Rapport de stage effectué au CNRM/Météo France du 28 septembre au 20 novembre 2009

MODÉLISATION DES ÉMISSIONS ET DU TRANSPORT DES POUSSIÈRES DÉSERTIQUES DANS ALADIN

Présenté par :

Mr Mohamed MOKHTARI

Office national de la Météorologie (Algérie)



Responsable de stage : Claude FISCHER

METEO FRANCE SEPTEMBRE 2009

Remerciements

A l'issue de mon stage, qui s'est déroulé dans de très bonnes conditions, je tiens à remercier tout particulièrement Mr Claude Fischer, responsable de mon stage. Je remercie également, tous ceux qui ont contribué à faire de ce stage une réussite sur tous les plans, en particulier :

Mr Laurent Gomes Mr Yves Boutloup Mr Pierre Tulet Mr François Bouyssel Mr Jean Maziejewski

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES	1					
Préambule	2					
Introduction	3					
1. Modélisation des processus d'émission de poussières désertiques dans SUR FEX.	5					
1.1. Paramétrisation de la vitesse de friction seuil						
1.2. Paramétrisation de la vitesse de friction seuil pour une surface lisse dans						
MB95	6					
1.3. Paramétrisation de la vitesse de friction seuil pour une surface rugueuse						
dans MB95	6					
1.4. Influence de l'humidité des sols sur la vitesse de friction seuil	7					
1.5. Flux horizontal de saltation	8					
2. Compatibilité du modèle MB95 avec les fichiers physiographiques de SURFEX.	10					
2.1. Zones émettrices	10					
2.2. Type du sol	10					
2.3. Convenance des relations MB95 avec les champs physiographiques SURFEX	11					
2.3.1. Traitement de l'effet de l'humidité du sol sur les émissions de poussière	11					
2.3.2. Rapport entre le flux vertical et le flux horizontal.	12					
2.3.3. Problème de sous-estimation des vitesses de friction	16					
3. Introduction de la granulométrie du sol dans le schéma des processus d'émission	17					
3.1. Elaboration d'une carte des types du sol nour SURFEX						
3.2. Caractéristiques granulométriques du sol	10					
3.3. Correspondance entre les types de sol utilisés dans SURFEX et ceux de	17					
Marticorena	20					
34 Distribution granulométrique des sols	20					
3.5 Tableau des humidités seuils	22					
4 Traitement des aérosols désertiques dans Aladin	27					
4.1 Calcul des propriétés optiques des aérosols désertiques et du dépôt sec	27					
4.2. Diffusion verticale	27					
4 3 Traitement du dénôt humide des aérosols désertiques dans Aladin	36					
4.4 Aspect technique et organisation du code	38					
5 Simulation de la situation du 06.13 mars 2006	30 11					
5.1 Résultats	44 15					
5.2 Comparaisons avec Méso-NH	43					
5.3. Les concentrations massiques à 950 hng	4/					
5.4 Les concentrations massiques à 850 hpa	77 51					
Conclusion et nersnectives	51					
Déférences hibliographiques	33 55					
	22					

Préambule

Ce stage s'inscrit dans le cadre de la coopération bilatérale entre l'Office National de la Météorologie (ONM/Algérie) et Météo France. Son objectif principal était de compléter le travail déjà entamé sur la modélisation des émissions et du transport des poussières désertiques dans Aladin par l'étude de l'interaction des aérosols désertiques avec le rayonnement et le dépôt humide des aérosols désertiques. Ce rapport récapitule les différentes tâches réalisées jusqu'à présent au cours des stages effectués dans le même cadre, durant les années : 2006, 2007 et 2008 à Météo France. Il est organisé en deux parties : la première est consacrée au modèle des émissions des poussières désertiques couplé à SURFEX et consiste en l'amélioration du modèle et la résolution du problème de compatibilité soulevé entre les bases de donnée SURFEX et les relations empiriques. La deuxième partie est consacrée à l'atmosphère (Aladin). Elle consiste à reproduire, dans l'ensemble, le travail de codage effectué pour le modèle Arome/Aladin afin de traiter les aérosols désertiques con décrira pour cette partie les différents processus physiques liés aux aérosols désertiques traités dans le modèle Aladin. Les parties de code et les nouvelles routines et modules ajoutés à Aladin ainsi que l'organisation du code seront explicités à la fin de ce rapport.

Introduction

Les émissions d'aérosols terrigènes, dont les sources majeures correspondent essentiellement aux régions désertiques de la planète, représentent environ 40% des émissions totales d'aérosols troposphériques. En dépit d'un temps de résidence relativement court dans l'atmosphère, mais du fait de la mobilisation de quantités énormes de matière minérale, les panaches de particules crustales d'origine désertique peuvent s'étendre au cours de leurs transports sur des surfaces continentales ou océaniques très larges. Aussi, les aérosols désertiques en suspension dans l'atmosphère rétrodiffusent une partie du rayonnement terrestre, ce qui induit un refroidissement à la surface, ou absorbent une partie du rayonnement infrarouge tellurique, ce qui réchauffe l'atmosphère. Par une approche climatologique, Jankowiak [1992] estime que la charge atmosphérique en poussières minérales peut induire des diminutions, allant jusqu'à 11 % en moyenne mensuelle, du flux solaire incident sur l'Océan Atlantique oriental. Zhou et al. [1994] mentionnent une diminution ponctuelle de 40 % du flux solaire incident dans la région de Pékin, liée au passage d'un panache de poussières. L'impact radiatif global peut être positif ou négatif, selon la composition minéralogique et l'arrangement des minéraux composant l'aérosol désertique. Par ailleurs, l'évaluation du forçage radiatif de ces aérosols désertiques est très incertaine compte tenu des difficultés rencontrées pour quantifier leur fraction anthropique. Cette méconnaissance du forçage radiatif lié aux aérosols désertiques (qui pourrait être en moyenne de l'ordre de quelques Watt/m² mais qui atteint dans certaines régions plusieurs dizaines de Watt/m²) est aujourd'hui une des incertitudes majeures dans l'évaluation du changement climatique. Par ailleurs, durant leur transport, les aérosols désertiques participent à la chimie atmosphérique, au travers de réactions de chimie hétérogène, pouvant entraîner des modifications de concentrations de composés gazeux comme l'O₃ et le HNO₃ [Bauer et al., 2004].

Les émissions d'aérosols désertiques ont également des conséquences directes sur leur environnement. La déplétion de la fraction fine des sols sous l'action du vent conduit parfois à une perte de nutriments en zones sources entraînant ainsi un appauvrissement des horizons fertiles des sols. La désertification des zones sources s'accentue alors si ce phénomène n'est pas compensé par un apport extérieur. En revanche, dans des régions de retombées, continûment ou périodiquement limitées en nutriments, le dépôt des aérosols désertiques peut être une source très importante d'approvisionnement en certains éléments clé, comme le fer ou le phosphore. C'est le cas de la forêt amazonienne [Swap et al., 1992], des eaux de surface méditerranéennes en été [Bergametti et al., 1992], mais aussi d'écosystèmes marins éloignés où les apports de fer biodisponibles via les aérosols désertiques permettraient le développement du phytoplancton, augmentant ainsi la séquestration de quantités importantes de dioxyde de carbone [Duce, 1986 ; Jickells et al., 2005].

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

A travers ces différents impacts, on comprend qu'une connaissance précise du cycle des aérosols désertiques est une nécessité pour décrire et comprendre à la fois les échanges biogéochimiques et l'évolution du climat à grande échelle. Pour cela, il faut être capable de représenter rigoureusement des émissions qui changent continuellement dans le temps et dans l'espace, en intensité et en fréquence. De nombreuses études de terrain à micro-échelle mais plus encore en soufflerie, ont été consacrées à l'étude des processus d'érosion éolienne [Williams, 1964 ; Gillette, 1977 ; Gillette et al. 1982 ; Nickling,1983 ; Sörensen, 1985 ; Nickling et Gillies, 1989, 1993 ; Alfaro et Gomes, 1995 ; Nickling et al., 1999 ; Gomes et al., 2003 ; Rajot et al., 2003]. Récemment, des modèles physiques et explicites d'émission d'aérosols désertiques ont été développés afin de quantifier les flux d'émission à plus grande échelle [Marticorena et Bergametti, 1995 ; Shao et al., 1996 ; Alfaro et Gomes, 2001 ; Shao, 2001]. Ces modèles sont basés sur les connaissances actuelles des processus physiques mis en jeu et sont validés par des données expérimentales disponibles. Différentes formulations du seuil d'érosion, des phénomènes de saltation des grains du sol et de sandblasting ont ainsi été proposées.

Dans le cadre de ce travail, on se proposera de développer le modèle Aladin afin de traiter les aérosols désertiques. La gestion des émissions des poussières désertiques est déjà traitée dans SURFEX à l'aide du modèle MB95 développé par Marticorena et Bergametti au LISA en 1995 et codé à SURFEX par A. Grini en 2003 ; ce qui est avantageux pour Aladin. En plus de la gestion du transport, la diffusion verticale et le dépôt humide des aérosols désertiques seront traités dans le modèle atmosphérique Aladin.

Après cette introduction, nous présentons dans le premier chapitre de ce document le modèle MB95 et nous examinons la cohérence de ce modèle avec celle codée dans SURFEX. Le deuxième chapitre sera consacré à l'examen de la compatibilité des relations MB95 avec les fichiers physiographiques utilisés dans SURFEX. Nous traitons ensuite le facteur qui introduit l'effet de l'humidité du sol sur les émissions de poussière, l'évaluation du rapport

entre le flux vertical et le flux horizontal et la relation du flux horizontale. Dans le troisième chapitre, nous proposons des arrangements pour améliorer ce modèle. Ces arrangements se caractérisent par l'introduction des textures du sol dans le schéma de paramétrisation et la distribution granulométrique. Le quatrième chapitre est consacré au modèle atmosphérique Aladin. Il est décrit les différents processus physiques liés aux aérosols désertiques traités dans Aladin ainsi que l'organisation du code et les nouveaux modules ajoutés à ce dernier. Le dernier chapitre est consacré à la réalisation d'une simulation test en tenant compte de toutes les modifications et arrangements introduits dans le code. Enfin, en conclusion l'accent est mis sur les principaux résultats obtenus tout en soulignant l'utilité des arrangements introduits dans le modèle.

1. Modélisation des processus d'émission de poussières désertiques dans SURFEX

Les émissions d'aérosols désertiques suivent fondamentalement un processus à effet de seuil. En effet, il a été constaté que les particules de poussière sont mises en mouvement quand la vitesse du vent en surface atteint ou dépasse une valeur minimale, appelée « vitesse seuil ». Dans cette partie du rapport, nous allons décrire le schéma MB95 des émissions de poussières désertiques couplé à SURFEX.

1.1. Paramétrisation de la vitesse de friction seuil

Le flux massique des particules de saltation G dépend du surplus de la vitesse de friction u_* par rapport à la vitesse de friction seuil u_{*_t} , c'est-à-dire : les émissions sont plus fréquentes lorsque u_{*_t} est dépassée. Les quantités soulevées sont d'autant plus importantes que la vitesse de friction u_* est grande devant la vitesse seuil u_{*_t} . Dans le modèle MB95, le seuil d'érosion est principalement fonction du diamètre des grains de poussières, de la rugosité de la surface et de l'humidité du sol. D'où l'expression suivante :

$$u_{*_{t}}(D_{p}, Rug, w, ...) = u_{*_{t}}(D_{p}) f_{R}(Rug) f_{w}(w)$$
(1.1)

où $u_{*_t}(D_p)$ exprime la dépendance de la vitesse de friction des diamètres des grains de poussières D_p , $f_R et f_w$ sont des fonctions de pondération de l'influence de la rugosité de la surface et de l'humidité du sol.

1.2. Paramétrisation de la vitesse de friction seuil pour une surface lisse dans MB95

En se plaçant dans des conditions terrestres classiques, les densités de l'air et des particules de sol sont respectivement $\rho_a = 0.00123$ et $\rho_p 2.65$ g/cm³. Marticorena et Bergametti ont ajusté une expression empirique de R_t (nombre de Reynolds) uniquement en fonction de D_p afin de proposer une formulation de u_{*t} ne dépendant que de D_p , tel que :

$$u_{*t}(D_p) = \begin{cases} \left[\frac{0,129K}{(1,928 \operatorname{Re}_{*t}^{0,092} - 1)^{0.5}} \right] & : 0,03 \le \operatorname{Re}_{*t} \le 10 \\ \\ \left[0,129K \left(1 - 0,0858e^{-0,0617(\operatorname{Re}_{*t} - 10)} \right) \right] & : \operatorname{Re}_{*t} > 10 \end{cases}$$
(1.2)

$$\operatorname{Re}_{*_{t}} = aD_{p}^{x} + b \; ; a = 1331 cm^{-x} \; ; b = 0.38 \; ; x = 1.56 \; ; K = \left(\frac{2\rho_{p}gD_{p}}{2\rho_{a}}\right)^{0.5} \left(1 + \frac{0.006}{\rho_{p}gD_{p}^{2.5}}\right)$$

1.3. Paramétrisation de la vitesse de friction seuil pour une surface rugueuse dans MB95

Dans des conditions naturelles, les régions arides et semi arides peuvent comporter des obstacles non érodables tels que les cailloux, le gravier et la végétation. Ces éléments contribuent à la protection de la matière érodable sous l'action du vent. De même qu'ils ont un effet direct sur l'écoulement de l'air dans la couche de surface. La résistance de ces éléments au vent, conduit à une dissipation d'une partie de l'énergie éolienne, ce qui entraîne l'augmentation de la vitesse de friction seuil u_{*t} . Un schéma de répartition de la contrainte aérodynamique entre la surface érodable et les éléments non mobilisables a été développé par Marticorena et Bergametti, 1995. Le facteur f_{eff} s'exprime en fonction de la hauteur de rugosité de la surface lisse (z_{0s}), et de la hauteur de rugosité totale (Z_0), les surfaces nues ne comportent pas d'éléments non érodables.

$$f_{eff}(Z_0, z_{0s}) = 1 - \frac{\log\left(\frac{Z_0}{z_{0s}}\right)}{\log\left(0, 7\left(\frac{0.1}{z_{0s}}\right)^{0.8}\right)}$$
(1.3)

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

La hauteur de rugosité de la fraction érodable z_{0s} est estimée à partir de la taille des particules érodables. Greeley et Iversen [1985] considèrent que cette hauteur est proportionnelle à environ 1/30 du diamètre de ces particules :

$$z_{0s} = D/30 \tag{1.4}$$

La vitesse seuil u_{*t} s'exprime alors comme suit :

$$u_{*t}(D_p, Z_0, z_{0s}) = \frac{u_{*t}(D_p)}{f_{eff}(Z_0, z_{0s})}$$
(1.5)

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

L'augmentation de l'humidité du sol favorise l'augmentation des forces capillaires liées à la présence de l'eau interstitielle entre les grains du sol. Ce qui renforce la cohésion entre les grains et induit une augmentation des seuils d'érosion u_{*_t} . Cette augmentation est prise en compte dans le modèle MB95 par la paramétrisation développée par Fécan et al. [1999]. Cette paramétrisation considère que l'effet de l'humidité du sol w n'est significatif que lorsque cette dernière devient supérieure à l'humidité résiduelle w'. L'équation proposée exprime l'augmentation du seuil en conditions humides $u_{*_t}^w$ par référence au seuil dans des conditions sèches $u_{*_t}d$:

$$\begin{cases} pour \ w < w': & \frac{u_{*_{t}}^{w}}{u_{*_{t}}^{d}} = 1 \\ pour \ w > w': & \frac{u_{*_{t}}^{w}}{u_{*_{t}}^{d}} = \left[1 + 1, 21 \left(w - w'\right)^{0.68}\right]^{1/2} \end{cases}$$
(1.6)

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

et
$$w' = 0,0014 (\% \operatorname{arg} ile)^2 + 0,17 (\% \operatorname{arg} ile)$$
 (1.7)

1.5. Flux horizontal de saltation

Le flux horizontal représente la masse des particules traversant par unité de temps une surface verticale perpendiculaire au sens de l'écoulement de hauteur infinie et de largeur unité, il est essentiellement constitué de particules se déplaçant en saltation et en reptation.

Le modèle MB95 utilise la théorie de White, [1979] pour estimer le flux massique horizontal *G*. Cette théorie suppose une linéarité entre le flux massique des particules en saltation et le surcroît de friction de vent $(u_* - u_{*t})$. Cette supposition est largement vérifiée par les modèles de saltation microphysiques aussi bien que par les études de tunnel de vent. Elle est donnée par la formule suivante :

$$G = \frac{c_s \rho u_*^3}{g} \left(1 - \frac{u_{*t}}{u_*} \right) \left(1 + \frac{u_{*t}^2}{u_{*t}^2} \right)$$
(1.8)

Avec $c_s = 2.61$, ρ est la densité de l'air, u_* est la vitesse de friction du vent, g est l'accélération de la pesanteur et u_{*r} est la vitesse de friction seuil.

Le flux horizontal de saltation G est converti en un flux vertical F d'aérosols par l'introduction de l'efficacité α appelée efficacité de production des particules d'aérosols [Alfaro et al. 1997]. Pour des teneurs en argile comprises entre 0 *et 20* %, Ber,gametti et Marticorena, 1995 ont ajusté une relation empirique pour α qui est fonction de la teneur du sol en argile :

$$\alpha = \frac{F}{G} = 100 \exp\left[\left(13,4M_{clay} - 6,0 \right) \ln 10 \right]$$
(1.9)

Le modèle de production d'aérosols désertiques codé dans SURFEX est donné par la figure 1.



Figure 1 : schéma du modèle de production d'aérosols désertiques dans SURFEX

2. Compatibilité du modèle MB95 avec les fichiers physiographiques de SURFEX

Tout schéma de paramétrisation des processus de surface et interaction sol/atmosphère est conditionné par les bases de données, relatives à cette surface. Dans ce chapitre, nous allons exposer, en premier lieu, sous forme de carte les bases de données nécessaires pour la paramétrisation des processus d'émission de poussières désertiques dans SURFEX pour un domaine centré sur l'Afrique de nord. Ensuite, nous allons mettre en évidence la convenance des ces bases de données avec le schéma MB95.

2.1 Zones émettrices

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



Figure 2 : Cartes des cover004 et cover005 relatifs, respectivement, aux sols nu lisse (a) et rocailleux (b).

2.2 Type du sol

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



Figure 3: Cartes des pourcentages de : SAND, CLAY et SILT dans le sol pour l'Afrique du nord

2.3 Convenance des relations MB95 avec les champs physiographiques SURFEX

2.3.1 Traitement de l'effet de l'humidité du sol sur les émissions de poussière

La relation de Fecan 1999 telle qu'elle est représentée par la formule (1.7) suppose une dépendance linéaire entre les humidités seuils et les fractions d'argile. Ces humidités sont représentées par la figure 4 pour l'Afrique du nord. On remarque bien, qu'au-dessus de zones sablonneuses, où la fraction d'argile est très faible, les humidités seuils ne dépassent pas les 0.4-0.8 %. Ces valeurs sont très faibles et souvent dépassées par les humidités du sol prévues par le modèle. De ce fait, une correction de la vitesse de friction seuil est souvent effectuée et le facteur qui tient compte de cet effet est d'autant plus important lorsque l'écart entre l'humidité seuil et l'humidité du sol prévue est grand. Donc des seuils d'érosion importants pénalisant ainsi le déclenchement du soulèvement des poussières désertiques.



Figure 4 : Carte des humidités seuil obtenue à l'aide de la relation de Fecan 1999 pour l'Afrique du nord.

C'est la raison laquelle, en ce qui concerne la version codée dans SURFEX, l'option adoptée consistait en la suppression du premier terme de la relation de Fecan afin d'augmenter les seuils d'humidité : w' = 0.17 + 0.14 (% *clay*)², ce qui donne des seuils supérieurs à 0.17 (*m*³ .*m*⁻³). Par ailleurs, les facteurs climatologiques des régions désertiques caractérisées par des températures élevées et une faible pluviométrie, ne permettent pas aux humidités du sol d'atteindre ces seuils. Ce qui conduit à une marginalisation de cet effet. En s'appuyant sur le papier de C. Zender 1990, nous avons proposé une correction de ce bug d'humidité, par l'introduction d'une constante « **a** », tel que : w' = a (0.17 (%clay) + 0.14 (% clay)²) avec **a** =3. En outre, afin **d**'éviter la surestimation de ces seuils, pour les zones ayant des teneurs en argile dépassant les 20%, nous les avons borné comme suit :

$$0.02 < w' = a (0.17 (\% clay) + 0.14 (\% clay)_2) < 0.14 \text{ avec } a = 3$$
 (2.1)

Ces arrangements sont introduits dans la version opérationnelle de SURFEX par Pierre Tulet lors de mon séjour à Toulouse en septembre 2008.

2.3.2 Rapport entre le flux vertical et le flux horizontal

Comme mentionné dans le chapitre précédent, l'efficacité de production de particules fine par sandblasting α calculé par la relation (1.9) est ajustée pour des teneurs en argile

comprise entre 0 et 20 %. Cette limitation laisse leur application à des domaines bien localisés qui remplissent cette condition. Cependant, cette formule montre ses limites pour le cas des moyens et grands domaines comme Aladin et Arpège contenant des zones à forte concentration d'argile comme c'est le cas en Afrique de Nord, qui est notre zone d'étude. De plus, la forme de cette relation, qui présente un facteur α en fonction de la fraction d'argile, pose problème pour les régions sablonneuses (sources potentielles), où la fraction d'argile est faible. Pour mettre en évidence ce problème, nous avons cartographié le produit α *SAND qui représente la fraction effective du flux horizontal converti en flux vertical dans SURFEX. Le résultat est donné par la figure 5.



Figure 5 : Produit α *SAND obtenu par MB95

L'analyse de la figure 5 montre que les valeurs minimales du produit α *SAND correspondent aux zones sablonneuses. Ces zones, comme la région située entre la Mauritanie et le Mali, sont classées par les auteurs comme les sources les plus productrices d'aérosols désertiques. Il en est de même pour certaines zones localisées sur la côte du Sahara Occidental, la dépression de Bodélé, le sud de l'Egypte et le nord du Soudan. Ceci est illustré par la carte de la figure 6 élaborée par Laurent Benoit [2005], à partir des simulations sur une période s'étalant de 1996 à 2001 et par la figure 7 des AAI TOMS (Absorbing aerosol index) sur la période s'étalant de 1997-1999.



Figure 6: Emissions annuelles d'aérosols désertiques (en tonnes) moyennées sur une période 1996-2001



Figure 7: absorbing aerosol index AAI TOMS > 0.7 pour les trois années 1997-1999

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

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

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

Avec le nouveau rapport α :

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

$$\gamma = 2.5 \quad \text{et} \quad \beta = \left[0.125 \times 10^{-4} \ln(D_s) + 0.328 \times 10^{-4}\right] \exp(-140.7.D_d + 0.37)$$
(2.3)

Où D_d et D_s en mm et $\beta > 0$.

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

Le nouveau produit α *SAND obtenu par la relation de Shao (1996) est représenté dans la figure 8 :



Figure 8 : Produit α *SAND obtenu par la relation de Shao 1996.

On remarque bien une certaine similitude entre la carte des efficacités de production d'aérosols représentée par la figure 8 et les AAI TOMS données par la figure 7. Ce qui nous permet de suggérer que la formule de Shao cerne mieux les sources potentielles des poussières désertiques et donc elle est plus compatible avec les bases de données SURFEX. Une légère défaillance de cette relation est visiblement remarquable sur les sommets Marocains où on observe de forte valeurs du produit α **SAND*, ce qui n'est pas le cas dans la réalité. Cette défaillance est due à la présence de la vitesse de friction seuil en dénominateur dans la relation de Shao mais elle est facilement filtrée dans le fichier orographique pour limiter les sources potentielles à une altitude fixée, comme c'est le cas dans le modèle ETA où ces dernières ont été limitées à 3000 m d'altitude. Ce qui est d'ailleurs confirmé par plusieurs auteurs et aucune source n'a été recensé au-delà de ces hauteurs.

2.3.3. Problème de sous-estimation des vitesses de friction

Il est clairement établi que les vitesses de friction dépendent largement de la rugosité de la surface. Le Module MB95, couplé à SURFEX, utilise les hauteurs de rugosité constantes avec des valeurs de 33 μ m pour les sols nus (COVER004) et de 200 μ m pour les sols rocailleux (COVER005). Ces valeurs sont un peu faibles par rapport à celles issues d'ISBA. A cet effet, les vitesses de friction calculées à partir de ces longueurs de rugosité sont sousestimées. Afin de mettre en évidence cette dépendance, deux simulations distinctes, ont été réalisées pour le cas des sols nus (COVER004). L'une en utilisant la hauteur de rugosité fixée à 33 μ m et l'autre utilisant les hauteurs de rugosité ISBA. Les résultats de ces deux simulations sont présentés dans la figure 9.



Figure 9. Vitesses de friction prévues par SURFEX en utilisant $Z_0 = 33 \ \mu m$ à gauche et Z_{0isba} à droite, pour les 20 et 21 février 2007 à 12z

La figure 9 montre bien la différence, qui est nettement perceptible, entre les champs des vitesses de friction données dans les deux cas. En effet, les vitesses obtenues avec les hauteurs de rugosité de 33 μ m sont sous-estimées d'un rapport de 1.5 par rapport à celles obtenues à partir des longueurs de rugosité ISBA.

Les arrangements proposés dans ce papier concernent l'efficacité de production des aérosols par sandblasting α ainsi que l'utilisation des longueurs de rugosité ISBA pour calculer les vitesses de friction sont introduits dans la version opérationnelle de SURFEX (cycle 36) sous une clé de protection [CVERMOD=='CMDVER'] déclarée dans le module MODD_DST_SURF. Tandis que la correction du bug d'humidité seuil est introduite dans SURFEX (cycle 36) par défaut.

L'une des limites du modèle de production d'aérosols désertiques codé dans SURFEX, réside dans le fait qu'il utilise une seule particule synthétique de diamètre 75 μ m, pour estimer le flux de surface. Pour ce type de particule, la vitesse de friction seuil est minimale (Iversen et White 1982), donc l'énergie nécessaire pour la mobiliser est aussi minimale. Ce qui induit une surestimation des flux de surface. Cependant, il est établi par plusieurs auteurs que le flux total est la contribution des flux de toutes les particules constituants le sol. Cette paramétrisation exige une connaissance de la distribution granulométriques et les types de sol. Ceci pourra être possible dans SURFEX possédant des informations suffisantes sur les teneurs en Clay, en Sand et en Silt dans le sol. Ce travail est traité dans le chapitre ci-après.

3. Introduction de la granulométrie du sol dans le schéma des processus d'émission

Dans ce chapitre, on se propose d'améliorer le modèle de production d'aérosols désertiques codé dans SURFEX, par l'introduction de la granulométrie et des textures du sol. En effet, la connaissance de la granulométrie d'un sol quelconque permet de mieux estimer les énergies nécessaires pour le déclenchement des soulèvements de sable pour ce type de sol. Pour ce faire, des informations au préalable sur le type du sol auquel on a à faire sont nécessaires. C'est pourquoi, il a été fait référence à la classification des sols établie par le département de l'agriculture des USA (1998).

3.1. Elaboration d'une carte des types du sol pour SURFEX

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

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

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

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



Figure 10 : Triangle des textures du sol selon USDA (1998)



Figure 11 : carte des textures du sol élaborée pour SURFEX pour l'Afrique du nord

-04-14-15:51

3.2 Caractéristiques granulométriques du sol

La granulométrie des douze types de sol utilisés dans SURFEX, sur la région de l'Afrique du nord, fait référence au tableau ci-après des caractéristiques granulométriques du sol, établi par Marticorena [1995].

GLADS: COLA/IGES

Tableau des caractéristiques granulométriques du sol pour l'Afrique du nord ; Marticorena 1995

Type de sol	Population 1		Population 2			Population 3			
	D _{med}	(µm))/0/%	Dmed	(µm)	101%	Dated	(µm))/ 0/ %
Sable fin argileux (SFS)	210	1.8	62.5	125	1.6	37.5			
Sable moyen (MS)	690	1.6	80	210	1.8	20			
Sable grossier (CS)	690	1.6	100						
Sable grossier moyen (CMS)	690	1.6	90	210	1.8	10			
Sable fin (FS)	210	1.8	100						
Sable grossier argileux (SMS)	125	16	37.5	210	1.8	31.25	690	1.6 (31.25
Sol argileux moyennement salé(SEM)	520	1.5	80	125	1.6	20			
Sol argileux fortement salé (SEF)	520	1.5	92	125	1.6	8			
Dépôt salé (SW)	125	1.6	50	520	1.5	50			
Sol de type agricole (AGS)	125	1.6	100						
Sable fin salé (SES)	210	1.8	50	520	1.5	40	125	1.6	10
Sable grossier limoneux (SCS)	690	1.6	60	125	1.6	40			

3.3. Correspondance entre les types de sol utilisés dans SURFEX et ceux de Marticorena

Afin d'attribuer des caractéristiques granulométriques aux douze types de sol utilisés dans SURFEX, il a été affecté à chaque type de sol du tableau de Marticorena [1995], un type de celui d'USDA, comme le montre le tableau ci-après :

Type de sol selon USDA	Fine	Medium	Coarse	Texture
1998	(125µm)	(21Cµm)	(690µm)	
Sand (S)			100	Sable grossier (CS)
Loamy Sand [L.S]		5	95	Sable grossier (CS)
Sandy Loam [S.L]		15	85	Sable moyen et Sable grossier moyen (MS + CMS)
Loam [L]		100		Sable fin (FS)
Silt Loam [S.L]		100		Sable fin (FS)
Silt [S]		100		Sable fin (FS)
Clay Loam [C.L]	37.5	62.5		Sable fin argileux (SFS)
Sandy Clay Loam [Se C L]	37.5	31.25	31.25	Sable grossier argileux (SMS)
Silty Clay Loam [Si.C.L]	-	100		Sable fin (FS) ?
Sandy Clay [Sa.C]	40		60	Sable grossier limoneux (SCS)
Silty Clay (Si. C)	62.5	37.5		Szble fin argileux (SFS) plus de % de Silt ?
Clay [C]	100			Sol de type agricole (AGS)

Tableau de correspondance entre les types de sol USDA et ceux de Marticorena [1995]

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

Type de sol selon USDA 1998	Popu	lation 1	(Fine)	Population 2 (Medium)			Population 3 (Coarse)		
	Dand	(µm)	σ%	D _{antd} ((μm) σ	%	Daned	(μm) σ	%
Sand							690	1.6	100
Loam y Sand				210	1.8	5	690	1.6	95
SandyLoam				210	1.8	15	690	1.6	85
Loam				210	1.8	100			
Silt Loam				210	1.8	100			
Sile				210	1.8	100			
ClayLoam	125	1.6	37.5	210	1.8	62.5			
SandyClayLoam	125	1.6	37.5	210	1.8	31.25	690	1.6	31.25
Silty Clay Loam				210	1.8	100			
SandyClay	125	1.6	40				690	1.6	60
Silty Clay	125	1.6	62.5	210	1.8	37.5			
Clay	125	1.6	100						

3.4. Distribution granulométrique des sols

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

$$\frac{dM(D_p)}{d\ln(D_p)} = \sum_{j=1}^{n} \frac{M_j}{\sqrt{2.\pi}.\ln(\sigma_j)} \cdot \exp\frac{\left(\ln D_p - \ln D_{medj}\right)^2}{-2.\ln^2 \sigma_j}$$
(3.1)

Avec *j* le nombre de mode, M_j la fraction massique du mode *j*, D_{medj} le diamètre médian en masse du mode *j*, et σ_j la déviation géométrique standard du mode *j*.



Figure 12 : distribution lognormale des grains pour les douze types de sol

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

$$dS_{rel} = \frac{ds(D_p)}{S_p}$$
(3.2)

Avec

$$ds(D_p) = \frac{dM(D_p)}{\frac{2}{3} \cdot \rho_p \cdot D_p}$$
(3.3)



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

Figure 13 : distribution lognormale de la surface relative des grains pour les douze types de sol

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

$$G = E.c.\frac{\rho}{g}.u_{*}^{3}\sum_{D_{p}}\left(1 + \frac{U_{*t}}{u_{*}}\right)\left(1 - \frac{U_{*t}^{2}}{u_{*}^{2}}\right)dS_{rel}(D_{p})dD_{p}$$
(3.4)

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

Marticorena et Bergametti [1995] ont montré que cette paramétrisation permet de reproduire les flux horizontaux mesurés pour différentes distributions de tailles de particules du sol [Williams, 1964]. Par ailleurs, elle permet également de reproduire les variations de la distribution en taille du flux horizontal en fonction de u_* , comme celles mesurées par Sörensen [1985]. Enfin, Marticorena et Bergametti [1995] indiquent que la prise en compte explicite de la distribution en taille des grains du sol dans leur expression de la vitesse de friction seuil, fait que le coefficient empirique du flux horizontal c, devient alors égal à 1.

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

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

3.5. Tableau des humidités seuils

Nous avons proposé dans le chapitre précédent une correction pour le bug des humidités seuils. Cette correction considère que ces humidités dépendent toujours de l'argile. Dans ce paragraphe on propose une relation plus cohérente en introduisant, en plus du pourcentage d'argile (relation de Fecan), l'effet de la texture du sol comme le cas du modèle ETA. Alors, par combinaison de la relation de Fecan, du tableau des textures du sol et des pourcentages d'argile, un ajustement des humidités seuils pour les douze types de sol a été adopté pour SURFEX, suivant le tableau ci-après.

Tableau des humidités seuils pour les douze types de sol adoptés pour SURFEX :

	Soil Texture	Humidité seuils %		Soil Texture	Humidité seuils %
1	Sand	0.5	7	Silty Clay Loam	6.8
2	Loamy Sand	2.5	8	Clay Loam	6.8
3	Sandy Loam	2.5	9	Sandy Clay	10.00
4	Silt Loam	5.00	10	Silty Clay	10.5
5	Loam	4.00	11	Clay	11.5
6	Sandy Clay Loam	6.00	12	Silt	2.5



Figure 14 : Carte des humidités seuils pour les douze types de sol adoptés pour SURFEX



Figure 15 : schéma du modèle de production d'aérosol désertique développé dans SURFEX

4. Traitement des aérosols désertiques dans Aladin

Dans cette partie, nous allons décrire les différents processus physiques liés aux aérosols désertiques traités dans le modèle Aladin. Cette tâche est originale au modèle Aladin. Elle consiste à reproduire, dans l'ensemble, le travail de codage effectué pour les besoins du modèle Arome afin de traiter les aérosols désertiques dans le modèle Aladin. Nous allons aussi donner l'organisation du code dans Aladin et montrer les différentes routines modifiées.

Les blocs du code ajoutés aux routines Aladin sont protégés par une clé composée des éléments suivants : LMDUST nouvelle clé déclarée dans le module yomarphy.F90, la namelist namarphy.h. et (NGFL_EXT/=0) : nombre de variables déclarées pour les scalaires passifs (aérosols désertiques).

4.1. Calcul des propriétés optiques des aérosols désertiques et du dépôt sec

Le calcul des propriétés optiques des aérosols désertiques et du dépôt sec s'effectuent par le biais de la routine **aro_mnhdust.mnh**, qui est empruntée au modèle Méso_NH. Son adaptation à l'environnement Aladin nécessite l'inversion des niveaux pour les arguments de la routine. C'est la raison pour laquelle, un bloc de code d'initialisation et d'inversion des niveaux est ajouté au début de la routine **aplpar.F90**.

Ce bloc est protégé par une double clé qui est introduite dans **aplpar.F90** de la manière suivante :

```
_____
I.
    ?? - CHANGEMENTS DE VARIABLES ET INVERSION DES NIVEAUX
!
        POUR LE TRAITEMENT DES SCALAIRES PASSIFS
!
    _____
!
 ZSFSV=0.0_JPRB ! surf. flux of scalars
 IF (LMDUST.AND.(NGFL EXT/=0)) THEN
 SIZE OF ARRAY FOR MSE
 ILONMNH=KFDIA-KIDIA+1
 ZINVDT=1/PDT
 ZINVG=1/RG
 ZZI APHI=PAPHI
 ZTM=PT
!SETUP
 ZZI_SVM=0.0_JPRB
 ZZI_PEZDIAG=0.0_JPRB
 ZZI_PABSM=101325._JPRB
 ZZI_RHODREFM=1.0_JPRB
 ZZZ=0.0_JPRB
 ZAERD=0.0_JPRB
 PEZDIAG=0.0_JPRB
!Initialisation des scalaires passifs pour aro_ground_param
 DO JGFL=1,NGFL_EXT
   DO JLEV=KTDIA, KLEV
    DO JLON=KIDIA, KFDIA
```

```
ZSVM(JLON, JLEV, JGFL) = MAX(PSV(JLON, JLEV, JGFL), 0.0_JPRB)
      ENDDO
    ENDDO
  ENDDO
!
  DO JLEV = 2 , KLEV+2
    DO JLON = KIDIA, KFDIA
      ZZZ(JLON, 1, JLEV) = ZZI_APHI(JLON, KLEV+2-JLEV) * ZINVG
    ENDDO
  ENDDO
  DO JLON = KIDIA, KFDIA
    ZZZ(JLON, 1, 1) = 2 * ZZZ(JLON, 1, 2) - ZZZ(JLON, 1, 3)
  ENDDO
!Initialisation de ZZI_RHODREFM
  DO JLEV = 2 , KLEV+1
    DO JLON=KIDIA, KFDIA
      ZZI_RHODREFM(JLON, 1, JLEV) = PAPRSF(JLON, KLEV+2-JLEV) / &
       & (PT(JLON,KLEV+2-JLEV)*PR(JLON,KLEV+2-JLEV))
     ENDDO
  ENDDO
  DO JLON = KIDIA, KFDIA
    ZZI RHODREFM(JLON, 1, 1) = ZZI RHODREFM(JLON, 1, 2)
    ZZI RHODREFM(JLON, 1, KLEV+2) = ZZI RHODREFM(JLON, 1, KLEV+1)
  ENDDO
!Initialisation de ZZI PABSM
  DO JLON = KIDIA, KFDIA
    DO JLEV = 2 , KLEV+1
      ZZI PABSM(JLON, 1, JLEV) = PAPRSF(JLON, KLEV+1+1-JLEV)
    ENDDO
  ENDDO
  DO JLON = KIDIA, KFDIA
    ZZI_PABSM(JLON,1,1) = ZZI_PABSM(JLON,1,2)
    ZZI_PABSM(JLON,1,KLEV+2) = ZZI_PABSM(JLON,1,KLEV+1)
  ENDDO
!Initialisation de ZZI_EXNREFM
  ZRSCP=RD/RCPD
  ZINVATM=1/RATM
  DO JLEV = 2 , KLEV+1
    DO JLON = KIDIA, KFDIA
      ZZI_EXNREFM(JLON,1,JLEV)=(PAPRSF(JLON,KLEV+2-JLEV)*ZINVATM)**(ZRSCP)
    ENDDO
  ENDDO
  DO JLON = KIDIA, KFDIA
    ZZI_EXNREFM(JLON,1,1)=ZZI_EXNREFM(JLON,1,2)
    ZZI_EXNREFM(JLON, 1, KLEV+2) = ZZI_EXNREFM(JLON, 1, KLEV+1)
  ENDDO
!Initialisation de ZZI THM
  DO JLEV = 2 , KLEV+1
    DO JLON = KIDIA, KFDIA
      ZZI THM(JLON,1,JLEV)=ZTM(JLON,KLEV+1+1-JLEV)/ZZI EXNREFM(JLON,1,JLEV)
    ENDDO
  ENDDO
  DO JLON = KIDIA, KFDIA
    ZZI THM(JLON, 1, 1) = ZZI THM(JLON, 1, 2)
    ZZI THM(JLON,1,KLEV+2) = ZZI THM(JLON,1,KLEV+1)
  ENDDO
!Initialisation des scalaires passifs pour aro_mnhdust (inversion des
niveaux)
  DO JGFL=1,NGFL EXT
    DO JLON=1,KLON
      DO JLEV=1,KLEV
```

```
ZZI_SVM(JLON,1,KLEV+2-JLEV,JGFL)=ZSVM(JLON,JLEV,JGFL)
ENDDO
ENDDO
DO JLON=1,KLON
ZZI_SVM(JLON,1,KLEV+2,:)=ZZI_SVM(JLON,1,KLEV+1,:)
ZZI_SVM(JLON,1,1,:)=ZZI_SVM(JLON,1,2,:)
ENDDO
!
ENDIF ! ENDIF (LMDUST & NGFL_EXT)
```

Il est fait appel à la routine aro_mnhdust.mnh par aplpar.F90, de la manière suivante :

```
!
!
     7.- RAYONNEMENT
     _____
     _____
     ? - COMPUTE DUST PROPERTIES FOR RADIATION IF LMDUST=T
     _____
IF (LMDUST.AND.(NGFL_EXT/=0)) THEN
! input dust scalar concentration in ppp from
CALL ARO_MNHDUST (ILONMNH, KLEV, NGFL_EXT, PDT,
                                                  &
       &
                ZZI_SVM(KIDIA:KFDIA,:,:,1:NGFL_EXT),
                                                  δ.
                ZZZ(KIDIA:KFDIA,:,:),
       &
                                                  &
               ZZI_PABSM(KIDIA:KFDIA,:,:),
       &
                                                  &
       &
                ZZI_THM(KIDIA:KFDIA,:,:),
                                                  &
                ZZI_RHODREFM(KIDIA:KFDIA,:,:),
       &
                                                  &
                NSWB_MNH,
       &
                                                  &
       $
               KSTEP+1,
                                                  æ
               ZPIZA_DST(KIDIA:KFDIA,:,:),
       δ.
                                                  &
               ZCGA_DST(KIDIA:KFDIA,:,:),
       δc
                                                  æ
       &
               ZTAUREL DST(KIDIA:KFDIA,:,:),
                                                  &
               ZAERD(KIDIA:KFDIA,:),
                                                  &
       &
       &
               NGFL_EZDIAG,
                                                  &
       &
                ZZI_PEZDIAG(KIDIA:KFDIA,:,:)
                                                  )
PEZDIAG(KIDIA:KFDIA,:,:)=ZZI_PEZDIAG(KIDIA:KFDIA,:,:)
! return to aladin environment (inversion des niveaux)
  DO JGFL=1,NGFL EXT
    DO JLON=1,KLON
      DO JLEV=1,KLEV
        ZSVM(JLON, JLEV, JGFL) = ZZI_SVM(JLON, 1, KLEV+2-JLEV, JGFL)
      ENDDO
    ENDDO
  ENDDO
ENDIF
```

A la sortie de la routine **aro_mnhdust.mnh**, on récupère les variables diagnostiques des scalaires passifs **PEZDIAG** relatifs à : la concentration massique et en nombre des aérosols désertiques, les épaisseurs optiques, les coefficients d'extinctions et les coefficients d'asymétries. Ensuite, on retourne à l'environnement Aladin en ré-inversant de nouveau les niveaux et en mettant à jour les scalaires passifs **ZSVM**, suite au dépôt sec.

L'interaction des aérosols désertiques avec le rayonnement est activée dans le modèle Aladin en remplaçant les coefficients d'extinction à 550µm ZAER (données climatologiques) par ZAERD calculés dans aro_mnhdust.mnh.

On signale aussi la mise à TRUE da la clé **LRDUST** dans la namelist **namarphy.h.** Cette opération s'effectue avant la routine de rayonnement **acradin.F90** de la façon suivante :

```
! We uses the extinction coefficient explicitely solved by ARO_MNHDUST
IF (LMDUST.AND.(NGFL_EXT/=0)) THEN
ZAER(KIDIA:KFDIA,:,3) = ZAERD(KIDIA:KFDIA,:)
ENDIF
```

4.2. Diffusion verticale

La diffusion verticale permet le mélange vertical des poussières désertiques dans l'atmosphère. Dans ce chapitre, nous allons décrire la méthode adoptée pour traiter la diffusion verticale des scalaires passifs. Pour ce faire, nous avons adopté la même méthode que celle utilisée pour traiter la diffusion verticale de la température et l'humidité. A cet effet, nous avons utilisé pour les scalaires passifs le même coefficient d'échange que celui de la température et de l'humidité. Le traitement de la diffusion verticale est bien détaillé dans le papier de A.L. Gibelin, « Externalisation du schéma de surface ISBA du modèle de circulation générale ARPEGE-CLIMAT », 2003. En se référant à ce papier, les parties du code ALADIN arrangées seront explicitées dans ce chapitre.

Pour une quantité conservative X, l'équation de la diffusion verticale turbulente s'écrit :

$$\frac{\partial X}{\partial t} = -g \frac{\partial F_X}{\partial P} \qquad (4.1) \qquad \text{avec} \qquad F_X = -\rho \left(\overline{\omega' X'}\right)$$

On pose : $F_X = -\rho g K_X \frac{\Delta X}{\Delta \Phi}$ alors : $K_X = \frac{\rho g K_X}{\Delta \Phi}$ et $F_X = -K_X \Delta X$

Pour des raisons de stabilité numérique, la discrétisation temporelle de l'équation (4.1) utilise un schéma numérique implicite.

$$X_{i}^{+} - X_{i}^{-} = -g \frac{\Delta t}{\Delta P_{i}} \left(F_{X,i}^{+} - F_{X,i-1}^{+} \right) \qquad \text{Ou} \qquad \Delta P_{i} = P_{i} - P_{i-1}$$

$$F_{X,i}^{+} = -K_{X,i}^{-} \left(X_{i+1}^{+} - X_{i}^{+} \right) \qquad (4.2)$$

Le coefficient d'échange $K_{X,i}$ est calculé de manière explicite.

La variable X_i est calculée au niveau *i* du modèle, tandis que le flux $F_{X,i}$ est calculé au demi-niveau *i*. Le système implicite obtenu s'écrit sous la forme d'un système tridiagonal.

La résolution de la diffusion verticale et du bilan d'énergie est réalisée en trois étapes consécutives. La première consiste à calculer les coefficients qui serviront à la substitution en parcourant la matrice du sommet de la couche limite vers le dernier niveau du modèle. Les coefficients du dernier niveau sont passés au schéma de surface pour la résolution du bilan d'énergie et le calcul des flux turbulents en surface. La troisième et dernière étape consiste à calculer les flux de la diffusion en remontant du dernier niveau vers le sommet de la couche limite.

Etape descendante : calculs des coefficients

Niveaux d'altitude (i < N)

Suivant Polscher et al. (1998), X_i^+ s'exprime par :

$$X_i^+ = A_{X,i}^- X_{i+1}^+ + B_{X,i}^- \tag{4.3}$$

Au premier niveau, la condition à la limite supérieure est :

$$F_{X,0} = 0$$
 et $X_1^+ - X_1^- = -\frac{g\Delta t}{\Delta P_1} K_{X,1}^- (X_2^+ - X_1^+)$

Pour les niveaux $i \in (2, N-1)$, on a :

$$X_{i}^{+} - X_{i}^{-} = -\frac{g\Delta t}{\Delta P_{i}} \left(-K_{X,i}^{-} \left(X_{i+1}^{+} - X_{i}^{+} \right) + K_{X,i-1}^{-} \left(X_{i}^{+} - X_{i-1}^{+} \right) \right)$$

On pose :

$$\omega_{i,j} = \frac{g\Delta t}{\Delta P_j} K_{X,i}^-$$

D'où pour i=1 :

$$A_{X,1}^{-} = \frac{\omega_{1,1}}{1 + \omega_{1,1}} \tag{4.4}$$

$$B_{X,1}^{-} = \frac{X_{1}^{-}}{1 + \omega_{1,1}} \tag{4.5}$$

Pour les niveaux $i \in (2, N-1)$, on a :

$$A_{X,i}^{-} = \frac{\omega_{i,i}}{1 - \omega_{i-1,i} \left(A_{X,i-1}^{-} - 1 \right) + \omega_{i,i}}$$
(4.6)

$$B_{X,i}^{-} = \frac{X_i^{-} + \omega_{i-1,i} B_{X,i-1}^{-}}{1 - \omega_{i-1,i} (A_{X,i-1}^{-} - 1) + \omega_{i,i}}$$
(4.7)

Dernier niveau du modèle (i = N)

Au dernier niveau, la condition à la limite inférieure donne :

$$X_{N}^{+} - X_{N}^{-} = -\frac{g\Delta t}{\Delta P_{N}} \left(F_{X,S}^{+} + K_{X,N-1}^{-} \left(X_{N}^{+} - X_{N-1}^{+} \right) \right)$$

Suivant Polcher et Betts (2002), X_N^+ s'écrit sous la forme suivante :

$$X_N^+ = A_{X,N}^- F_{X,S}^+ + B_{X,N}^-$$
(4.8)

Avec :

$$A_{X,N}^{-} = -\frac{g\Delta t}{\Delta P_{N}} \frac{1}{1 - \omega_{N-1,N} \left(A_{X,N-1}^{-} - 1 \right)}$$
(4.9)

$$B_{X,N}^{-} = \frac{X_{N}^{-} + \omega_{N-1,N} B_{X,N-1}^{-}}{1 - \omega_{N-1,N} (A_{X,N-1}^{-} - 1)}$$
(4.10)

La résolution de l'étape descendante et le calcul des coefficients A et B sont effectués par la routine **acdifv1.F90.** Elle est appelée par la routine des paramétrisations de la physique pour Aladin **aplpar.F90** sous l'arborescence suivante :

arp/phys_dmn/aplpar.f90 => arp/phys_dmn/acdifv1.f90

Les coefficients A et B relatifs aux scalaires passifs sont, respectivement, déclarés dans **acdifv1.F90** par les variables **PCFASV** et **PCFBSV**, tandis que les mêmes coefficients d'échanges relatifs à la température et l'humidité sont dupliqués pour les utiliser comme scalaires passifs. La partie ajoutée à la routine **acdifv1.F90** est protégée par une double clé : **LMDUST** et (**NGFL_EXT/=0**). Elle est comme suite:

```
1
      _____
     VI - CALCULS POUR LES SCALAIRES PASSIFS :
I.
! - TEMPORAIRE(S) 2D (0:KLEV) .
            : VALEUR (DUPLIQUEE DE PKTROV) POUR LA DIFFUSION DE SVS.
! ZKSVRV
            : VALUE (DUPLICATED FROM PKTROV) FOR THE Q DIFFUSION.
!
! ZXSVRO
            : ZKSVRV MODIFIE POUR ATTENUER LES FIBRILLATIONS.
            : ZKSVRV MODIFIED TO ATTENUATE FIBRILLATIONS.
1
     DUPLICATION DES COEFFICIENTS D'ECHANGE VERTICAL DE SVS.
!
!
     DUPLICATION OF THE VERTICAL EXCHANGE COEFFICIENTS FOR SVS.
!
     AMPLIFICATION EVENTUELLE "ANTI-FIBRILLATION" DES COEFFICIENTS
!
     D'ECHANGE.
     POTENTIAL "ANTI-FIBRILLATION" AMPLIFICATION OF THE EXCHANGE
!
!
     COEFFICIENTS.
IF (LMDUST.AND.(NGFL_EXT/=0)) THEN
 DO JGFL=1,NGFL_EXT
   DO JLEV=KTDIA,KLEV-1
     DO JLON=KIDIA, KFDIA
       ZKSVRV(JLON, JLEV, JGFL) = PKTROV(JLON, JLEV)
       ZXSVRO(JLON, JLEV, JGFL) = ZKSVRV(JLON, JLEV, JGFL) * PXTROV(JLON, JLEV)
     ENDDO
   ENDDO
     ELIMINATION AU SOMMET POUR SVS
TOP ELIMINATION FOR SVS.
T
     DO JLON=KIDIA, KFDIA
                        =ZXSVRO(JLON, KTDIA, JGFL)*ZIPOI(JLON, KTDIA)
       ZELIM1
                        =1.0_JPRB/(1.0_JPRB+ZELIM1)
       ZMUL
       PCFASV(JLON, KTDIA, JGFL)=ZMUL*ZELIM1
       PCFBSV(JLON,KTDIA,JGFL)=ZMUL*PSV(JLON,KTDIA,JGFL)
     ENDDO
     ELIMINATION POUR UNE COUCHE STANDARD POUR SVS.
!
!
     ELIMINATION FOR A STANDARD LAYER FOR SVS.
   DO JLEV=KTDIA+1,KLEV-1
     DO JLON=KIDIA, KFDIA
       ZELIM=ZXSVRO(JLON, JLEV-1, JGFL)*ZIPOI(JLON, JLEV)
       ZELIM1=ZXSVRO(JLON, JLEV, JGFL)*ZIPOI(JLON, JLEV)
       ZMUL=1.0_JPRB/(1.0_JPRB+ZELIM*(1.0_JPRB-PCFASV(JLON,JLEV-
1,JGFL))+ZELIM1)
       PCFASV(JLON, JLEV, JGFL) = ZMUL*ZELIM1
```

```
PCFBSV(JLON, JLEV, JGFL)=ZMUL*(PSV(JLON, JLEV, JGFL)+ZELIM*PCFBSV(JLON, JLEV-
1,JGFL))
      ENDDO
    ENDDO
       COEFFICIENTS AU DERNIER NIVEAU POUR SVS.
Т
       PCFASV(KLEV) EST LE COEFFICIENT DU FLUX DE SURFACE ET NON DE LA
!
       VARIABLE AU NIVEAU INFERIEUR.
!
       COEFFICIENTS AT LAST LEVEL FOR SVS.
!
       PCFAS(KLEV) IS THE COEFFICIENT FOR THE SURFACE FLUX AND NOT
!
       FOR THE FIELD AT LOWER LEVEL.
!
      DO JLON=KIDIA, KFDIA
        ZELIM=ZXSVRO(JLON,KLEV-1,JGFL)*ZIPOI(JLON,KLEV)
        ZMUL=1.0_JPRB/(1.0_JPRB+ZELIM*(1.0_JPRB-PCFASV(JLON,KLEV-1,JGFL)))
        PCFASV(JLON,KLEV,JGFL) = -ZMUL*ZIPOI(JLON,KLEV)
PCFBSV(JLON, KLEV, JGFL)=ZMUL*(PSV(JLON, KLEV, JGFL)+ZELIM*PCFBSV(JLON, KLEV-
1,JGFL))
      ENDDO
  ENDDO
          !
             ENDDO NGFL EXT
ENDIF
          !
             ENDIF (LMDUST & NGFL EXT)
```

Etape ascendante : substitution et diffusion

La deuxième étape correspond à la résolution du bilan d'énergie et au calcul des flux de surface. Ce calcul est effectué par la surface externalisée **aro_ground_param.mnh**. Le flux de surface des poussières désertiques est calculé par la routine **coupling_dst_n.mnh** appelée dans le schéma d'ISBA de la surface externalisée sous l'arborescence suivante :

```
arp/phys_dmn/aplpar.f90=>
    mse/externals/aro_ground_param.mnh=>
    mse/internals/coupling_surf_atm_n.mnh=>
    mse/internals/coupling_nature_n.mnh=>
    mse/internals/coupling_isba_n.mnh=>
    mse/internals/coupling_dst_n.mnh=>
```

La troisième étape consiste à calculer les variables au niveau *i* par substitution, puis à calculer les flux de diffusion.

Au dernier niveau, on calcule X_N^+ suivant l'équation (4.8) :

$$X_N^+ = A_{X,N}^- F_{X,S}^+ + B_{X,N}^-$$

Niveaux d'altitude (i < N)

Aux niveaux supérieurs, X_i^+ est calculé suivant (4.3) :

$$X_i^+ = A_{X,i}^- X_{X,i+1}^+ + B_{X,i}^-$$

Le flux de diffusion est finalement obtenu par l'équation (4.2) :

$$F_{X,i}^{+} = -K_{X,i}^{-} \left(X_{i+1}^{+} - X_{i}^{+} \right)$$

La résolution de l'étape ascendante et le calcul des flux de diffusion **PDIFSV** des scalaires passifs se fait dans la routine **acdifv2.F90**.

La partie ajoutée à la routine **acdifv2.F90** est protégée par une double clé : **LMDUST** et **(NGFL_EXT/=0)**. Elle est comme suite:

```
!
                                                         _____
!
     VII - CALCULS POUR LES SCALAIRES PASSIFS : PARTIE
     SUBSTITUTION ET CALCUL DES FLUX A TOUS LES NIVEAUX
!
     SUBSTITUTION POUR UNE COUCHE STANDARD ET AU SOMMET POUR SVS.
!
     BACK-SUBSTITUTION FOR A STANDARD LEVEL AND AT THE TOP FOR SVS.
T
 IF (LMDUST.AND.(NGFL_EXT/=0)) THEN
   DO JGFL=1,NGFL EXT
     DO JLEV=KTDIA,KLEV
     DO JLON=KIDIA, KFDIA
        ZNSV1(JLON, JLEV, JGFL) = PCFBSV(JLON, JLEV, JGFL)
     ENDDO
     ENDDO
! ZKSVRV
             : VALEUR (DUPLIQUEE DE PKTROV) POUR LA DIFFUSION DE SVS.
             : VALUE (DUPLICATED FROM PKTROV) FOR THE SVS DIFFUSION.
!
!
     DUPLICATION DES COEFFICIENTS D'ECHANGE VERTICAL DE SVS.
     DO JLEV=KTDIA,KLEV-1
     DO JLON=KIDIA, KFDIA
        ZKSVRV(JLON, JLEV) = PKTROV(JLON, JLEV)
     ENDDO
     ENDDO
!
     CALCULS EN SURFACE.
T
     SURFACE CALCULATIONS.
     DO JLON=KIDIA, KFDIA
        PDIFSV(JLON,KLEV,JGFL) = PSFSV(JLON,JGFL)
        ZNSV1(JLON,KLEV,JGFL) =ZNSV1(JLON,KLEV,JGFL)+&
          &PXHROV(JLON)*PCFASV(JLON,KLEV,JGFL)*PDIFSV(JLON,KLEV,JGFL)
     ENDDO
     SUBSTITUTION POUR UNE COUCHE STANDARD ET AU SOMMET.
!
     BACK-SUBSTITUTION FOR A STANDARD LAYER AND AT THE TOP.
ļ
```

```
DO JLEV=KLEV-1,KTDIA,-1
      DO JLON=KIDIA, KFDIA
ZNSV1(JLON, JLEV, JGFL)=ZNSV1(JLON, JLEV, JGFL)+PCFASV(JLON, JLEV, JGFL)*ZNSV1(JL
ON, JLEV+1, JGFL)
        PDIFSV(JLON,JLEV,JGFL)=ZKSVRV(JLON,JLEV)*(ZNSV1(JLON,JLEV,JGFL)-
ZNSV1(JLON, JLEV+1, JGFL))
      ENDDO
      ENDDO
!
      CONDITION A LA LIMITE SUPERIEURE.
I
      UPPER BOUNDARY CONDITION.
      DO JLON=KIDIA, KFDIA
        PDIFSV(JLON,KTDIA-1,JGFL)=0.0_JPRB
      ENDDO
!
    ENDDO ! ENDDO NGFL_EXT
  ENDIF
           ! ENDIF (LMDUST & NGFL_EXT)
```

À la sortie de **acdifv2.F90** nous mettons à jour les variables **ZSVM** des scalaires passifs dû au flux turbulent. L'organisation du code sous **aplpar.F90** devient comme suit :

4.3. Traitement du dépôt humide des aérosols désertiques dans Aladin

Nous avons adopté pour Aladin le schéma de dépôt humide des aérosols désertiques développé pour le modèle Méso-NH par le CNRM et le laboratoire d'Aérologie de Toulouse. Ce schéma est bien détaillé dans le papier de H. Tost et al. 2006. Quatre processus physiques relatifs au dépôt humide ont été traité par ce schéma, à savoir : la collection des aérosols désertiques par les hydrométéores (nuages et les gouttelettes d'eau) sous l'effet d'impaction, interception et diffusion brownienne, la collection des aérosols désertiques par les gouttelettes d'eau précipitées (sédimentation humide), l'autoconversion des nuages en précipitation ce qui permet l'augmentation des concentration des aérosols désertiques dans les précipitations et en contre partie leur diminution dans les nuages et l'évaporation des précipitation, ce qui relâche

les aérosols désertiques dans l'atmosphères à l'état sec. Ces processus sont schématisés dans la figure ci-dessous :



Figure 16 : Schéma des processus physiques relatifs aux aérosols désertiques traités dans Aladin.

On considère que les aérosols désertiques se trouvent dans l'atmosphère sous trois classes différentes. Une première classe pour l'aérosol désertique à l'état sec, une deuxième pour l'aérosol incorporé dans les nuages et une troisième pour l'aérosol incorporé dans les gouttelettes d'eau, tout en conservant les mêmes modes (moyen, grossier et fin) pour chaque classe d'aérosols désertiques.

La collection des aérosols désertiques par les hydrométéores est traitée suivant la paramétrisation de Pruppacher and Klett, 2000.

$$C(t_0 + \Delta t) = C(t_0) \exp(-\Lambda_B \Delta t)$$
(4.11)

C : concentration des aérosols désertiques :

 Δt : pas du temps du modèle

 Λ_B : Coefficient de scavenging dû au mouvement brownien calculé par la formule semiempirique de Pruppacher and Klett, 2000.

$$\Lambda_B = \frac{1.35.LWC.D_p}{r_{rain}^2} \tag{4.12}$$

LWC : en g/cm^3 contenu en eau liquide sous forme nuage.

D_p : Diffusivité brownienne m^2/s

La collection des aérosols désertiques par les gouttelettes d'eau est paramétrée suivant Slinn (1979) :

$$\Lambda_B = \frac{E}{r_{rain}} .0.75.F_{rain} \tag{4.13}$$

E: l'efficacité de collection décrite dans Seinfeld and Pandis (1997) ; Tost et al. (2006)

$$E = \frac{4}{\operatorname{Re}Sc} \left(1 + 0.4 \operatorname{Re}^{1/2} Sc^{1/3} + 0.16 \operatorname{Re}^{1/2} Sc^{1/2} \right) + 4\Phi \left(\omega^{-1} + \left(1 + 2 \operatorname{Re}^{1/2} \right) \Phi \right) + \left(\frac{St - S^*}{St - S^* + 2/3} \right)^{3/2}$$
(4.14)

$$S^* = \frac{1.2 + \frac{1}{12} \ln(1 + \text{Re})}{1 + \ln(1 + \text{Re})}$$
(4.15)

 r_{rain} : Rayon des gouttelettes de pluie

 F_{rain} : Flux de précipitations

4.4. Aspect technique et organisation du code

L'adaptation de la routine **aro_rainaero.mnh**, calculant le dépôt humide, au modèle Aladin nécessite l'activation de la micro physique Arome afin d'initialiser les différentes constantes et paramètres communs, relatifs à la sédimentation humide et aux précipitations. Cette façon de faire, rend le calcul très cher c'est pour cela que nous avons opté à séparer le lessivage des aérosols désertiques, des processus de précipitations en déclarant une nouvelle routine **aro_wetdep.mnh** dans le projet **mpa/chem/externals.** Elle est appelée par **aplpar.F90** sous l'arborescence suivante :

arp/phys_dmn/aplpar.f90=> mpa/chem/externals/aro_wetdep.mnh=> mpa/chem/internals/aer_wet_dep.mnh=>

L'appellation de la routine **aro_wetdep.mnh** est précédée par un bloc du code permettant l'initialisation des arguments et l'inversion des niveaux.

```
IF (LMDUST.AND.(NGFL EXT/=0).AND.LRDEPOS) THEN
!
KRR=6
KSPLITR=1
ZEVAP=0.0_JPRB
ZZDEP=0.0_JPRB
ZDIFSV=0.0_JPRB
T
  DO JLEV = 2 , KLEV+2
    DO JLON = KIDIA, KFDIA
      ZZDEP(JLON, 1, JLEV) = ZZI_APHI(JLON, KLEV+2-JLEV) * ZINVG
    ENDDO
  ENDDO
  DO JLON = KIDIA, KFDIA
    ZZDEP(JLON, 1, 1) = 2 \times ZZDEP(JLON, 1, 2) - ZZDEP(JLON, 1, 3)
  ENDDO
!
  DO JLEV=1,KLEV
    DO JLON= KIDIA, KFDIA
      ZQDM(JLON, JLEV)=1._JPRB-ZQV(JLON, JLEV)-ZQL(JLON, JLEV)-ZQR(JLON, JLEV)
&
       & -ZQI(JLON, JLEV) - ZQS(JLON, JLEV)
    ENDDO
  ENDDO
!
  DO JLEV = 2, KLEV+1
    DO JLON = KIDIA, KFDIA
      ZZI_RM(JLON, 1, JLEV, 2) = ZQL(JLON, KLEV+1+1-JLEV) &
       & /ZQDM(JLON,KLEV+1+1-JLEV)
    ENDDO
  ENDDO
  DO JLON = KIDIA, KFDIA
    ZZI_RM(JLON, 1, 1, 2) = 0. _JPRB
    ZZI_RM(JLON,1,KLEV+2,2)=0._JPRB
  ENDDO
T
  DO JLEV = 2, KLEV+1
    DO JLON = KIDIA, KFDIA
      ZZI_RM(JLON, 1, JLEV, 3) = ZQR(JLON, KLEV+1+1-JLEV)&
       & /ZQDM(JLON,KLEV+1+1-JLEV)
    ENDDO
  ENDDO
  DO JLON = KIDIA, KFDIA
    ZZI_RM(JLON, 1, 1, 3) = 0. _JPRB
    ZZI_RM(JLON, 1, KLEV+2, 3) = 0. _JPRB
  ENDDO
!
  DO JLEV = 2, KLEV+1
    DO JLON = KIDIA, KFDIA
      ZEVAP(JLON, 1, JLEV) = PFPEVPSL(JLON, KLEV+1+1-JLEV) &
```

```
& +PFPEVPCL(JLON,KLEV+1+1-JLEV)
    ENDDO
  ENDDO
  DO JLON = KIDIA, KFDIA
    ZEVAP(JLON, 1, 1) = ZEVAP(JLON, 1, 2)
    ZEVAP(JLON, 1, KLEV+2)=0._JPRB
  ENDDO
  DO JGFL=1,NGFL_EXT
    DO JLON=1,KLON
      DO JLEV=1,KLEV
        ZZI_SVM(JLON,1,KLEV+2-JLEV,JGFL)=ZSVM(JLON,JLEV,JGFL)
      ENDDO
    ENDDO
  ENDDO
    DO JLON=1,KLON
      ZZI_SVM(JLON,1,KLEV+2,:)=ZZI_SVM(JLON,1,KLEV+1,:)
      ZZI_SVM(JLON, 1, 1, :) = ZZI_SVM(JLON, 1, 2, :)
    ENDDO
!
!=========
    CALL ARO WETDEP(ILONMNH, KLEV, NGFL EXT, KRR, PDT,
                                                              &
        &
                   ZZI SVM(KIDIA:KFDIA,:,:,1:NGFL EXT),
                                                              &
                    ZZDEP(KIDIA:KFDIA,:,:),
        &
                                                              æ
                    ZZI PABSM(KIDIA:KFDIA,:,:),
        &
                                                              æ
        &
                    ZZI_THM(KIDIA:KFDIA,:,:),
                                                              ኤ
        &
                    ZZI RHODREFM(KIDIA:KFDIA,:,:),
                                                              &
                   KSTEP+1,
        æ
                                                              &
                    ZZI RM(KIDIA:KFDIA,:,:,:),
        æ
                                                              &
                    ZEVAP(KIDIA:KFDIA,:,:),
        &
                                                              &
                    KSPLITR
        ŵ
                                            )
! return to tendency
   DO JGFL=1,NGFL_EXT
     DO JLON=1,KLON
       DO JLEV=1,KLEV
         ZPSV(JLON, JLEV, JGFL) = ZZI_SVM(JLON, 1, KLEV+2-JLEV, JGFL)
       ENDDO
     ENDDO
   ENDDO
!
      DO JGFL=1,NGFL_EXT
        DO JLON=1,KLON
          DO JLEV=1,KLEV
            PTENDEXT_DEP(JLON, JLEV, JGFL) = (ZPSV(JLON, JLEV, JGFL)&
           &-ZSVM(JLON, JLEV, JGFL))*ZINVDT
          ENDDO
        ENDDO
      ENDDO
!
ENDIF
```

A la sortie de la routine lessivage **aro_wetdep.mnh**, nous calculons la tendance humide des scalaires passifs **PTENDEXT_DEP**. Cette tendance sera additionnée à la tendance turbulente **PTENDEXT** des scalaires passifs dans la routine **cputqy.F90**.

L'étape d'initialisation s'effectue sous **suphmse.F90** en parallèle avec les processus de mobilisation et de soulèvement, en appelant la routine d'initialisation de dépôt humide

aroini_wet_dep.mnh, nouvelle routine d'initialisation déclarée pour Aladin à la place de la routine **aroini_micro.mnh** de la façon suivante :

! Initialisation of aerosols dust wet deposition for Aladin
IF (LMDUST.AND.(NGFL_EXT/=0).AND.LRDEPOS) THEN
CALL AROINI_WET_DEP
ENDIF

arp/phys_dmn/suphmse.f90=> mpa/micro/externals/aroini_wet_dep.mnh=> mpa/micro/internals/ini_wet_dep.mnh=>

Les paramètres relatifs au dépôt humide calculés par **ini_wet_dep.mnh** sont archivés dans les modules : **modd_parameters_dep.mnh**, **modd_wet_dep_descr.mnh** et **modd_wet_dep_param.mnh**. Trois nouveaux modules déclarés pour Aladin dans **mpa/micro/module**.

Les processus relatifs à la sédimentation humide sont traités par la nouvelle routine aer_wet_dep.mnh déclarée sous mpa/chem/internals.

Cette routine fait appel à quatre nouvelles routines traitant respectivement :

- Les processus de collection des aérosols désertiques par les nuages et les gouttelettes d'eau qui sont calculés par la routine AER_WET_MASS_TRANSFER_DEP.
 L'efficacité de collection est calculée par la routine AER_WET_EFFIC_DEP.
- Le processus d'évaporation des précipitations qui relâche les aérosols désertiques dans l'atmosphère est calculé par la nouvelle routine AER_WET_EVAP_DEP.
- Les processus de collection des aérosols désertiques par les gouttelettes d'eau précipitées sont calculés par la nouvelle routine **AER_WET_SEDIMENT_DEP**
- Le processus d'autoconversion des nuages en précipitation est calculé par AER_WET_WARM_DEP

Le calcul des tendances des scalaires passifs s'effectue par la routine **cptend_new.F90**. La partie ajoutée à la routine **cptend_new.F90** est protégée par une double clé (LMDUST.AND.(NGFL_EXT/=0).

```
T
  _____
   ?. CALCUL DE L'EVOLUTION DES SCALAIRES PASSIFS
!
!
      IF(LMDUST.AND.(NGFL_EXT/=0)) THEN
 DO JGFL = 1, NGFL_EXT
   DO JLEV = 1, KFLEV
    DO JROF = KSTART, KPROF
      PTENDEXT(JROF,JLEV,JGFL) = ZGSDP(JROF,JLEV)*(&
        & PDIFSV(JROF,JLEV-1,JGFL) - PDIFSV(JROF,JLEV,JGFL))
     ENDDO
   ENDDO
 ENDDO
ENDIF
```

Le calcul de l'évolution des scalaires passifs à l'instant **t+dt** s'effectue par la routine **cputqy.F90**. Dans cette routine, nous additionnons la tendance turbulente et la tendance humide. La partie ajoutée à la routine **cputqy.f90** est protégée par une double clé **(LMDUST.AND.(NGFL_EXT/=0).**

```
I.
  _____
   ?. CALCUL DE L'EVOLUTION DES SCALAIRES PASSIFS
!
  _____
!
!
IF(LMDUST.AND.(NGFL_EXT/=0)) THEN
IDIM0=1
DO JEXT=1, NGFL_EXT
 IF (KDIM==(2+KFLEV)*NGFL_EXT) THEN
 ! cas ou advection SL, pour tenir compte des points de garde en bas
   IDIM0=IDIM0+NFLSUL
 ENDIF
 DO JLEV = 1, KFLEV
   DO JROF = KSTART, KPROF
      PEXT1(JROF, IDIM0+JLEV-1) = PEXT1(JROF, IDIM0+JLEV-1)+&
                           &PDT*PTENDEXT(JROF, JLEV, JEXT)+&
                           &PDT*PTENDEXT_DEP(JROF, JLEV, JEXT)
   ENDDO
 ENDDO
 IDIM0=IDIM0+KFLEV
 IF (KDIM==(2+KFLEV)*NGFL EXT) THEN
 ! cas ou advection SL, pour tenir compte des points de garde en haut
   IDIM0=IDIM0+NFLSUL
 ENDIF
ENDDO
ENDIF
```

Les différents processus physiques traités dans Aladin sont schématisés dans la figure 17 ci-après :



5. Simulation de la situation du 06-13 mars 2006

La situation du 06-13 mars 2006 est caractérisée par des vents forts engendrés par un fort gradient de pression suite à une baisse de la barométrie sur l'Afrique de l'Ouest entre le 07 et le 09 mars 2006. Ces vents forts ont été à l'origine du déclenchement d'une tempête de sable touchant toutes les régions de l'Afrique de l'ouest comme le Mali, Niger, Tchad...etc. Les panaches de poussières sont bien observés sur l'image satellite de MSG-SEVIRI (figure 18). Le manque d'information sur la concentration de poussière au dessus de la végétation (la Mousson Africaine) est très clair sur l'image MSG-SEVIRI caractérisée par une forte limite entre les régions Sahéliennes et les régions méridionales près du Golfe de Guinée (dans le bleu). Cette situation a été simulée par Pierre Tulet 2008 en utilisant le modèle Méso-NH et par Cécile Kocha en utilisant le modèle Arome (2008).

Dans ce rapport on se propose de simuler cette situation avec le modèle Aladin/Dust développé dans ce papier et nous testons l'efficacité de ce modèle à reproduire cette situation en comparant les épaisseurs optiques prévues, aux observations satellitaires puis à celles de Méso-NH. Ensuite nous exposons les champs de concentrations massiques des aérosols désertiques prévus par Aladin/Dust à 950 hPa et à 850 hPa.



Figure 18: Image satellite MSG-SEVIRI sur l'ouest africain du 8 mars 2006 à 12 UTC : la couleur rose représente les aérosols désertiques



Figure 19. Moyenne journalière des épaisseurs otiques (AOD) obtenues par MODIS/AQUA pour la journée du 08 mars 2006

5.1. Résultats

Nous présentons ci-dessous les épaisseurs optiques prévues par le modèle Aladin/Dust pour les journées des 07 et 08 mars 2006.



GHOS: COLA/IEES

2009-11-19-09:53 Graps: COLA/IGE

2009-11-19-09:33 GHDS: COLA/RES

009-11-19-09:37



2006-11-11-08:33 GM20 CQ4,VB23 2006-11-11-08:33 GM20 CQ4,VB23





GADS: COLA/IDES

GADS: COLA/IDES

2009-11-19-09:33 Graph: 03La/685

2009-11-19-09:33 Gx629: CGLA/GES

2009-11-19-09:33



GHDS: COLA/IGES

2009-11-19-09:33 GHDS: COLA/GES

2009-11-19-09:33 GHDS: 05LA/RelS





Figure 20 : Epaisseurs optiques simulées par Aladin/Dust pour les journées des 07et 08 mars 2006

Figure 21: Moyenne journalière des épaisseurs otiques (AOD) obtenues par MODIS/AQUA pour la journée des 08 mars 2006

5.2. Comparaisons avec Méso-NH

Les deux figures ci-dessous montrent les épaisseurs optiques prévues par Méso-NH (à gauche) et Aladin/Dust (à droite) pour la journée du 08 mars 2006 à 12 UTC.



Figure 22 : Epaisseurs optiques prévues par Méso-NH pour la journée du 08 mars 2006

Figure 23 : Epaisseurs optiques prévues par Aladin/Dust pour la journée du 08 mars 2006

L'analyse des deux figures permet de mettre en valeur tirer les résultats suivants :

- Les deux modèles ont prévu de la même façon les limites d'extension des panaches de poussière représentés par les AODs vers le sud ainsi que les noyaux forts localisés sur le Tchad, le sud de Niger et le nord du Nigéria.

- Les forts AODs prévus par Méso-NH sur L'océan Atlantique, le nord de la Lybie et l'Egypte ainsi que le nord du Soudan ne sont pas prévus avec la même intensité par Aladin/Dust.

- Le modèle Aladin/Dust prévoit des AODs résiduelles de 0.1 à 0.4 sur le Sahara Algérien alors que Méso-NH ne prévoit rien sur cette région.

5.3. Les concentrations massiques à 950 hpa









2008-10-13-1159 Gebre 004/ARS 2008-10-13-1159 Gebre 004/ARS

2009-10-13-11:09

GROT: COLA/GES





5.4. Les concentrations massiques à 850 hpa :





0405: 03.4/685

2009-10-13-11:18 Grid?: 00Lk/GES

2009-10-13-11:16 Gk25: C0.4/GES







Conclusion et perspectives

Sont consignés dans ce rapport, les différentes tâches réalisées durant les stages bilatéraux effectués à Météo France dans le cadre du projet de recherche du Consortium Aladin concernant la modélisation des émissions et le transport des poussières désertiques dans Aladin, dont l'Office National de la Météorologie s'est chargé en collaboration avec Météo-France. L'objectif principal de ce travail était de modéliser le dépôt humide des aérosols désertiques et leur interaction avec le rayonnement, dans la perspective de les intégrer dans le modèle Aladin.

Nous avons commencé ce rapport, par un chapitre descriptif dans lequel nous avons présenté les bases théoriques du modèle MB95 qui gère les processus d'émission dans SURFEX. Ensuite, nous avons exposé, sous forme de cartes, les bases de données SURFEX nécessaires pour ce schéma, caractérisées par les cartes des concentrations de Clay, Sand et de Silt dans le sol ainsi que les surfaces érodables représentées par les cover's COVER004 et COVER005. Puis, nous avons passé en revue le problème de cohérence entre le modèle théorique MB95 et celui codé dans SURFEX par A. Grini 2003, pour ce qui est du traitement de l'effet de l'humidité du sol sur les émissions, l'effet de rugosité ainsi que l'efficacité de production d'aérosols α . Nous avons vu dans le chapitre 2 que ces incohérences sont principalement dues à l'incompatibilité des bases de données SURFEX avec les relations MB95. C'est pour cela que nous avons développé dans le chapitre 3 le modèle de production d'aérosols codé dans SURFEX, par l'introduction de la granulométrie et les textures du sol afin de contourner le problème précité. A cet effet, nous avons établi pour SURFEX une classification des types et textures du sol en nous référant à celle d'USDA [1998] et nous avons affecté à chaque texture sa granulométrie correspondante en faisant référence au tableau des caractéristiques granulométriques de MB95. De plus, nous avons ajusté un tableau des humidités seuils pour les douze types de sol, par combinaison des textures avec la relation de Fecan 1999.

Ces informations supplémentaires sur l'état des surfaces, établi pour SURFEX, permettent de remplacer la relation de White 1979, qui permet le calcul du flux horizontal pour une particule synthétique de diamètre de 75µm, par celle de Marticorena qui est plus réaliste, du fait qu'elle considère ce flux comme étant la somme des contributions relatives des différentes classes de tailles sur le domaine de tailles de particule considéré. Cette relation permettait, d'après Marticorena, de reproduire les flux horizontaux mesurés pour différentes distributions en taille des particules [Williams, 1964].

53

La relation de Shao calculant l'efficacité de production d'aérosols désertiques pour le modèle développé, permet une meilleure représentation des sources potentielles du sable par rapport à celle de MB95. Ce que nous permet d'avancer que cette relation est plus compatible avec les bases de données SURFEX. En outre, l'utilisation des longueurs de rugosité totales Z_{0ISBA} au lieu de la rugosité partielle, permet une répartition plus adéquate de l'énergie éolienne à la surface et une bonne prévision des vitesses de friction qui sont l'élément moteur des émissions.

Dans la deuxième partie de ce rapport, en faisant référence au modèle Arome, nous avons développé le modèle Aladin afin de traiter le transport et le dépôt des aérosols désertiques. Nous avons commencé par le calcul des propriétés optiques des aérosols désertiques et leur dépôt sec. Ensuite, nous avons traité la diffusion verticale qui permet le mélange turbulent des aérosols désertiques. Le traitement du dépôt humide vient en dernière étape, soit après les routines pluies. A défaut d'adapter les routines du dépôt humide du modèle Arome à Aladin, plusieurs nouveaux modules, susceptibles d'accomplir cette tache, ont été introduits dans ce rapport.

La situation exposée dans ce rapport est très bien simulée par le modèle Aladin/Dust, aussi bien en intensité qu'en extension spatiale, par comparaison aux observations satellitaires et à Méso-NH. Ce qui reflète l'intérêt du modèle de production d'aérosols développé pour SURFEX est la sensibilité du modèle Aladin à gérer le transport de ces aérosols, ce qui dénote le bon codage de l'advection horizontale dans le modèle.

Ce rapport est une sorte de notice pour le modèle Aladin, permettant d'expliquer les différents processus physiques liés aux aérosols désertiques et explicitant les différents arrangements effectués sur le code.

Ce séjour au CNRM/GMAP a permis de modéliser le dépôt humide des aérosols désertiques et leur interaction avec le rayonnement pour Aladin. Et par là, le travail sur la modélisation du cycle atmosphérique des aérosols désertiques, est achevé.

Maintenant que la version Aladin/Dust est prête, on se propose de réétudier la situation météorologique présentée dans ce rapport, en allant jusqu'à la fin de l'épisode pour qu'on puisse confronter les résultats aux observations AMMA disponibles sur leur site internet. Ce travail fera l'objet d'un article, pour publication.

Références bibliographiques

A. Grini, P. Tulet and L. Gomes, Dusty weather forecasts using the MesoNH mesoscale atmospheric model, J. Geophys. Res., VOL. 111, D19205, doi:10.1029/2005JD007007, 2006.

B. Croft, U. Lohmann, R. V. Martin, P. Stier, S. Wurzler, J. Feichter, R. Posselt, and S. Ferrachat, Aerosol size-dependent below-cloud scavenging by rain and snow in the ECHAM5-HAM, Atmos, Chem. Phys., 9, 4653-4675, 2009

B. Laurent, simulation des émissions d'aérosols désertiques à l'échelle continentale : Analyse climatologiques des émissions du nord-est de l'Asie et du nord de l'Afrique, Thèse de doctorat, LISA, 14.12.2005

B. Marticorena, M. Kardous, G. Bergametti, Y. Callot, P. Chazette, H. Khatteli, S. Le Hégarat-Mascle, M. Maillé, J. L. Rajot, D. Vidal-Madjar, and M. Zribi, Surface and aerodynamic roughness in arid and semiarid areas and their relation to radar backscatter coefficient, J. Geophys. Res., VOL. 111, F03017, doi:10.1029/2006JF000462, 2006

B. T. Johnson, B. Heese, S. A. McFarlane, P. Chazette, A. Jones, and N. Bellouin, Vertical distribution and relative effects of mineral dust and biomass burning aerosol over West Africa during DABEX, J. Geophys. Res., Vol. 113, D00C12, doi:10.1029/2008JD009848, 2008

B. T. Johnson, S. R. Osborne, J. M. Haywood, and M. A. J. Harrison, Aircraft measurements of biomass burning aerosol over West Africa during DABEX, J. Geophys. Res., Vol. 113, D00C06, doi:10.1029/2007JD009451, 2008

C. Andronache, T. Grönholm, L. Laakso, V. phillips, and A. Venäläinen, Scavenging of ultrafine particles by rainfall at a boreal site: observations and model estimations, Atmos, Chem. Phys., 6, 4739-4754, 2006

C. Hoose, U. Lohmann, R. Bennartz, B. Croft, and G. Lesins, Global simulations of aerosol processing in clouds, Atmos, Chem. Phys., 8, 6939-6963, 2008

C. S. Zender, H. Bian, and D. Newman, Mineral Dust Entrainement and deposition (DEAD) model: Description and 1990s dust climatology, J. Geophys. Res., VOL. 108, NO. D14, 4416, doi:10.1029/2002JD002775, 2003

F. Fécan, B. Marticorena, and G. Bergametti, Parameterization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for arid and semi-arid areas, Ann. Geophysicae 17, 149-157 1999

G. Foret, G. Bergametti, F. Dulac, and L. Menut, An optimized particle size bin scheme for modelling mineral dust aerosol, J. Geophys. Res., Vol. 111, D17310, doi:10.1029/2005JD006797,2006

G. Greed, J. M. Haywood, S. Milton, A. Keil, S. Christopher, P. Gupta, E. J. Highwood, Aerosol optical depths over North Africa: Modeling and model validation, J. Geophys. Res., Vol. 113, D00C05, doi:10.1029/2007JD009457, 2008 H. Tost, P. Jöckel, A. Kerkweg, R. Sander, and J. Leliveld, Technical note: A new comprehensive SCAVenging submodel for global atmospheric chemistry modelling. Atmos. Chem. Phys., 6, 565-574, 2006

I. Tegen, B. Heinold, M. Todd, J. Helmert, R. Washington, and O. Dubovik, Modelling soil dust aerosol in the Bodélé depression during the BoDEx campaign, Atmos, Chem. Phys., 6, 4345-4359, 2006

J. Cuesta, D. Edouart, M. Mimouni, P. H. Flamant, C. Loth, F. Gibert, F. Marnas, A. Bouklila, M. Kharef, B. Ouchène, M. Kadi, and C. Flamant, Multiplatform observations of the seasonal evolution of the Saharan atmospheric boundary layer in Tamanrasset, Algeria, in the framework of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis field campaign conducted in 2006, J. Geophys. Res., Vol. 113, D00C07, doi:10.1029/2007JD009417, 2008

J. S. Henzing, D. J. L. Olivie, and P. F. J. Van Velthoven, A parameterization of size resolved below cloud scavenging of aerosols by rain, Atmos, Chem. Phys., 6, 3363-3375, 2006

K. Masuda, Y. Mano, H. Ishimoto, Aerosol Optical Thickness over the Oceans Derived from GMS-5 during Spring 2002 and 2003, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 83A, pp. 173-186, 2005

L. Menut, C. Schmechtig, and B. Marticorena, Sensitivity of the Sandblasting Flux Calculations to the Soil Size Distribution Accuracy, American Meteor. Soc., 2005

L. Menut, G. Forêt, and G. Bergametti, Sensitivity of dust concentrations to the model size distribution accuracy, J. Geophys. Res., Vol. 112, D10210, doi:10.1029/2006JD007766, 2007

N. M. Mahowald, A. R. Baker, G. Bergametti, N. Brooks, R. A. Duce, T. D. Jickells, N. Kubilay, J. M. Prospero, and I. Tegen, Atmospheric global dust cycle and iron inputs to the ocean, Global Biogeochem. Cycles, 19, GB4025, doi: 10.1029/2004GB002402, 2007

P. Tulet, K. Crahan_Kaku, M. Leriche, B. Aouizerats, S. Crumeyrolle, Mixing of dust aerosols into a mesoscale convective system Generation, filtering and possible feedbacks on ice anvils, Atmos. Res. (2009)

P. Tulet, M. Mallet, V. Pont, J. Pelon, and A. Boone, The 7-13 March dust storm over West Africa: generation, transport and vertical stratification. Meteo France.

P. Tulet, V. Crassier, F. Cousin, K. Suhre, and R. Rosset, ORILAM, a three-moment lognormal aerosol scheme for mesoscale atmospheric model: Online coupling into the Meso-NH-C model and validation on the Escompte campaign, J. Geophys. Res., VOL. 110, D18201, doi:10.1029/2004JD005716, 2005

R. L. Buckley, Spatial Variation of Soil Type and Soil Moisture in the Regional Atmospheric Modeling System (U),WSRC-TR 2001-00119, March 2001

S. Nickovic, G. Kallos, A. Papadopoulos, and O. Kakaliagou, Model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere, J. Geophys. Res., Vol. 106, NO. D16, PAGES 18,113-18,129, AUGUST 27, 2001

S. R. Osborne, B. T. Johnson, J. M. Haywood, A. J. Baran, M. A. J. Harrison and C. L. McConnell, Physical and optical properties of mineral dust aerosol during the Dust and

Biomass-burning Experiment, J. Geophys. Res., Vol. 113, D00C03, doi:10.1029/2007JD009551, 2008

V. Ratmeyer, W. Balzer, G. Bergametti, I. Chiapello, G. Fischer, U. Wyputta, Seasonal impact of mineral dust on deep-ocean particle flux in the eastern subtropical Atlantic Ocean, Marine Geology 159, 241-252, 1999

P. Le Moigne, SURFEX (Arome training course), 2005 « Présentation »

A.L.Gibelin, Externalisation du schéma de surface ISBA du modèle de circulation générale ARPRGE-CLIMAT