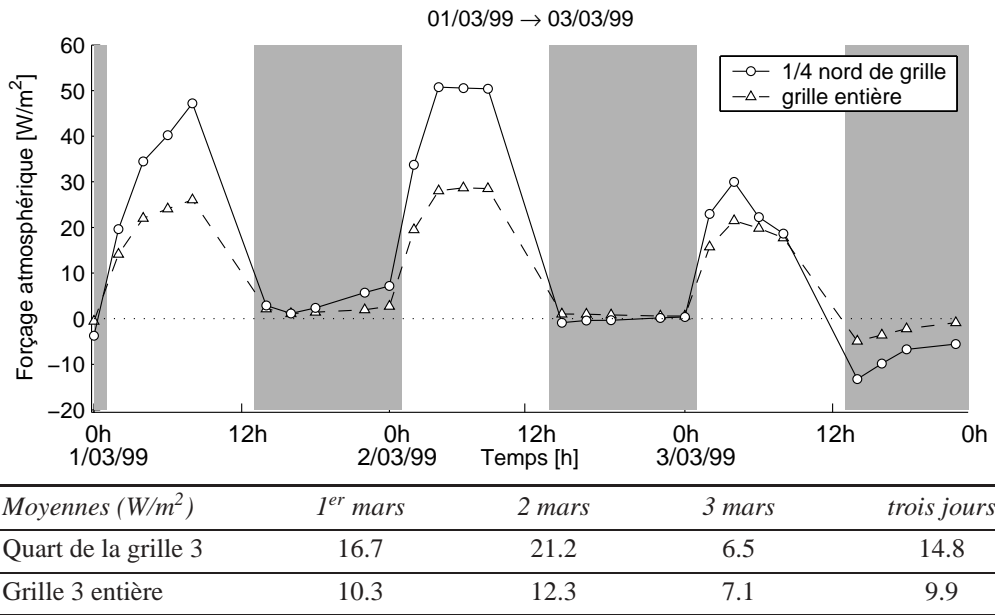


FIG. 5.50 – Évolution du forçage atmosphérique des aérosols moyenné sur toute la grille 3 ('-△-') et sur le quart nord seulement de la grille 3 ('-○-'), pendant la période du 1^{er} au 3 mars. Moyennes journalières du forçage atmosphérique (en W/m^2) des aérosols sur la grille 3 pendant les trois jours.

L'évolution du forçage atmosphérique des aérosols (présentée sur la figure 5.50) sur la période du 1^{er} au 3 mars est calculée sur celle du taux de réchauffement. On repère de la même façon le cycle diurne. Pour donner une idée de l'effet local du forçage des aérosols, celui-ci a été moyenné sur la grille entière et sur le quart nord de la grille 3. En ne considérant que la zone occupée par les aérosols, le forçage est augmenté jusqu'à 50% de sa valeur pour le 2 mars. L'effet est donc réellement local.

Le tableau 5.50 précise les valeurs du forçage atmosphérique en moyenne journalières et sur les trois jours. Sur l'épisode du panache du 2 mars, les aérosols apportent un forçage atmosphérique de

9.9 W/m² sur la grille entière et de 14.8 W/m² sur la zone propre aux aérosols. Ces valeurs sont plus élevées que celles estimées par Ackerman *et al.* [1] puisque les auteurs ont calculé un forçage entre 7.6 et 6.9 W/m² selon les concentrations en aérosols en ciel clair et entre 6.5 et 6.6 W/m² en ciel nuageux. Néanmoins, nos résultats restent du même ordre de grandeur.

L'évolution du forçage peut être visualisée spatialement. Calculés à divers instants du 1^{er}, 2 et 3 mars, les forçages sont représentés sur la figure 5.51 (p.142). Rappelons que pendant ces trois jours un épisode de panache d'aérosols s'installe à partir du 1^{er} mars. Il est maximum le 2 mars à 6h TU et diminue jusqu'à s'évanouir le 3 mars à 8h TU. D'une part, on remarque que le forçage suit effectivement la progression de l'intensité du panache d'aérosols pendant ces trois jours. Le forçage du 2 mars est nettement plus fort que celui du 3 mars et domine légèrement celui du 1^{er} mars. De plus, il est intéressant de constater que le forçage est spatialement concentré sur la zone occupée par les aérosols, soit sur la quart nord de la grille 3. Aussi, on peut conclure que le forçage est local. D'autre part, même si le panache progresse continuellement en intensité de la fin du 1^{er} mars au début du 2 mars, il n'en est pas de même pour le forçage. En effet, celui-ci diminue à partir du 1^{er} mars à 14h TU (21h localement, soit en début de nuit) puis augmente de nouveau vers le 2 mars à 2h TU soit au lever du soleil (7h localement). Aussi, l'évolution du forçage dépend à la fois de la charge en aérosols et du cycle diurne.

5.5.7 Rétroaction dynamique sur la structure verticale des aérosols

Jusqu'à présent, nous avons regardé les influences de l'effet radiatif des aérosols sur les profils de température, d'humidité et le champ nuageux, mais il doit exister une rétroaction de ces effets radiatifs sur la redistribution des aérosols eux-mêmes. Aussi, pour préciser ce point, nous avons comparé l'impact des effets radiatifs des aérosols sur leur concentration.

5.5.7.a Évolution de la concentration selon l'altitude

La figure 5.52 (p. 143) présente l'évolution des maxima de concentrations moyennées sur la grille horizontale en fonction de l'altitude pour la période du 1^{er} mars au 3 mars inclus, ainsi que l'évolution des concentrations à trois altitudes (1.4 km, 1.8 km et 2.2 km). Après midi du 1^{er} mars, l'altitude des maxima de concentration sans l'effet radiatif varie entre 1800 m et 2200 m jusqu'au 3 mars à midi. L'évolution des concentrations avec l'effet radiatif est moins régulière puisque l'altitude varie entre 2200 m et 1400 m. À partir du 3 mars à 4h TU, l'altitude diminue en-dessous de 1 km et rejoint à celle sans l'effet radiatif vers 20h TU. Verticalement, on observe donc des différences sur les altitudes de pics de concentration. Ceci semble indiquer une modification de la structure verticale.

Les évolutions des concentrations en fonction de trois altitudes montrent que dans les deux cas (avec et sans) les concentrations suivent les mêmes évolutions excepté quelques pics qui apparaissent pour le cas avec l'effet radiatif alors que le cas sans est plus lisse. Les différences entre les deux cas sont davantage marquées à l'altitude 1400 m qu'à 2200 m.

5.5.7.b Structure verticale

Sur la figure 5.53, le profil moyen (figure de gauche) et celui pris en un point au nord de la grille 3 (figure du centre) montrent effectivement le décalage en altitude mais aussi en valeur du pic de concentration. Au nord de la grille 3, le pic du cas "avec l'effet radiatif" est placé à 2200 m avec une valeur de 1.6 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ alors que dans le cas "sans l'effet des aérosols", l'altitude est de 1800 m pour une valeur de 1.3 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. Au point près des sources (ici Goa), aucune différence n'est observée entre les deux cas.

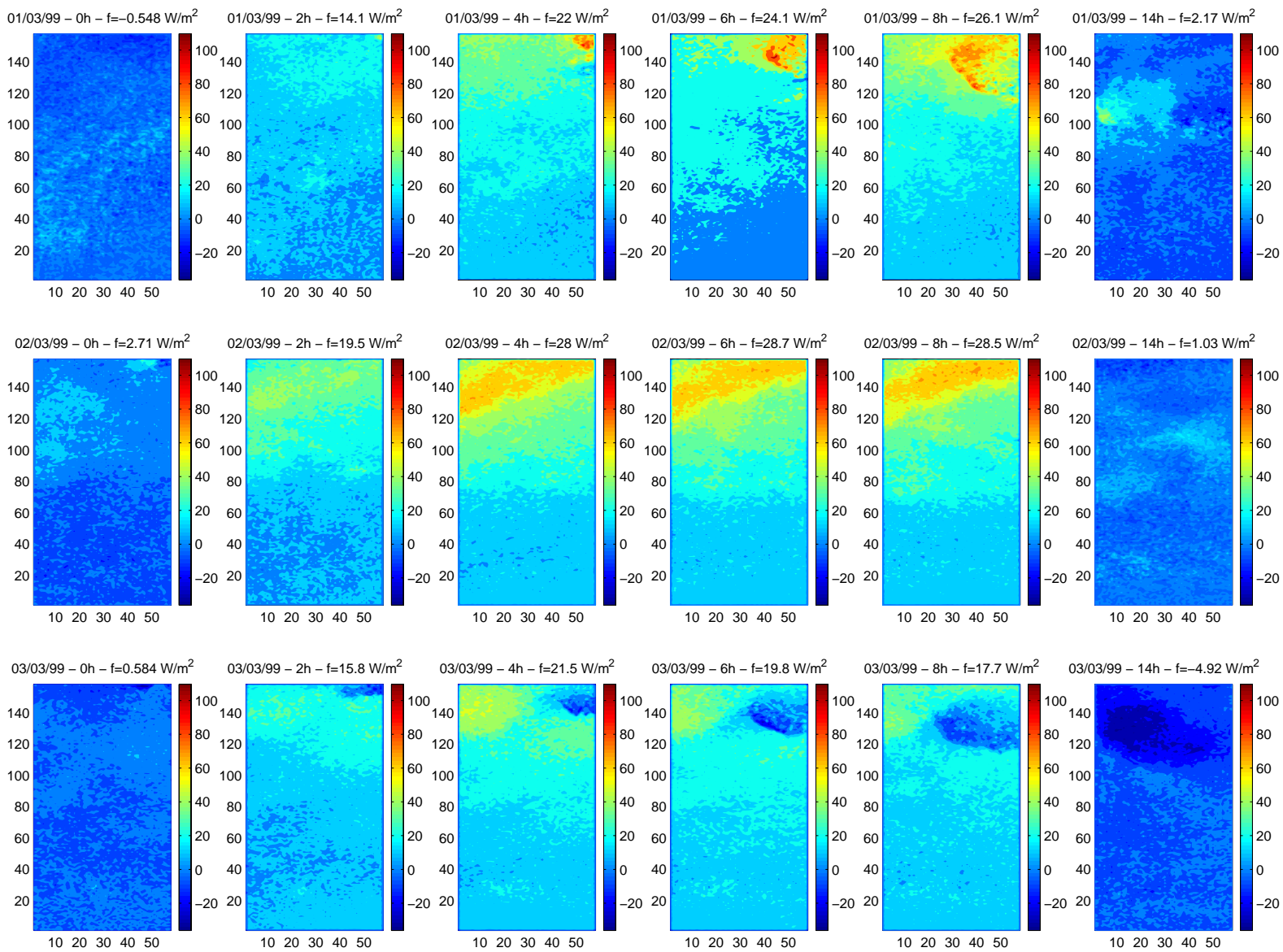


FIG. 5.51 – Évolution du forçage atmosphérique des aérosols sur toute la grille 3 de 0h TU à 22h TU pour le 1^{er}, le 2 et le 3 mars.

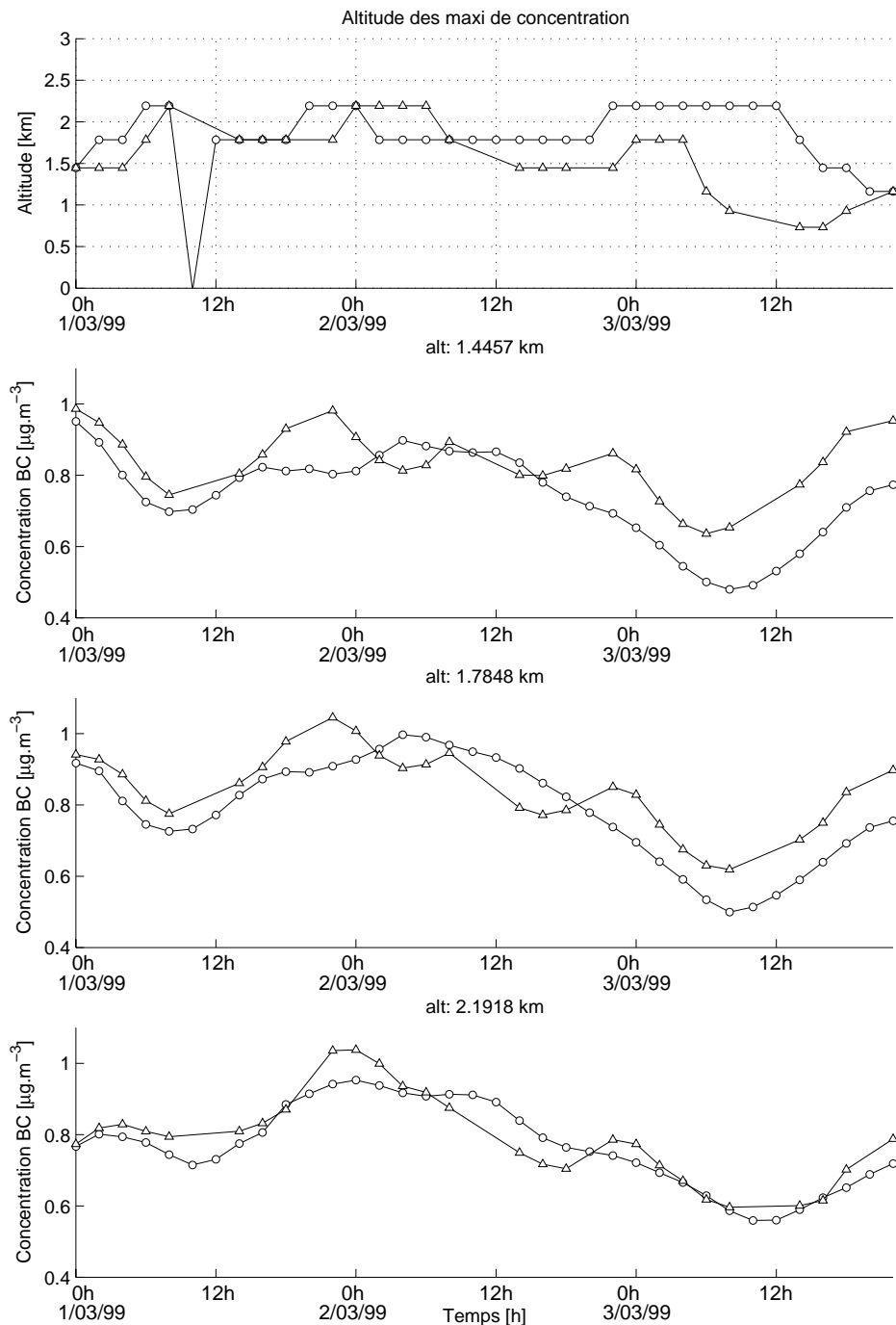


FIG. 5.52 – Comparaison des concentrations d'aérosols avec ('-Δ-') et sans ('-o-') l'effet radiatif sur la période du 1^{er} mars au 3 mars inclus. La première figure montre l'évolution de l'altitude des maxima de concentration. Les figures suivantes représentent la variation de la concentration des aérosols pour trois altitudes typiques de transport.

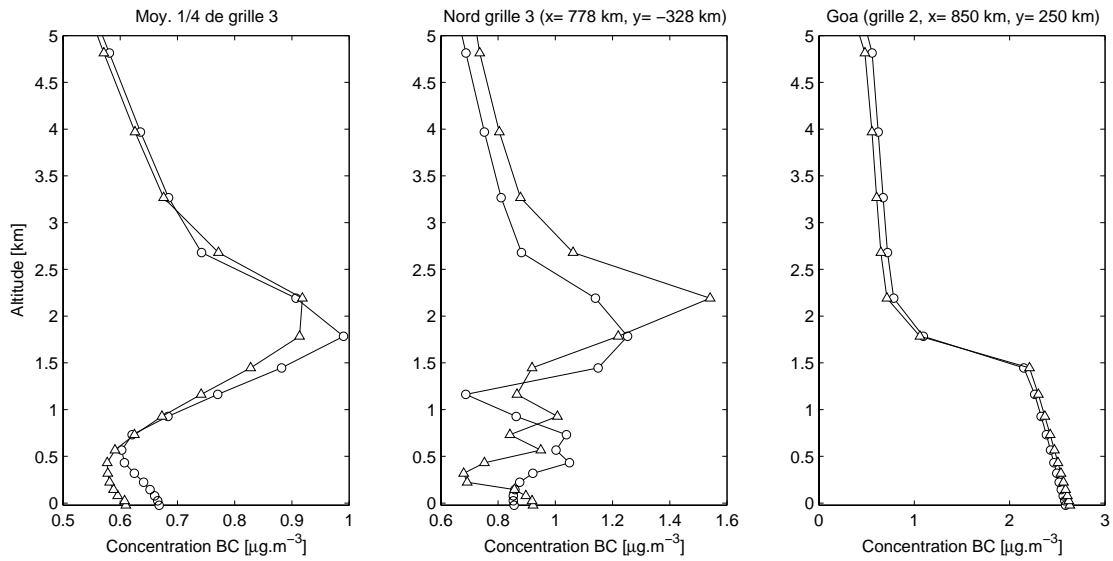


FIG. 5.53 – Comparaison des profils de concentrations d'aérosols avec ('-Δ-') et sans ('-o-') l'effet radiatif pour le 2 mars à 06h TU. La première figure représente le profil de concentration moyennée sur le quart nord de la grille 3. La figure du centre présente les profils en un point au nord de la grille 3 et celle de droite présente les profils à Goa sur la grille 2 proche des sources d'émission. Les positions sont indiquées sur la figure 5.21.

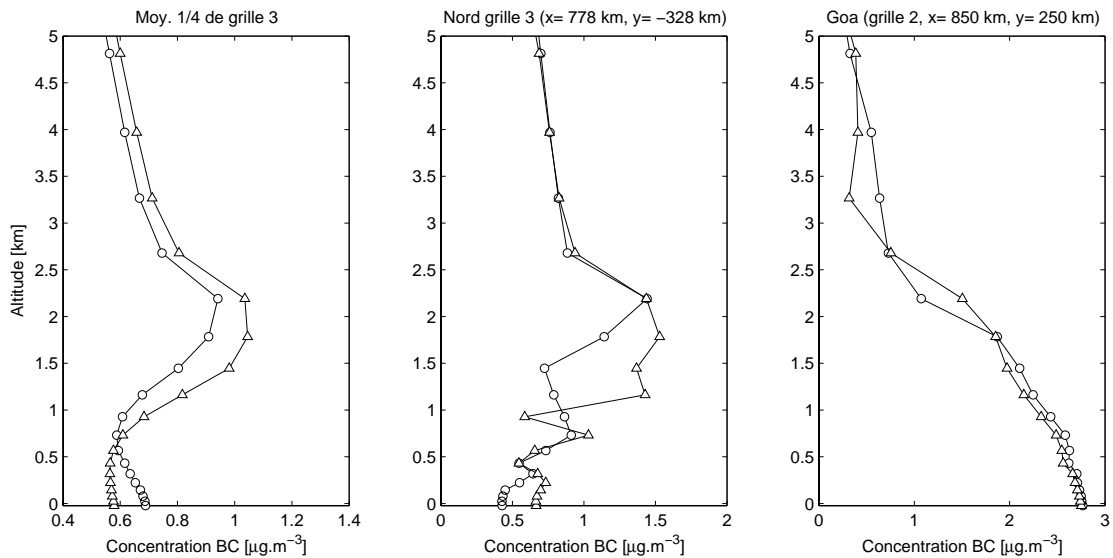


FIG. 5.54 – Comparaison des profils de concentrations d'aérosols "avec" ('-Δ-') et "sans" ('-o-') l'effet radiatif pour le 1^{er} mars à 22h TU. La figure de gauche représente le profil de concentration moyennée sur le quart nord de la grille 3. La figure du centre présente les profils en un point au nord de la grille 3 et celle de droite présente les profils à Goa sur la grille 2 proche des sources d'émission. Les positions sont indiquées sur la figure 5.21.

Les mêmes observations sont repérables sur les profils du 1^{er} mars qui sont tracés sur la figure 5.54. La moyenne des profils de concentrations "avec" et "sans" l'effet radiatif (figure de gauche) montre une différence de valeur au niveau des pics de $+0.15 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ autour de 1800 m. Sur le profil en un point au nord de la grille 3, localement la différence est plus importante atteignant $+0.6 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ à 1500 m. Contrairement au jour 2, on observe aussi une différence sur le profil près des sources d'émission à Goa. Que ce soit pour le jour 2 ou le jour 1, les différences se repèrent autant sur les profils en un point de la grille (donc très localement) que sur les profils moyennés sur le quart nord de la grille 3. Aussi, nous pouvons dire que l'effet radiatif est visible sur le profil moyen des aérosols.

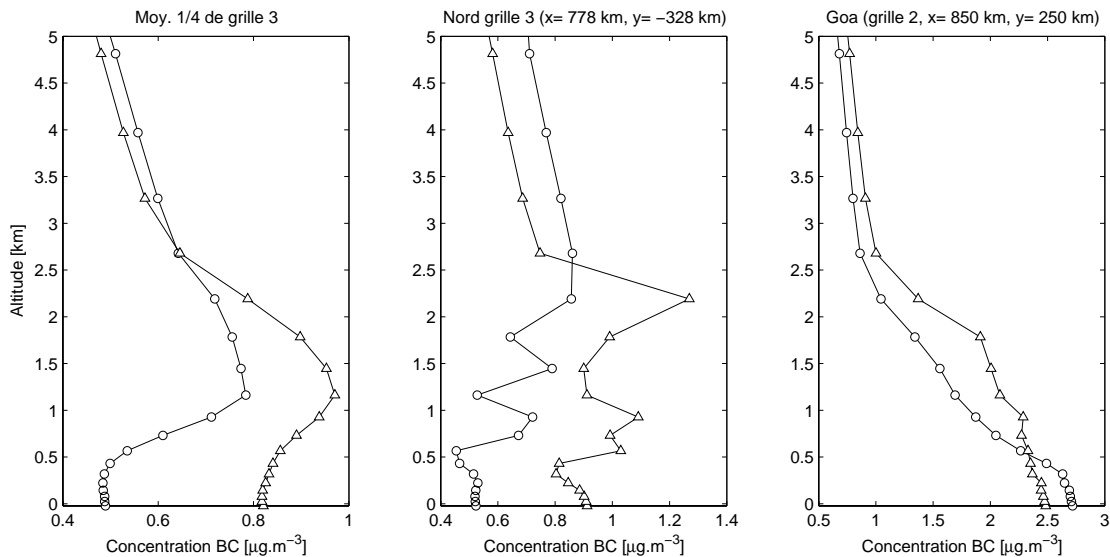


FIG. 5.55 – Comparaison des profils de concentrations d'aérosols avec ('-Δ-') et sans ('-o-') l'effet radiatif pour le 3 mars à 22h TU. La première figure représente le profil de concentration moyennée sur le quart nord de la grille 3. La figure du centre présente les profils en un point au nord de la grille 3 et celle de droite présente les profils à Goa sur la grille 2 proche des sources d'émission. Les positions sont indiquées sur la figure 5.21.

Les profils du 3 mars à 22h TU (cf. fig. 5.55) ont une structure encore différente de celle des profils observés précédemment. Que ce soit sur les profils moyens ou en un point au nord de la grille 3, de fortes différences de concentration sont observées entre le cas "avec" et "sans" l'effet radiatif. Sur le profil moyen (figure de gauche), la différence des pics à 1 km atteint $0.2 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ et à la surface, elle approche $0.3 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. Concernant le point au nord de la grille 3, le décalage de concentration est de $0.45 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ à 2600 m et de $0.4 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ à la surface. Ces valeurs suggèrent qu'effectivement la redistribution verticale de la concentration est différente dans les deux cas "avec" et "sans". Cette remarque semble suggérer l'existence d'une rétroaction dynamique sur les profils des aérosols.

5.5.7.c Rétroaction dynamique ?

Rien *a priori* ne peut justifier les modifications constatées sur les profils d'aérosols (structure verticale et concentrations) si ce n'est la présence ou non des effets radiatifs. Or, comme on a pu le voir plus haut, ces derniers ont modifié la stabilité verticale atmosphérique à travers les structures de la température et de l'humidité relative. Aussi, on pourrait imaginer le mécanisme suivant : les effets radiatifs des aérosols pourraient avoir un effet sur la dynamique (dépendant de la stabilité verticale) qui se répercute sur la distribution des aérosols. Celle-ci devient alors différente avec l'effet radiatif des aérosols. Si cela peut être recevable, on constate que les profils du jour 3 connaissent

beaucoup plus de modifications sur la structure verticale et quantitative que le jour 1. Il y a donc plus de modifications sur le transport et sur la répartition des fortes concentrations. Aussi, pourrait-on alors relier cette progression de la modification de la structure au temps nécessaire pour la mise en place d'une rétroaction dynamique due aux effets radiatifs des aérosols sur leur structure ? Une autre interprétation plus simple serait de dire que les effets sont liés aux conditions particulières des dates et ainsi celles du 3 mars favoriseraient davantage les modifications de la structure des aérosols que celles du 1^{er} ou du 2 mars.

5.6 Conclusion du chapitre

L'étude de l'effet radiatif des carbonnes suies a été abordée selon trois simulations de complexité croissante. L'approche "statique" a mis en évidence les modifications induites par les aérosols sur la structure des profils du taux de réchauffement, de température et d'humidité relative avec la possibilité éventuelle d'influencer la présence des nuages. Ces résultats préliminaires nous ont conduit à poursuivre l'étude vers une approche "dynamique". La première simulation de cette approche, nous a interpellé sur le fait que les effets existaient mais n'étaient pas systématiques dans les conditions choisies. Aussi, une deuxième simulation est réalisée permettant d'améliorer la précédente. Elle simule une plus grande zone contenant la plupart des sources d'émission des carbonnes suies et détaille une zone recouvrant la côte ouest de l'Inde et une plus petite zone autour de Malé. La durée de simulation recouvre une période du 15 février au 15 mars permettant d'obtenir des conditions plus réalistes.

Les résultats d'une simulation à une autre et d'une approche à l'autre sont plus précis et concluants. En effet, d'après la dernière simulation, les modifications sur les profils du taux de réchauffement, de température, d'humidité relative et d'eau nuageuse sont notables. On assiste bien à un réchauffement au niveau de l'altitude du transport des aérosols. Les effets au-dessus de 5 km ne sont pas considérés comme le résultat purement de l'effet radiatif des aérosols. Aussi, on considère seulement, dans un premier temps, les résultats observés entre 0 et 5 km. Les résultats notés au-dessus de cette couche devraient faire l'objet d'études approfondies et plus fines. Ces modifications apparaissent sur toute la zone occupée par les particules et non seulement en un point. Ces réchauffements qui sont de l'ordre de 0.4 et 0.6 K/j et de 2 à 3°C, sont accompagnés d'une diminution de l'humidité relative et de l'eau nuageuse, dont les valeurs caractéristiques sont respectivement de -20% et de -0.15 g.m^{-3} . Ces modifications locales dues aux carbonnes suies sont bien la signature de l'effet semi-direct. Les aérosols apportent un forçage direct atmosphérique de 9.9 W/m^2 sur toute la grille 3 et de 14.8 W/m^2 localement. Ces valeurs sont légèrement supérieures à celles de la littérature mais restent comparables. Insistons sur le fait que le forçage calculé est bien celui des aérosols, donc un forçage direct et non le forçage de l'effet semi-direct qui est celui des nuages influencés par les aérosols absorbants. Aussi, afin d'éviter des confusions entre l'effet semi-direct et indirect, précisons que, dans le premier cas, les aérosols interviennent sur les nuages par leurs propriétés optiques (absorption, de manière radiative directe) et que dans le deuxième cas, ils affectent les nuages par leurs propriétés microphysiques (CCN, de manière indirecte).

L'intensité des modifications progresse au passage du panache (1, 2 et 3 mars). Alors que le troisième jour marque la fin de l'épisode du panache (la concentration est donc plus faible que durant le deuxième jour), cela peut nous amener à penser qu'il existe un décalage temporel dans la mise en place des effets induits. De plus, l'étude du profil vertical des aérosols, nous montre que la structure verticale des aérosols est elle-même influencée par les propres effets radiatifs des particules. Il pourrait alors exister une rétroaction dynamique sur la redistribution des aérosols. Pour affirmer ce résultat, il serait nécessaire d'affiner les études afin de contrôler et de séparer le rôle des contributions des différentes variables ou des phénomènes qui seraient acteurs dans l'effet semi-direct.

Dans la perspective de la suite de cette étude, il sera intéressant de revenir à des cas plus simples pour comprendre les comportements des différents paramètres impliqués dans les effets. D'une part,

la quantité d'aérosols serait un critère à considérer pour savoir si les modifications induites dépendent d'une certaine quantité seuil d'aérosols ou si elles sont d'autant plus importantes qu'une grande quantité d'aérosols est disponible. D'autre part, les modifications apportées sur l'eau nuageuse peuvent éventuellement dépendre des caractéristiques du champ nuageux. C'est-à-dire, l'effet semi-direct des aérosols est-il toujours aussi visible sur des couverts nuageux importants que sur des faibles zones nuageuses ? Il sera intéressant de considérer une microphysique plus détaillée et élaborée où les variables des nuages sont ajustées comme le nombre de gouttelettes par exemple. Précisons que dans notre étude, nous avons pris une valeur typique de 300 g.m^{-3} de gouttelettes nuageuses, ce qui est de l'ordre de grandeur des valeurs de la littérature (Ackerman *et al.* [1]) pour les nuages pollués. Les études pourraient alors tester la sensibilité des effets des aérosols à la quantité d'aérosols et au couvert nuageux. Dans notre étude, l'intensité des modifications dues aux aérosols était liée aux seules propriétés optiques des aérosols, lesquelles représentent une valeur moyenne. Or, les études sur INDOEX ont montré que les propriétés optiques des aérosols sont variables tant dans le temps que dans l'espace. Il sera intéressant d'introduire cette variabilité dans notre modélisation. Au fur et à mesure de ces améliorations, on pourra définir les conditions dans lesquelles l'effet semi-direct peut devenir significatif et peut concurrencer les autres effets radiatifs. D'autres facteurs seront à envisager comme l'altération des particules pendant leur transport ainsi que leur mélange. En effet, dans ce cas les propriétés optiques des aérosols sont modifiées. Ainsi, les aérosols pourraient agir différemment et passer d'un effet semi-direct à un effet indirect. Mais ceci est une autre histoire ...



Conclusion générale

6.1 Conclusions

6.1.1 Rappel des objectifs

Notre travail s'inscrit dans les études numériques essentiellement basées sur la modélisation, utilisée ici dans le but de comprendre et d'évaluer les rôles radiatifs et microphysiques des aérosols et leurs interactions complexes avec les nuages et le rayonnement. La littérature a mis en évidence des pistes de recherche à explorer afin d'améliorer la connaissance des processus liés aux aérosols. Rappelons ici les axes de recherche les plus souvent relevés :

- la répartition horizontale et verticale des aérosols au cours de leur transport,
- les processus d'interaction entre les aérosols et les nuages (effet indirect),
- les processus d'altération des particules, en particulier terrigènes, pouvant intervenir par effet indirect sur la formation des nuages,
- les processus de mélanges des aérosols (évolution de leur état de mélange au cours de leur transport),
- l'impact radiatif des aérosols ainsi modifiés, que devient leur rôle radiatif au cours de leur transport ? Cet impact est-il significatif ?
- la contribution relative des espèces, qu'elles soient séparées, mélangées ou altérées,
- les intensités de chacun des trois effets radiatifs (direct, indirect et semi-direct) et leurs éventuelles compétitions.

La présente étude s'est attachée à deux directions de recherche particulières :

- tout d'abord, la caractérisation du transport des aérosols (le carbone suie, le gaz SO_2 en tant que précurseur des sulfates et les poussières minérales),
- ensuite, la mise en évidence de l'effet radiatif semi-direct des carbonés suies (plus précisément d'un aérosol type tel que ceux observés pendant INDOEX où les carbonés suies sont très actifs).

Notre étude est basée sur une approche numérique à mésoéchelle (à l'aide du modèle RAMS). Elle s'applique au contexte de la campagne INDOEX dont le domaine d'étude est une zone privilégiée d'interactions entre les aérosols, le rayonnement et les nuages. De plus, la mise en place d'un fort dispositif expérimental, lors de la phase intensive en 1999, a permis de constituer une base de données importante sur l'évolution des propriétés optiques, chimiques et physiques des aérosols observés pendant INDOEX. Nos études numériques se sont appuyées sur ces mesures à partir desquelles nos résultats ont été validés.

6.1.2 Rappel de quelques résultats

6.1.2.a Transport des aérosols

Le premier volet de ce présent travail (le chapitre 4) s'attache spécialement au transport du gaz SO_2 (en tant que précurseur des sulfates), du carbone suie et des poussières minérales, à partir d'une étude numérique utilisant le modèle mésoéchelle RAMS. Ces aérosols ont été plus particulièrement étudiés car, comme cela a été observé pendant INDOEX (*cf.* § 4.1.3.b), ils apportent la quasi-totalité des contributions massiques et radiatives non négligeables par rapport à l'ensemble des particules observées sur la zone INDOEX. Les validations des résultats ont été réalisées à partir de mesures fournies par satellite, avions, navires et stations au sol. On a observé un bon accord entre nos résultats et les mesures. Notamment, nous avons caractérisé de façon réaliste la distribution horizontale et verticale des aérosols, ce qui montre que le modèle mésoéchelle RAMS est bien adapté à l'étude de la dynamique complexe des aérosols.

Les résultats montrent, tout d'abord, comment la répartition horizontale des particules sur l'Océan Indien est gouvernée par les différents régimes de vent. Puis, suivant la verticale, le transport des aérosols est caractérisé par deux couches : une en altitude (flux de mousson) et une autre dans les basses couches (couche limite marine). Cependant, cette dernière altitude de transport, lié aux conditions locales, n'est visible par la simulation que si on considère des résolutions spatiales de l'ordre du kilomètre (*cf.* § 5.5.2.f, p. 120). Ensuite, nous avons cherché à restituer, par le modèle, la contribution radiative des trois types d'aérosols à l'épaisseur optique. La comparaison entre les épaisseurs simulées et celles mesurées par METEOSAT montre un excellent accord qualitatif entre le modèle et les mesures. En effet, même si nos valeurs simulées sont sous-estimées, la structure spatiale des épaisseurs optiques est en accord avec celle des mesures. L'accord quantitatif est difficile à obtenir, puisque cela exige de représenter les propriétés optiques des aérosols mélangés et altérés. Nous n'avons pas la possibilité, pour l'instant, de rendre compte de ce mélange. Par contre, la répartition tridimensionnelle des concentrations simulées des aérosols apparaît réaliste par rapport aux mesures des avions C-130, des navires R/V et des stations au sol. Ainsi, par exemple, en comparant les caractéristiques du transport des différents aérosols, on observe que les aérosols anthropiques se répartissent de manière relativement homogène sur la zone alors que les poussières minérales sont graduellement distribués selon un axe horizontal nord-ouest/sud-est et leurs émissions sont beaucoup plus sporadiques.

Un point important est que les résultats suggèrent qu'il doit exister un mélange entre les aérosols des différentes sources continentales. Ces résultats suggèrent aussi qu'il pourrait apparaître un mélange entre les aérosols des sources continentales et ceux des sources océaniques. Ce mélange est dû à la dynamique complexe, locale et synoptique, à laquelle sont soumis les aérosols.

Tout ceci montre que l'approche numérique à l'échelle régionale permet de caractériser le transport des aérosols et d'apporter une "aide" explicative au problème complexe du mélange externe des aérosols sur la zone donnée. Rappelons que dans cette étude, nous ne traitons pas explicitement le problème des mélanges des aérosols. Cependant, nous avons accès à la composition de la colonne chargée en aérosols. De plus, certaines mesures sur INDOEX confirment des modifications des états de surface des aérosols. Par conséquent, cette étude dynamique devra être approfondie par l'intégration d'un "volet chimie". Ceci permettra de traiter complètement les processus de mélange des aérosols et l'évolution de leur état de surface.

6.1.2.b Aspect radiatifs des carbones suies et mise en évidence de l'effet semi-direct

Sur la zone INDOEX, la contribution radiative des aérosols étudiés est potentiellement importante, d'après les résultats de l'étude du transport. Aussi, le deuxième volet de ce travail (le chapitre 5) s'est intéressé à l'aspect radiatif des aérosols. L'approche est basée sur une étude numérique réali-

sée à l'aide du code radiatif EC3, adapté aux aérosols, couplé au modèle RAMS (transport et émission des aérosols). Nous avons centré notre étude sur l'effet radiatif semi-direct des carbonnes suies qui apporte une contribution importante au forçage de l'ensemble des aérosols. Il s'agit alors de comprendre et d'évaluer les modifications induites par les carbonnes suies sur la structure verticale atmosphérique, c'est-à-dire sur les profils du taux de réchauffement, de température, d'humidité relative et finalement sur le champ nuageux.

L'étude de cet effet a été abordée selon deux approches de complexité croissante. La première approche, dite "statique", a permis de tester la réponse de la structure atmosphérique aux effets induits par une couche d'aérosols, imposée permanente, c'est-à-dire non soumise à la dynamique. Des modifications apparaissent effectivement sur les profils du taux de réchauffement, de température et d'humidité relative. De plus, les résultats suggèrent que les aérosols peuvent éventuellement influencer le couvert nuageux. Ces résultats préliminaires nous ont ensuite conduit à aborder l'effet semi-direct avec une approche "dynamique" où les aérosols sont redistribués par la météorologie du modèle. Deux simulations sont ainsi réalisées. La première simulation, qui est restreinte à une petite zone spatiale, nous a alerté sur le fait que les effets existaient mais que l'amplitude et le signe du réchauffement et de la variation de l'eau nuageuse n'étaient pas évidents à interpréter. Aussi, une deuxième simulation a été réalisée, permettant d'améliorer la précédente. Elle simule une plus grande zone contenant la plupart des sources d'émission des carbonnes suies et détaille une zone recouvrant la côte ouest de l'Inde et une plus petite région (grille 3), qui est davantage le siège d'une activité nuageuse, autour de Malé (îles Maldives). La durée de simulation recouvre une période d'un mois permettant d'obtenir des conditions plus réalistes.

Au fil des simulations, les résultats ont mis en évidence une influence notable de l'effet radiatif des carbonnes suies sur la structure verticale atmosphérique. Les modifications induites par les aérosols témoignent notamment de la signature de l'effet semi-direct des carbonnes suies. En effet, on constate un réchauffement de l'atmosphère au niveau de l'altitude du transport des aérosols. Ce réchauffement dû aux aérosols est, en moyenne maximale, de l'ordre de 0.4 et 0.6 K/j et de 2 à 3°C en amplitude. Il s'ensuit une diminution de l'humidité relative et de l'eau nuageuse, dont les valeurs typiques sont respectivement de l'ordre de -20% et de -0.15 g.m^{-3} . Les aérosols sont la cause d'un forçage direct atmosphérique de 9.9 W/m^2 sur toute la grille 3 et de 14.8 W/m^2 localement (sur la zone recouverte par le panache). Ces valeurs sont comparables à celles de la littérature.

L'évolution croissante des modifications de la structure atmosphérique dues aux effets radiatifs des aérosols, au cours de l'épisode d'un panache pollué, suggère que les modifications n'interviennent pas de manière instantanée, mais qu'il existerait un décalage temporel entre la cause (effet radiatif des aérosols) et les conséquences (modifications de la température et de l'humidité relative). De plus, d'après l'étude de la structure verticale des aérosols, qui est elle-même influencée par ses propres effets, une rétroaction dynamique sur la redistribution des aérosols pourrait exister. Ces résultats demandent à être confirmés.

Les résultats de l'étude radiative mettent effectivement en évidence l'influence notable des effets radiatifs des aérosols sur la structure de l'atmosphère. Cependant, ces résultats soulèvent d'autres questions auxquelles il ne sera possible de répondre qu'en poursuivant et affinant ces études. Aussi, il serait intéressant d'étendre nos travaux à d'autres épisodes de panaches d'aérosols (comme le panache du 6 et du 7 mars) afin de systématiser ou non le décalage temporel entre la cause (effet des aérosols) et les effets induits (modifications sur les profils atmosphériques). De plus, il serait nécessaire de contrôler et de séparer le rôle des contributions des différentes variables ou les phénomènes qui seraient acteurs dans l'effet semi-direct.

6.2 Perspectives

Dans la perspective d'affiner les études, on peut relever, à la suite des résultats présentés ci-dessus, au moins 5 axes de recherche à approfondir :

- étude des mélanges internes et externes (étude dynamique mais aussi radiative),
- étude de sensibilité de l'effet semi-direct afin de déterminer son seuil de réponse selon plusieurs types de conditions, ainsi que pour contrôler les paramètres et les mécanismes responsables des effets induits,
- étude de l'altération des propriétés optiques des aérosols au cours de leur transport. Quel sera alors son impact radiatif près et loin de la source d'émission ? Sera-t-il différent en signe et en intensité (changement de type d'effet radiatif à cause d'un mélange par exemple) ?
- évaluation du forçage d'un champ nuageux, influencé par l'effet semi-direct des aérosols,
- application de cette étude à d'autres zones géographiques : rendre adaptable l'ensemble du couplage RAMS-EC3 aux types de mesures disponibles et surtout aux informations fournies par les capteurs. Cela implique de réfléchir soigneusement à la synergie modèle-mesure.

Ces points sont développés dans les paragraphes suivants :

6.2.1 Mélange des aérosols

D'après les observations et les mesures sur INDOEX, les mélanges des aérosols existent et sont fréquents. Les propriétés physico-chimiques et optiques des aérosols sont, par conséquent, modifiées ce qui peut entraîner des comportements radiatifs différents. Aussi, il est important d'approfondir l'étude dynamique en introduisant un "volet chimie". Ceci permettra de traiter les mélanges des aérosols et les évolutions de leur état de surface. De plus, les aérosols simulés contribuent de manière significative aux effets radiatifs des aérosols sur le climat. Aussi, il serait intéressant de pouvoir tenir compte des modifications des propriétés optiques des aérosols mélangés dans le code radiatif adapté aux particules et de pouvoir retranscrire cette évolution radiative au cours du transport. Ceci pourrait éventuellement être possible en s'appuyant sur la méthode développée par Chomette [25] qui consiste à redéfinir à chaque instant et en chaque point les propriétés optiques des aérosols.

6.2.2 Tests de sensibilité de l'effet semi-direct

Afin de comprendre et de déterminer les conditions dans lesquelles l'effet radiatif semi-direct des carbonés suies se manifeste, il serait intéressant de revenir à des cas plus simples où l'on peut contrôler certains paramètres impliqués dans les effets.

Tout d'abord, on peut s'interroger sur l'existence d'un seuil dans l'effet semi-direct. Cette idée a été soulevée tant par l'interprétation des résultats que par les études de la littérature. Existe-t-il un seuil de concentration d'aérosols en deçà duquel l'effet serait quasi-nul ? Puis, au-delà de ce seuil éventuel, l'effet serait-il proportionnel à la charge massique en aérosols ? Ces tests peuvent être réalisés en ajustant la quantité d'aérosols pour des valeurs typiques au niveau des sources d'émission. De plus cet effet doit certainement dépendre des conditions météorologiques et géographiques locales.

Ensuite, on peut aussi s'interroger sur la dépendance aux caractéristiques du champ nuageux des effets induits par les aérosols sur l'eau nuageuse. C'est-à-dire, l'effet semi-direct des aérosols est-il toujours autant visible sur une épaisse couche de nuages que sur une couche mince ? Il sera alors intéressant de considérer une microphysique plus détaillée et élaborée, où les variables des nuages (comme le nombre de gouttelettes par exemple) sont ajustables. Nous aurions donc accès à des nuages plus ou moins pollués (avec un nombre de noyaux de condensation (CCN) ajustables) qui seraient soumis à l'effet semi-direct radiatif d'une quantité constante d'aérosols.

Ces deux propositions d'études pourraient alors tester la sensibilité des effets des aérosols à leur concentration et au couvert nuageux. À la vue des résultats de ces tests, on devrait pouvoir définir les conditions dans lesquelles l'effet semi-direct peut devenir significatif et peut concurrencer les autres effets radiatifs.

6.2.3 Altération des aérosols et évolution de leurs propriétés optiques

De la même façon que le processus de mélange, un autre facteur à envisager est l'altération des particules pendant leur transport. En effet, dans ce cas, la taille des particules change et les propriétés optiques des aérosols peuvent être modifiées. Les études sur INDOEX ont montré que les propriétés optiques des aérosols sont variables tant dans le temps que dans l'espace. Ainsi, les aérosols pourraient agir différemment et passer d'un effet semi-direct à un effet indirect, surtout s'ils sont aussi soumis à des mélanges. Il sera alors intéressant d'introduire cette variabilité dans notre modélisation. Là encore, on pourra s'appuyer sur la méthode de Chomette [25] afin d'adapter le code radiatif à l'évolution des propriétés optiques des aérosols carbonés au cours de leur transport.

6.2.4 Évaluation du forçage radiatif des nuages sous l'effet semi-direct des aérosols

Le forçage calculé dans notre étude radiative de l'effet semi-direct est celui des aérosols. Or, ce forçage est direct et le véritable forçage correspondant à l'effet semi-direct est celui des nuages dont la structure est influencée par les effets des aérosols. En réalité, notre présente étude ne tient pas compte de l'action des nuages avec le rayonnement, mais seulement de celle des aérosols et des gaz à effet de serre (vapeur par exemple). Aussi, il sera nécessaire d'adapter le code EC3 à la fois aux nuages et aux aérosols qui agissent tous les deux sur le rayonnement. On pourra ainsi fournir une estimation du forçage de l'effet semi-direct reflétant les modifications apportées par les aérosols.

6.2.5 Adaptabilité du modèle aux mesures

Enfin, si le couplage *on-line* du code radiatif EC3 (adapté aux particules) au code RAMS (transport et émission des aérosols) intègre les processus de mélanges et d'altération des aérosols, ainsi que les propriétés radiatives des nuages et des particules modifiées, il commencera à devenir complet. Il serait alors d'autant plus intéressant de pouvoir l'appliquer à d'autres situations de pollution et donc à d'autres zones géographiques. Les améliorations réalisées sur les codes nécessitent des données expérimentales. Pour cela, un travail d'adaptabilité du modèle aux données expérimentales devrait être nécessaire. Plus généralement, on peut se demander quels seraient les points à améliorer, tant du côté des modèles que de celui des mesures, pour faciliter le lien entre ce que peuvent fournir les mesures et ce que peuvent recevoir et traiter les modèles.

Ces remarques suggèrent qu'il est intéressant de continuer les efforts de modélisation et de mesure d'une part, en les développant parallèlement et d'autre part, en poursuivant l'intégration de processus complexes gouvernant le rôle des aérosols sur le fonctionnement du système climatique. Les futures expériences telles que AMMA (Analyse multidisciplinaire de la mousson africaine) et PROMED (Project Mediterranean) pourraient servir de cadre à ces recherches.



Bibliographie

- [1] A. S. Ackerman, O. B. Toon, D. E. Stevens, A. J. Heymsfield, V. Ramanathan, and E. J. Welton. Reduction of tropical cloudiness by soot. *Science*, 288 :1042–1047, 2000.
- [2] A. S. Ackerman, O. B. Toon, J. P. Taylor, D. W. Johnson, P. V. Hobbs, and R. J. Ferek. Effects of aerosols on cloud : evaluation of twomey’s parameterization of cloud susceptibility using measurements of ship tracks. *J. Atmos. Sci.*, 57 :2684–2695, 2000.
- [3] B. A. Albrecht. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245 :1227–1230, 1989.
- [4] S. C. Alfaro, A. Gaudichet, J.-L. Rajot, L. Gomes, M. Maillé, and H. Cachier. Variability of aerosol size-resolved composition at in indian coastal site during the indian ocean experiment(indoex) intensive field phase. *J. Geophys. Res.*, 108 (D8) :DOI 10.1029/2002JD002645, 2003.
- [5] S. C. Alfaro and L. Gomes. Modeling mineral aerosol production by wind erosion : emission intensities and aerosol size distributions in source areas. *J. Geophys. Res.*, 106 (D16) :18075–18084, 2001.
- [6] S. C. Alfaro, L. Gomes, A. Gaudichet, J.-L. Rajot, J.-F. Léon, H. Cachier, P. Chazette, F. Dulac, P. Sarode, S. R. Inamdar, and J. S. Kadadevarmath. Aerosol model derived from measurements performed at an indian coastal site during the intensive indoex field phase : Size distributions and composition. *Notes des Activités Instrumentales de l’IPSL*, 5 :77–98, 2001.
- [7] T.L. Anderson, R.J. Charlson, S.E. Schwartz, R. Knutti, O. Boucher, H. Rodhe, and J. Heintzenberg. Climate forcing by aerosols - a hazy picture. *Science*, 300 :1103–1104, 1996.
- [8] M. O. Andreae, W. Elbert, R. Gabriel, D. W. Johnson, S. Osborne, and R. Wood. Soluble ion chemistry of the atmospheric aerosol and so₂ concentrations over the eastern north atlantic during ace-2. *Tellus*, 52B :1066–1087, 2000.
- [9] M.O. Andreae. *Climatic effects of changing atmospheric aerosols levels*, volume 20, chapter Future Climates of the World, pages 341–392. Elsevier, Amsterdam, 1995.
- [10] N. Audiffren, M. Renard, E. Buisson, and N. Chaumerliac. Deviations from the henry’s law equilibrium during cloud events : a numerical approach of the mass transfer between phases and its specific numerical effects. *Atmos. Res.*, 49 (2) :139–161, 1998.
- [11] O. Boucher, M. Pham, and R. Sadourny. Atmospheric optical and radiative effects of anthropogenic aerosol constituents from india. *Atmos. Env.*, 16 :346–353, 1998.
- [12] H. Cachier. Carbonaceous combustion aerosols. *Atmospheric particles*, pages 295–348, 1998.
- [13] W. Cantrell, G. Shaw, C. Leck, L. Granat, and H. Cachier. relationships between cloud condensation nuclei spectra and aerosol particles on a south-north transect of the indian ocean. *J. Geophys. Res.*, 105 (D12) :15313–15320, 2000.
- [14] G. Cautenet, F. Guillard, B. Marticorena, G. Bergametti, F. Dulac, and J. Edy. Modelling of the saharan dust event. *Meteor. Zeit.*, 9 (4) :221–230, 2000.
- [15] S. Cautenet, D. Poulet, C. Delon, R. Delmas, J.-M. Gregoire, J.M. Pereira, S. Cherchali, O. Amram, and G. Flouzat. Simulation of carbon monoxide redistribution over central africa during biomass burning

- events (experiment for regional sources and sinks of oxidants (expresso)). *J. Geophys. Res.*, D23 :30641–30658, 1999.
- [16] R. J. Charlson, T. L. Anderson, and H. Rodhe. *Direct climate forcing by anthropogenic aerosols : Quantifying the link between atmospheric sulphate and radiation*, volume 72, chapter Contribution to Atmospheric Physics, pages 79–94. 1999.
- [17] R. J. Charlson, J. Langner, H. Rodhe, C. B. Leovy, and S. G. Warren. Perturbation of the northern hemisphere radiative balance by back-scattering anthropogenic sulfate aerosols. *Tellus*, 43 (Ser.A) :152–163, 1991.
- [18] R. J. Charlson and M.J. Pilat. Climate :the influence of aerosols. *J. Appl. Meteor.*, 8 :1001–1020, 1969.
- [19] R. J. Charlson, S. E. Schwartz, J. M. Hales, R. D. Cess, J. A. Coakley, J. E. Hansen, and D. J. Hofmann. Climate forcing by atmospheric aerosols. *Science*, 255 :423–430, 1992.
- [20] P. Chazette. The monsoon aerosol extinction properties at goa during indoex as measured with lidar. *J. Geophys. Res.*, 108 (D6) :DOI 10.1029/2002JD002074, 2003.
- [21] P. Chazette, C. David, J. Lefèvre, S. Godin, J. Pelon, and G. Mégie. Comparative lidar study of the optical geometrical, and dynamical properties of stratospheric post-volcanic aerosols, following the eruptions of el chichon and mount pinatubo. *J. Geophys. Res.*, 100 :23195–23207, 1995.
- [22] P. Chazette, J.-F. Léon, H. Cachier, F. Dulac, S. C. Alfaro, L. Gomes, A. Gaudichet, J.-L. Rajot, J. G. Wong, and S. C. Yoon. Consistence between lidar and ground-based measurements in the frame of indoex intensive field phase. In *20th ILRC*, Vichy, 2000.
- [23] C. Chen and W. R. Cotton. A one-dimensional simulation of the stratoculumus-capped mixed layer. *Bound-Layer Meteor.*, 25 :289–321, 1983.
- [24] I. Chiapello, G. Bergametti, B. Chatenet, F. Dulac, I. Jankowiak, C. Lioussé, and E. Santos-Soares. Contribution of the different aerosol species to the aerosol mass load and optical depth over the north-eastern tropical atlantic. *J. Geophys. Res.*, 104 :4025–4035, 1999.
- [25] O. Chomette. *Thèse : Modélisation et analyse mésoéchelle du cycle de l'aérosol désertique. Aspects radiatifs et dynamiques*. Université de Lille, 1999.
- [26] C. C. Chuang, J. E. Penner, K. E. Taylor, A. S. Grossman, and J.J. Walton. An assessment of the radiative effects of anthropogenic sulfate. *J. Geophys. Res.*, 102 :3761–3778, 1997.
- [27] S. H. Chung and J. H. Seinfeld. Global distribution and climate forcing of carbonaceous aerosols. *J. Geophys. Res.*, 107 (D19) :doi : 10.1029/2001JD001397, 2002.
- [28] T. L. Clark. A small-scale dynamic model using a terrain-following coordinate transformation. *J. Comput. Phys.*, 24 :186–215, 1977.
- [29] T. L. Clark and W. D. Hall. Multi-domain simulations of the time dependent navier-stokes equations : Benchmark error analysis of some nesting procedures. *J. Comput. Phys.*, 92 :456–481, 1991.
- [30] J. A. Coakley and R. D. Cess. Response of the near community climate model to the radiative forcing by naturally-occurring tropospheric aerosol. *J. Atmos. Sci.*, 42 :1677–1692, 1985.
- [31] J. Coiffier, P. Chapelet, and N. Marie. Study of various quasi-lagrangian techniques for numerical models. In *Proceedings of the ECMWF Workshop 2-4 November 1987 : Techniques for horizontal discretization in numerical weather prediction models.*, 1988.
- [32] W. D. Collins, P. J. Rasch, B. E. Eaton, B. Khattatov, J.-F. Lamarque, and C. S. Zender. Simulating aerosols using a chemical transport model with assimilation of satellite aerosol retrievals : Methodology for indoex. *J. Geophys. Res.*, 106 :7313–7336, 2001.
- [33] W. C. Conant. An observational approach for determining aerosol surface radiative forcing : Results from the first field phase of indoex. *J. Geophys. Res.*, 105 (D12) :15347–15360, 2000.
- [34] W. F. Cooke and J.J.N. Wilson. A black carbon aerosol model. *J. Geophys. Res.*, 101 :19395–19409, 1996.
- [35] W. R. Cotton, R. A. Pielke, R. L. Walko, G. E. Liston, C. J. Trempack, H. Jiang, R. L. McAnelly, J. Y. Harrington, M. E. Nicholls, G. G. Carrio, and J. P. McFadden. Rams 2001 : Current status and future directions. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 82 :5–29, 2003.

- [36] B. Cros, P. Durand, and J.-L. Ponche. The ESCOMPTE program : An overview. *Atmos. Res.*, in press, 2003.
- [37] H. C. Davies. Limitations of some common lateral boundary schemes used in regional nwp models. *Mon. Wea. Rev.*, 111 :1002–1012, 1983.
- [38] J. L. Deuzé, F. M. Bréon, C. Devaux, P. Goloub, M. Herman, B. Lafrance, F. Maignan, A. Marchand, G. Perry, and D. Tanré. Remote sensing of aerosols over land surfaces from polder/adeos-1 polarized measurements. *J. Geophys. Res.*, 106 :4913–4926, 2001.
- [39] D. P. Duda, G. L. Stephens, B. Stevens, and W. R. Cotton. Effects of aerosol and horizontal inhomogeneity on the broadband albedo of marine stratus : numerical simulations. *J. Atmos. Sci.*, 53 :3757–3769, 1996.
- [40] J. L. Eastman, R. A. Pielke, and W. A. Lyons. Comparison of lake-breeze model simulations with tracer data. *J. Appl. Meteor.*, 34 :1398–1418, 1995.
- [41] J.L. Eastman. Numerical simulation of hurricane andrew- rapid intensification. In *21st conf. on Hurricanes and tropical Meteorology.*, 1995.
- [42] J. Feichter, U. Lohmann, and I. Schult. Regional aerosol distribution and its log-range transport over the indian ocean. *Climate Dynamics*, 13 :235–246, 1997.
- [43] B.J. Finlayson-Pitts and J. N Pitts. *Chemistry of the upper and lower atmosphere : theory, experiments and applications.* Academic Press, California, 2000.
- [44] G. Forêt, C. Flamant, S. Cautenet, J. Pelon, F. Minvielle, and M. Taghavi. The structure of the haze plume over the indian ocean during indoex : Tracer simulations and lidar observations. *En préparation*, 2004.
- [45] Y. Fouquart and B. Bonnel. Computations of solar heating of the earth’s atmosphere : a new parametrization. *Beitr. Phys. Atmos.*, 53 :35–62, 1980.
- [46] R. Gabriel and O. L. Mayol-Bracero M. O. Andreae. Chemical characterization of submicron aerosol particles collected over the indian ocean. *J. Geophys. Res.*, 107 :10.10029/2000JD000034, 2002.
- [47] T. Gal-Chen and R. C. J. Somerville. On use of a coordinate transformation for the solution of the navier-stokes equations. *J. Comput. Phys.*, 17 :209–228, 1975.
- [48] A. Gaudichet, F. Echalar, B. Chatenet, J. P. Quisefit, and G. Malingre. Trace elements in tropical african savana biomass burning aerosols. *Atmos. Chem.*, 22 :19–39, 1995.
- [49] E. D. Goldberg. *Black carbon in the environment.* Wiley, New-York, 1985.
- [50] S. Guazzotti, K. Coffee, and K. Prather. Continuous measurements of size-resolved particle chemistry during indoex intensive field phase 99. *J. Geophys. Res.*, 106 (D22) :28607–28627, 2001.
- [51] J. Hansen, M. Sato, and R. Ruedy. Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, 102 (D6) :6831–6864, 1997.
- [52] J. Y. Harrington. *The effects of radiative and microphysical processes on simulated warm and transition season Arctic stratus.* Atmospheric Science and university of Colorado, 1997.
- [53] J. M. Haywood and V. Ramaswamy. Global activity studies of the direct forcing due to anthropogenic sulfate and black carbon aerosols. *J. Geophys. Res.*, 103 :6043–6058, 1998.
- [54] S.T. Heckman and W. R. Cotton. Mesoscale numerical simulation of cirrus clouds - fire case study and sensitivity analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 121 :2264–2284, 1993.
- [55] G. E. Hill. Factors controlling the size and spacing of cumulus clouds as revealed by numerical experiments. *J. Atmos. Sci.*, 31 :646, 1974.
- [56] H. D. Holland. *The chemical evolution of the atmosphere and oceans.* Princeton University Press, 1984.
- [57] R. B. Husar, J. M. Prospero, and L. Stowe. Characterization of tropospheric aerosols over the oceans with the noaa advanced very high resolution radiometer optical thickness operational products. *J. Geophys. Res.*, 102 :16889–16909, 1997.
- [58] I. Jankowiak and D. Tanré. Satellite climatology of saharan dust outbreaks. *J. Climate*, 5 :646–656, 1992.

- [59] A. Jayaraman, D. Lubin, S. Ramachandran, V. Ramanathan, E. Woodbridge, W. D. Collins, and Z. S. Zalpuri. Direct observations of aerosol radiative forcing over the tropical indian ocean during the january-february 1996 pre-indoex cruise. *J. Geophys. Res.*, 103 (D12) :13827–13836, 1998.
- [60] Y. J. Kaufman and T. Nakajima. Effet of amazon smoke on cloud microphysics and albedo - analyses from satellite imagery. *J. Appl. Meteor.*, 32 :729–744, 1993.
- [61] Y. J. Kaufman *et al.* Smoke, clouds and radiation -brazil (scar-b) experiment. *J. Geophys. Res.*, 103 :31783–31808, 1998.
- [62] J. T. Kiehl and B. P. Briegleb. The relative roles of sulfate aerosols and greenhouse gases in climate forcing. *Science*, 260 :311–314, 1993.
- [63] J. B. Klemp and D. R. Durran. An upper boundary condition permenting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale models. *Mon. Wea. Rev.*, 111 :430–444, 1983.
- [64] J. B. Klemp and R. B. wilhelmson. The simulation of three dimensional convective storm dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 35 :1070–1096, 1978.
- [65] J. D. Klett. Stable analytical inversion solution for processing lidar returns. *Appl. Optical*, 20 :211–220, 1981.
- [66] B. Kosovic. Subgrid scale modeling for the large-eddy simultaion of high-reynolds-number boundary layers. *J. Fluid Mech.*, 336 :151–182, 1997.
- [67] M. Legrand, C. N’Doumé, and C. Plana Fattori. Satellite detection of dust using the ir imagery of meteosat. part 1 :infrared difference dust index. *J. Geophys. Res.*, 106 :18251–18274, 2001.
- [68] J. Lelieveld *et al.* The indian ocean experiment : Widespread air pollution from south and southeast asia. *Science*, 291 :1031–1036, 2001.
- [69] J.F. Léon. *Thèse : Evaluation de l’impact radiatif des aérosols d’origine anthropique à l’échelle régionale grace à une synergie instrumentale entre télédétection et mesures in-situ.* Université de Paris 7, 2000.
- [70] J.-F. Léon *et al.* Large scale advection of continental aerosols during indoex. *J. Geophys. Res.*, 106 (D22) :28427–28439, 2001.
- [71] D. K. Lilly. On the numerical simulation of buoyant convection. *Tellus*, 14 :148–172, 1962.
- [72] C. Liousse, F. Dulac, and H. Cachier. Remote sensing of carbonaceous aerosols production by african savanna biomass burning. *J. Geophys. Res.*, 102 :5895–5911, 1997.
- [73] C. Liousse, J. E. Penner, C. Chuang, J.J. Walton, and H. Eddleman. A global three-dimensional study of carbonaceous aerosols. *J. Geophys. Res.*, 101 :19411–19432, 1996.
- [74] G. E. Liston and R. A. Pielke. A climate version of the regional atmospheric modeling system. *Theor. and appl. climatology*, 68 :155–173, 2001.
- [75] U. Lohmann and J. Feichter. Can the direct and semi-direct aerosol effect compete with indirect effect on a global scale. *Geophys. Res. Let.*, 28 (1) :159–161, 2001.
- [76] U. Lohmann, J. Feichter, J. Penner, and R. Leaitch. Indirect effect of sulfate and carbonaceous aerosols : a mechanistic treatment. *J. Geophys. Res.*, 105 (D10) :12193–12206, 2000.
- [77] J. F. Louis. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound-Layer Meteor.*, 17 :187–202, 1979.
- [78] S. Madronich. *Environmental UV photobiology*, chapter 1 : The atmosphere and UV-B radiation at ground level., pages 1–39. Plenum Press, 1993.
- [79] B. Marticorena and G. Bergametti. Modelling the atmospheric dust cycle : Design of a soil -derived dust emission scheme. *J. Geophys. Res.*, 100 :16415–16430, 1995.
- [80] B. Marticorena, G. Bergametti, B. Aumont, Y. Callot, C. N’Doumé, and M. Legrand. Modelling the atmospheric dust cycle : 2- simulation of saharan dust sources. *J. Geophys. Res.*, 102 :4387–4404, 1997.
- [81] J. V. Martins, P. Artaxo, C. Liousse, and J. S. Reid ans P. V. Hobbs ans Y. J. Kaufman. Effects of black carbon content, particle size, and mixing on light absorption by aerosols from biomass burning in brazil. *J. Geophys. Res.*, 103 (D4) :32041–32050, 1998.

- [82] O. L. Mayol-Bracero, R. Gabriel, M. O. Andreae, T. W. Kirchstetter, T. Novakov, J. Ogren, P. Sheridan, and D. G. Streets. Carbonaceous aerosols over indian ocean during indian ocean experiment (indoex) : chemical characterization, optical properties and probable sources. *J. Geophys. Res.*, 107 (D19) :DOI 10.1029/2000JD000039, 2002.
- [83] R. A. McClatchey, W. S. Benedict, S. A. Clough, D. E. Burch, R. F. Calfee, K. Fox, L. S. Rothman, and J. S. Garing. Afcrl atmospheric absorption line parameters compilation, afcrl-tr-73-0096. *Env. Res. Paper*, 434 :78, 1973.
- [84] G. L. Mellor and T. Yamada. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20 :851–875, 1982.
- [85] F. Mesinger and A. Arakawa. Numerical methods used in atmospheric models. *GARP Publication Series*, 14 :64, 1976.
- [86] M. P. Meyers, R. L. Walko, J. Y. Harrington, and W. R. Cotton. New rams cloud microphysics parameterization. part 2 : The two-moment scheme. *Atmos. Res.*, 45 :3–39, 1997.
- [87] F. Minvielle, G. Cautenet, F. Lasserre, G. Foret, S. Cautenet, J. F. Leon, M. O. Andreae, O. L. Mayol-Bracero, R. Gabriel, P. Chazette, and R. Roca. Modelling the transport of aerosols during indoex 1999 and comparison with experimental data. part 1 : carbonaceous aerosols distribution. *Atmos. Env.*, accepté.
- [88] F. Minvielle, G. Cautenet, F. Lasserre, G. Foret, S. Cautenet, J. F. Leon, M. O. Andreae, O. L. Mayol-Bracero, R. Gabriel, P. Chazette, and R. Roca. Modelling the transport of aerosols during indoex 1999 and comparison with experimental data. part 2 : Continental aerosols and their optical depth. *Atmos. Env.*, soumis.
- [89] K. Moorthy, S. K. Satheesh, and K. KrishnaMoorthy. Investigations of marine aerosols over tropical indian ocean. *J. Geophys. Res.*, 102 :18827–18842, 1997.
- [90] J. J. Morcrette. *Description of the radiation scheme in the ECMWF model*. Res. Dep. of the European Center for Medium Range Weather Forecasts, Reading, England, 1989. 165.
- [91] J. J. Morcrette and Y. Fouquart. The overlapping of cloud layers in shortwave radiation parameterizations. *J. Atmos. Sci.*, 43 :321–328, 1986.
- [92] J. R. Mukabana and R. A. Pielke. Investigating the influence of synoptic-scale monsoonal winds and meso-scale circulation on diurnal weather patterns over kenya using a mesoscale numerical model. *Mon. Wea. Rev.*, 124 :224–243, 1996.
- [93] G. Myhre, F. Stordal, K. Restad, and I. S. Isaksen. Estimation of the direct radiative forcing due to sulfate and soot aerosols. *Tellus*, 50B :463–477, 1998.
- [94] M. Normam, C. Leck, L. Granat, H. Rhode, and U. Kulshrerstha. Chemical characterization of the indian ocean submicron aerosol during indoex. *Personal communication*, 2000.
- [95] T. Novakov, M. O. Andreae, R. Gabriel, T. W. Kirchstetter, O. L. Mayol-Bracero, and V. Ramanathan. Origin of carbonaceous aerosols over the tropical indian ocean : Biomass burning or fossil fuels ? *Geophys. Res. Lett.*, 27 :4061–4064, 2000.
- [96] T. Novakov, D. A. Hegg, and P. V. Hobbs. Airborne measurements of carbonaceous aerosols on the east coast of the united states. *J. Geophys. Res.*, 102 :30023–30030, 1997.
- [97] Contribution of scientific Assessment working group(WGI) to the report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Radiative forcing of climate change 1994. Technical report, UNEP/WMO, 1995.
- [98] Contribution of working group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Climate change 2000. The science of climate change. Technical report, GIEC, Cambridge University Press, Cambridge, 2001.
- [99] J.G.J. Olivier, A.F. Bouwman, C.W.M. VanderMaas, J.J.M. Berdowski, C. Veldt, J.P.J. Bloos, A.J.H. Visschedijk, P.Y.J. Zandveld, and J.L. Haverlag. Description of edgar version 2.0. a set of global emission inventories of greenhouse gases and ozone-depleting substances for all anthropogenic and most natural sources on a per country basis and on 1° x 1° grid. Technical report, RIVM report nr 771060 002, 1996.
- [100] J. Pelon, C. Flamant, P. Chazette, J.-F. Léon, D. Tanré and M. Sicard, and S. K. Satheesh. Characterization of aerosol spatial distribution and optical properties over the indian ocean from airborne lidar and radiometry during indoex 99. *J. Geophys. Res.*, 107 :DOI : 10.1029/2001JD000402, 2002.

- [101] J. E. Penner. *Carbonaceous aerosols influencing atmospheric radiation : black and organic carbon.*, chapter Aerosol forcing of climate, pages 91–108. Wiley and sons, Chichester, 1995.
- [102] J. E. Penner, C. C. Chuang, and K. Grant. Climate forcing by carbonaceous and sulfate aerosols. *Climate Dynamics*, 14 :839–851, 1998.
- [103] J. E. Penner, R. E. Dickinson, and C. A. O’Neill. Effects of aerosol from biomass burning on the global radiation budget. *Science*, 256 :1432–1434, 1992.
- [104] J. E. Penner, H. Eddleman, and T. Novakov. Towards the development of a global inventory for black carbon emissions. *Atmos. Env.*, 27A (8) :1277–1295, 1993.
- [105] R. A. Pielke, W. R. Cotton, R. L. Walko, C. J. Tremback, W. A. Lyons, L. D. Grasso, M. E. Nicholls, M. D. Moran, D. A. Wesley, T. J. LeeL, and J. H. Copeland. A comprehensive meteorological modeling system rams. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 49 :69–91, 1992.
- [106] I. A. Podgorny, W. Conant, V. Ramanathan, and S. K. Satheesh. Aerosol modulation of atmospheric and surface solar heating over the tropical indian ocean. *Tellus*, 52B :947–958, 2000.
- [107] I. A. Podgorny, A. M. Vogelmann, and V. Ramanathan. Effects of cloud shape and water vapor distribution on solar absorption in the near infrared. *Geophys. Res. Let.*, 25 :1899–1902, 1998.
- [108] D. Poulet. *Thèse : Modélisation mésoéchelle de la redistribution de polluants gazeux et particulaires émis par les feux de végétation en Afrique Centrale. Comparaison avec les mesures aéroportées (campagne EXPRESSO 96)*. Université Blaise Pascal de Clermont 2, 2000.
- [109] F. Pradelle, G. Cautenet, and I. Jankowiak. Radiative and microphysical interactions between marine stratocumulus clouds and saharan dust 2. modelling. *J. Geophys. Res.*, 107 (D19) :DOI 10.1029/2000JD000156, 2002.
- [110] J.M. Prospero, R. A. Glaccum, and R.T. Nees. Atmospheric transport of soil dust from africa to south america. *Nature*, 289 :570–572, 1981.
- [111] V. Ramanathan, P. J. Crutzen, J. T. Kiehl, and D. Rosenfeld. Aerosols, climate and the hydrological cycle. *Science*, 294 :2119–2124, 2001.
- [112] V. Ramanathan *et al.* Indian ocean experiment : An integrated analysis of the climate forcing and effects of the great indo-asian haze. *J. Geophys. Res.*, 106 (D22) :28371–28398, 2001.
- [113] P. J. Rasch, W. D. Collins, and B. E. Eaton. Understanding the indian ocean experiment indoex aerosol distributions with an aerosol assimilation. *J. Geophys. Res.*, 106 :7337–7356, 2001.
- [114] M. S. Reddy and C. Venkataraman. Atmospheric optical and radiative effects of anthropogenic aerosol constituents from india. *Atmos. Env.*, 34 :4511–4523, 2000.
- [115] M. S. Reddy and C. Venkataraman. Inventory of aerosol and sulphur dioxide emssions from india :1-fossil fuel combustion. *Atmos. Env.*, 36 :677–697, 2002.
- [116] M. S. Reddy and C. Venkataraman. Inventory of aerosol and sulphur dioxide emssions from india :2-biomass combustion. *Atmos. Env.*, 36 :699–712, 2002.
- [117] T. Reiner, D. Sprung, C Jost, R. Gabriel, O. L. Mayol-Bracero, M. O. Andreae, T. L. Campos, and R. E. Shetter. Chemical characterization of polluted layers over the tropical indian ocean : Signatures of emissions from biomass and fossil fuel burning. *J. Geophys. Res.*, 106 (D22) :28497–28510, 2001.
- [118] T. Reisin, Z. Levin, and S. Tzivion. Rain production in convective clouds as simulated in an axisymmetric model with detailed microphysics. part 1 : Description of model. *J. Atmos. Sci.*, 53 :497–519, 1996.
- [119] T. Reisin, Z. Levin, and S. Tzivion. Rain production in convective clouds as simulated in an axisymmetric model with detailed microphysics. part 1 : Description of model. *J. Atmos. Sci.*, 53 :497–519, 1996.
- [120] K. P. Rhoads, P. Kelley, R. R. Dickerson, T. P. Carsey, M. Farmer, D. L. Savoie, and J. M. Prospero. Composition of the troposphere over the indian ocean during the monsoonal transition. *J. Geophys. Res.*, 102 :18981–18995, 1997.
- [121] R. Roca, M. Viollier, L. Picon, and M. Desbois. A multisatellite analysis of deep convection and its moist environment over the indian ocean during the winter monsoon. *J. Geophys. Res.*, 107 (D19) :DOI 10.1029/2000JD000040, 2002.

- [122] J.L. Ross, P. V. Hobbs, and B. Holben. Radiative characteristics of regional hazes dominated by smoke from biomass burning in brazil : closure tests and direct radiative forcing. *J. Geophys. Res.*, 103 :31925–31941, 1998.
- [123] S. Ruellan and H. Cachier. Characterization of fresh particulate vehicular exhausts near paris high flow road. *Atmos. Env.*, 35 :453–468, 2000.
- [124] S. K. Satheesh, V. Ramanathan, X. Li-Jones, J. M. Lobert, I. A. Podgorny, J. M. Prospero, B. N. Holben, and N. G. Loeb. A model for the natural and anthropogenic aerosols over the tropical indian ocean derived from indian ocean experiment data. *J. Geophys. Res.*, 104 (D22) :27421–27440, 1999.
- [125] P. Saxena, L. Hildemann, P. H. McMurry, and J. H. Seinfeld. Organics alter hygroscopic behavior of atmospheric particles. *J. Geophys. Res.*, 100 (D9) :18755–18770, 1995.
- [126] M. Schulz, Y. J. Balkanski, W. Guelle, and F. Dulac. Role of aerosol size distribution and source location in a three-dimensional simulation of a saharan dust episode tested against satellite-derived optical thickness. *J. Geophys. Res.*, 103 :10579–10592, 1998.
- [127] S. E. Schwartz and M. O. Andreae. Uncertainty in climate change caused by aerosols. *Science*, 272 :1121–1122, 1996.
- [128] J. Seinfeld. *Atmospheric chemistry and Physics. Air pollution to climate change*. J. Wiley and Sons, 1986.
- [129] Smagorinsky. General circulation experiments with the primitive equations. part 1 : The basic experiment. *Mon. Wea. Rev.*, 91 :99–164, 1963.
- [130] J. Spinhirne. Micro-pulsar lidar. Technical report, IEEE TGARS, 1993.
- [131] D. Sprung, C. Jost, and T. Reiner. Acetone and acetonitrile in the tropical indian ocean boundary layer and free troposphere : Aircraft-based intercomparison of ap-cims and ptr-ms measurements. *J. Geophys. Res.*, 106 (D22) :28511–28527, 2001.
- [132] T. Takemura and T. Nakajima. Single-scattering albedo and radiative forcing of various aerosol species with a global three-dimensional model. *J. Climate*, 15(4) :333–352, 2002.
- [133] D. Tanré, F. M. Bréon, J. L. Deuzé, M. Herman, P. Goloub, F. Nadal, and A. Marchand. Global observation of anthropogenic aerosols from satellite. *Geophys. Res. Lett.*, 28 (24) :4555–4558, 2001.
- [134] K. E. Taylor and J. E. Penner. Response of climate system to atmospheric aerosols and greenhouse gases. *Nature*, 369 :734–737, 1994.
- [135] I. Tegen, A. A. Lacis, and I. Fung. The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils. *Nature*, 380 :419–422, 1996.
- [136] C. J. Trempack. *Numerical simulation of a mesoscale convective complex : model development and numerical results*. Atmospheric Science and university of Colorado, 1990.
- [137] C. J. Trempack and R. Kessler. A surface temperature and moisture parametrization for use in mesoscale numerical models. In *7th Conference on Numerical Weather Prediction*, Montreal, Canada, June 1985. AMS.
- [138] C. J. Trempack, J. Povel, W. R. Cotton, and R. A. Pielke. The forward intimate upstream advection scheme : Extension to higher orders. *Mon. Wea. Rev.*, 115 :540–555, 1987.
- [139] G. J. Tripoli and W. R. Cotton. The colorado state university three dimensional cloud/mesoscale model. part 1 : General theoretical framework and sensitivity experiments. *J. de Rech. Atmos.*, 16 :185–220, 1982.
- [140] S. A. Twomey. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, 34 :1149–1152, 1977.
- [141] S. A. Twomey. Aerosols, clouds and radiation. *Atmos. Env.*, 25 :2435–2442, 1991.
- [142] S. Tzivion, G. Feingold, and Z. Levin. An efficient numerical solution to the stochastic collection equation. *J. Atmos. Sci.*, 44 :3139–3149, 1987.
- [143] G. H. L. Verver, D. R. Sikka, J. M. Lobert, G. Stossmeister, and M. Zachariasse. Overview of the meteorological conditions and atmospheric transport processes during indoex 1999. *J. Geophys. Res.*, 106 (D22) :28399–28413, 2001.

- [144] R. L. Walko, C. J. Tremback, R. A. Pielke, and W. R. Cotton. An interactive nesting algorithm for stretched grids and variable nesting ratio. *J. Appl. Meteor.*, 34 :994–999, 1995.
- [145] B. A. Weilicki. Clouds and the earth radiant energy system (ceres) : An earth observing system experiment. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 77 :853–868, 1996.
- [146] M. Zachariasse, H. G. Smitt, P. F. Van Velthoven, and H. Kelder. Cross-tropopause and interhemispheric transports into the tropical free troposphere over the indian ocean. *J. Geophys. Res.*, 106 (D22) :28441–28452, 2001.