

Forçage radiatif dû à l'aérosol atmosphérique observé à Oujda (Maroc) en 2012

Abdelouahid TAHIRI¹, Didier TANRE², Mohammed DIOURI^{1*}, Luc BLAREL²

¹Laboratoire de mécanique et énergétique (équipe de physique de l'atmosphère), faculté des sciences, Université Mohammed premier, BV Mohammed VI, B.P 717- 60000, Oujda, Maroc.

²Laboratoire d'Optique Atmosphérique, UFR de physique, Bat. P5 F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex Université Lille 1- CNRS, France.

*Auteur correspondant : m.diouri@fso.ump.ma

Résumé

Cette étude est basée sur les mesures obtenues par le réseau AERONET* des paramètres optiques caractéristiques de l'aérosol atmosphérique. Le traitement des mesures effectuées permet la détermination des épaisseurs optiques, de l'albédo simple diffusion, du facteur d'asymétrie et des forçages radiatifs à la surface et au sommet de l'atmosphère. Les données 2012 pour le site d'Oujda (34,65317°N ; 1,89850°O, altitude 0,62Km) sont obtenues à l'aide du photomètre solaire installé en 2010 à la faculté des sciences. Les valeurs moyennes mensuelles du forçage radiatif de surface dû à l'aérosol varient entre -15,81 et - 61,26 W/m² avec un pic enregistré au mois d'Août. Pour celles correspondantes au sommet de l'atmosphère, on enregistre une variation de -0,96 à -17,82 W/m², ce qui correspond à une faible contribution dans le sens du refroidissement du système terre-atmosphère.

*AERONET : AErosol ROBotik NETwork, <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/> auquel s'est joint l'équipe de physique de l'atmosphère d'Oujda en coopération avec le Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille (France).

Nomenclature

r rayon de la particule (μm)	λ longueur d'onde (μm)
θ_v angle zénithal de visée ($^\circ$)	m_{air} masse d'air
Θ angle de diffusion ($^\circ$)	σ_a section efficace d'absorption (m^2)
ω_{ASD} albédo de simple diffusion	σ_e section efficace d'extinction (m^2)
m (λ) indice de réfraction complexe	σ_d section efficace de diffusion (m^2)
p la pression atmosphérique dans les conditions de la mesure (mbar)	
p_0 la pression atmosphérique standard au niveau de la mer (1013,25 mbar)	

1. Introduction

L'aérosol atmosphérique a une influence confirmée sur le climat [1]. Son effet direct sur ce dernier est observé à travers les phénomènes de diffusion et d'absorption du rayonnement solaire. L'effet indirect se manifeste au niveau du processus de formation des nuages où les aérosols se comportent comme noyaux de condensation et modifient leurs propriétés optiques. L'interaction des aérosols avec le rayonnement solaire contribue à perturber l'équilibre énergétique du système terre-atmosphère. C'est ce qu'on appelle le forçage radiatif direct.

L'Épaisseur Optique de l'Aérosol (EOA) est une grandeur importante dans l'étude de l'impact radiatif de ce dernier, car elle renseigne sur la charge en aérosols et elle quantifie l'extinction du rayonnement incident dans une colonne d'atmosphère à la fois par absorption

et par diffusion. Les épaisseurs optiques d'aérosols peuvent atteindre des valeurs très élevées. Pour les tempêtes de sable, il est courant d'observer des épaisseurs optiques d'aérosols à 0,5 μm dépassant 2 et pouvant aller au-delà même de 4 au dessus du continent Africain (campagne de mesures expérimentales SAMUM entreprise à Ouarzazate et Zagora au Maroc en 2006) [2] [3] [4] [5].

L'Albédo de Simple Diffusion (ASD) traduit la probabilité que des photons interceptés par la population d'aérosol soient diffusés ou absorbés. Il vaut 1 lorsque les aérosols sont purement diffusants et 0 pour les particules totalement absorbantes. La distribution temporelle et spatiale de l'aérosol atmosphérique est encore peu déterminée dans de nombreuses régions du monde. Le forçage radiatif dû à l'aérosol atmosphérique est aussi peu connu. Il demeure au voisinage de 0 au sommet de l'atmosphère et négatif à la surface terrestre.

Une observation continue de l'aérosol atmosphérique à l'échelle globale de la terre est nécessaire pour préciser son impact. Ceci est réalisé par les satellites (Envisat, Modis, Terra, Aqua, Calipso, Parosol, Cloudsat) qui sont équipés de modules et photomètres appropriés. Le réseau AERONET qui effectue des enregistrements au sol est un outil très important pour étudier d'une part les propriétés optiques de l'aérosol atmosphérique et d'autre part permettre la validation des mesures effectuées par satellite [5] et [6]. La détermination des épaisseurs optiques d'aérosols, de l'albédo de simple diffusion, du facteur d'asymétrie et du forçage radiatif est nécessaire pour l'amélioration des modèles d'évolution climatique et des bilans énergétiques à l'échelle régionale puis à l'échelle globale.

2. Matériel et méthode

2.1. Réseau AERONET / PHOTONS

Créé en 1993, le réseau AERONET/PHOTONS a été mis en place par le Goddard Space Flight Center (NASA, USA) et le Laboratoire d'Optique Atmosphérique (CNRS, France). Depuis sa création, il recueille les mesures effectuées au sol par des photomètres solaires pour préciser les propriétés optiques et microphysiques des particules contenues dans l'atmosphère. Depuis la mise en place de ce réseau, les données sont disponibles à partir du site Internet (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>). Prés de 800 stations réparties sur l'ensemble du globe, sont actuellement répertoriées.

Les instruments du réseau sont régulièrement contrôlés et étalonnés avec un protocole identique. Les données sont traitées de la même manière quels que soient la date et le lieu d'acquisition, que ce soit pour l'inversion elle-même [7] ou pour le rejet des mesures affectées en présence de nuages [8].

Le photomètre solaire CIMEL CE-318 (Figure 1) est un instrument permettant la restitution des propriétés optiques et microphysiques des aérosols intégrés verticalement sur la colonne atmosphérique. Les mesures photométriques ne sont possibles que de jour lorsque le soleil est visible et en absence de nuages. Le photomètre automatique a été construit par la société française CIMEL électronique, en collaboration avec le LOA et la NASA. Il est développé en France par le Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA-Lille). Sa description détaillée est faite par Holben et al, 1998 [9]. Le photomètre est équipé d'un robot avec deux axes permettant des mouvements dans les plans zénithaux et azimutaux et peuvent viser tout point de la coùte céleste avec une précision de $0,05^\circ$ et un champ de vue de $1,2^\circ$. Il dispose d'une roue porte-filtres permettant d'effectuer des mesures dans huit canaux placés entre 0,34 et 1,64 μm . Les longueurs d'onde de base sont 0,34 ; 0,38 ; 0,44 ; 0,50 ; 0,675 ; 0,87 ; 1,02 et 1,64 μm . Ces filtres spectraux de largeur 0,01 μm correspondent à des fenêtres atmosphériques où l'absorption du rayonnement solaire par les composés gazeux est faible.

Les données sont transmises par un satellite géostationnaire toutes les quatre heures à un centre de traitement unique situé au Goddard Space Flight Center de la NASA.

Le photomètre fournit des mesures de visées solaires directes ainsi que des mesures de diffusion suivant la distribution angulaire de luminance du ciel ($W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$) dans l'Almucantar (cercle de même élévation solaire comprenant le soleil, en conservant l'angle de visée zénithal θ_v constant, Figure 2) et dans le plan principal. Plusieurs séquences de mesures Almucantar sont effectuées matin et après midi. Pour une séquence de mesures, on effectue i mesures suivant les directions Almucantar A_i sur 2π (rad) en, en moyenne 35s.

Il existe différents niveaux de traitement de données disponibles : niveau 1,0 (données brutes), niveau 1,5 (le masque nuage est automatiquement appliqué alors que l'étalonnage final n'est pas forcément effectué) et niveau 2,0 (le masque nuage est appliquée ainsi que l'étalonnage final). Pour notre étude, on a utilisé les données de niveau 1,5 et niveau 2,0.



Figure 1: *Photomètre solaire CIMEL installé à Oujda.*

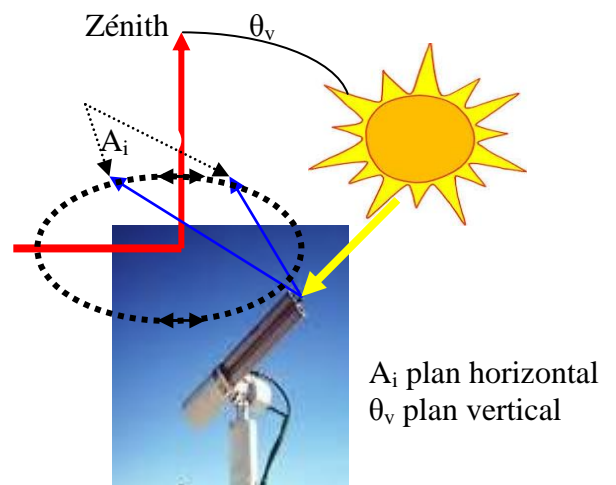


Figure 2: *Protocol de mesure Almucantar*

L'algorithme employé dans AERONET [7, 10] caractérise les aérosols en assimilant les luminances simulées par un code de transfert radiatif aux mesures de luminances (luminance en visée directe du soleil et luminance de ciel) obtenues à 4 longueurs d'onde (0,440 ; 0,675 ; 0,870 et 1,020 μm). Le transfert radiatif est lié aux indices de réfraction complexes (et dépendant de la longueur d'onde) des aérosols ainsi qu'à leur distribution. L'utilisation de ce code de transfert radiatif permet de déterminer par inversion les propriétés optiques voulues avec un minimum d'hypothèses de départ (particules sphériques, homogènes et distribuées de façon log-normale). Plusieurs études avec d'autres codes de transfert radiatif impliquant des méthodes d'inversion non linéaires ont été réalisées [11] et [12] et ont permis la détermination des propriétés optiques de l'aérosol désertique. Les tous derniers [13] ont été proposés pour des particules de formes non sphériques.

2.2. Epaisseur optique de l'aérosol (EOA)

L'épaisseur optique de l'aérosol représente l'atténuation optique totale induite par ce dernier pour une longueur d'onde donnée. L'étude de l'évolution annuelle des EOA nous permet d'analyser les changements dans le type d'aérosol ainsi que sa concentration entre les différentes saisons.

La technique permettant la mesure directe de l'épaisseur optique de l'aérosol est la mesure de l'atténuation par l'atmosphère du rayonnement solaire direct. La diminution du flux solaire s'exprime par la loi de Bouguer :

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) e^{-\tau(\lambda)/\cos(\theta)} = I_0(\lambda) e^{-m_{air}\tau(\lambda)} \quad (1)$$

avec $\tau(\lambda)$ épaisseur optique totale qui rend compte de la contribution à l'atténuation des aérosols, de la diffusion de Rayleigh et des gaz atmosphériques.

$$\tau(\lambda) = \tau_{aér}(\lambda) + \tau_{Ray}(\lambda) + \tau_{gaz}(\lambda) \quad (2)$$

$$\tau_{aér}(\lambda) = \frac{1}{m_{air}} \ln \left(\frac{I_0(\lambda)}{I(\lambda)} \right) - \tau_{Ray}(\lambda) - \tau_{gaz}(\lambda) \quad (3)$$

$$\tau_{Ray}(\lambda) = \frac{P}{P_0} 0.00877 \cdot \lambda^{-4.05} \quad (4)$$

$$m_{air} = \frac{1}{\cos(\theta)} \quad (5)$$

$I(\lambda)$: flux solaire mesuré par le photomètre solaire (W/m^2)

$I_0(\lambda)$: flux solaire extra-terrestre (W/m^2)

$\tau_{aér}(\lambda)$ épaisseur optique de l'aérosol

τ_{gaz} épaisseur optique due à l'absorption des gaz (O_3 , NO_2 et H_2O)

$\tau_{Ray}(\lambda)$ épaisseur optique due à la diffusion de Rayleigh [14]

m_{air} masse d'air [15]

θ l'angle entre le rayon solaire et le zénith ($^\circ$)

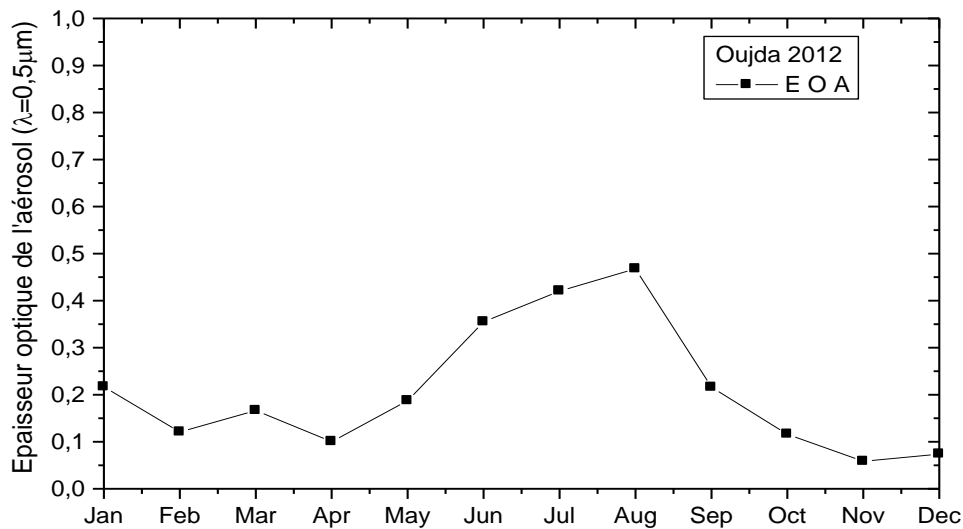


Figure 3 : Moyennes mensuelles des épaisseurs optiques de l'aérosol pour Oujda 2012.

Sur la figure 3, nous présentons les moyennes mensuelles des épaisseurs optiques des aérosols ($\lambda = 0,5 \mu m$) pour le site d'Oujda en 2012. Le cycle saisonnier atteint deux valeurs maximales en Juillet et Août. Ces maximums coïncident avec un pic d'activité de la

production de poussière du Sud-Est du Maroc. La valeur minimale est enregistrée en Novembre.

2.3 Albédo de simple diffusion (ω_{ASD})

L'albédo de simple diffusion est l'un des paramètres optiques qui rend compte de l'importance relative de la diffusion dans l'estimation des impacts radiatifs des aérosols. (ω_{ASD}) correspond physiquement au rapport entre la section efficace de diffusion (σ_d) et la section efficace d'extinction (σ_e) des particules, il traduit la probabilité que des photons interceptés par la population d'aérosol soient diffusés, il est défini par :

$$\omega_{ASD} = \frac{\sigma_d(\lambda)}{\sigma_e(\lambda)} = \frac{\sigma_d(\lambda)}{\sigma_d(\lambda) + \sigma_a(\lambda)} \quad (6)$$

Où σ_a est la section efficace d'absorption d'aérosol.

La figure 4 représente les valeurs des moyennes mensuelles de l'albédo de simple diffusion pour 0,44 μm . Pour 2012, les valeurs varient entre 0,77 et 0,92 ce qui représente une tendance très importante de la diffusion par rapport à l'absorption qui dépasse 88%. Ce résultat peut être expliqué par un effet de monodispersion des particules, phénomène appuyé par les conditions d'évolution météorologiques.

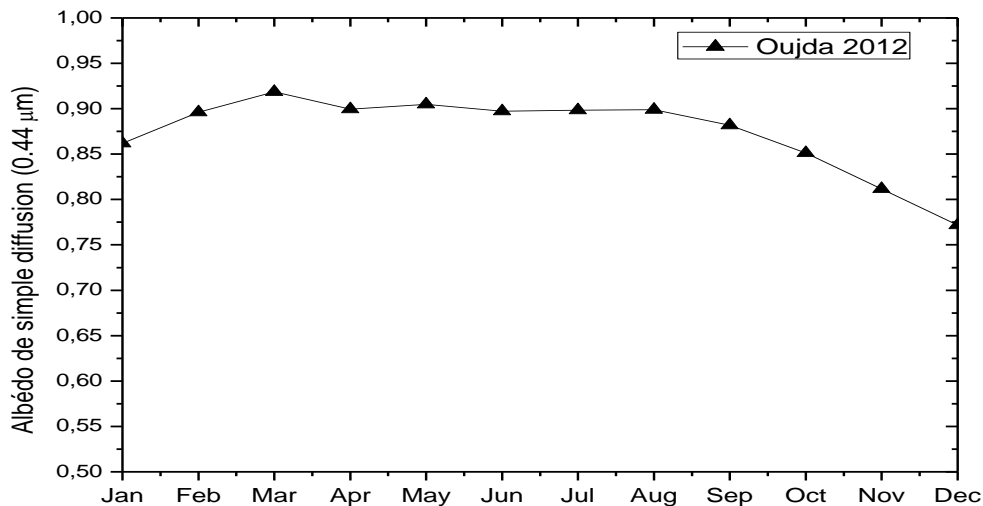


Figure 4: Moyennes mensuelles des albédos de simple diffusion pour Oujda 2012.

2.4. Facteur d'asymétrie (g)

Le facteur d'asymétrie est défini comme la valeur moyenne du cosinus de l'angle de diffusion (Θ) sur l'ensemble des directions de diffusion. Il peut être calculé à partir de la fonction de phase $P(\Theta, \lambda)$ qui représente la distribution angulaire du rayonnement diffusé à une longueur d'onde donnée [16] :

$$g(\lambda) = \langle \cos \Theta \rangle = \frac{1}{2} \int_0^\pi \cos(\Theta) \cdot P(\Theta, \lambda) \cdot \sin(\Theta) d\Theta \quad (7)$$

Pour une rétrodiffusion totale à 180° , g vaut -1, pour une diffusion isotrope, g vaut 0, pour une diffusion totale dans la direction du rayonnement incident, g vaut 1. L'aérosol atmosphérique, a un facteur d'asymétrie toujours positif, ce qui signifie que la plus grande partie du rayonnement diffusé l'est vers l'avant. Plus la taille des particules est grande, plus la diffusion se fait vers l'avant (faible angle de diffusion) et plus la valeur du facteur d'asymétrie est proche de 1.

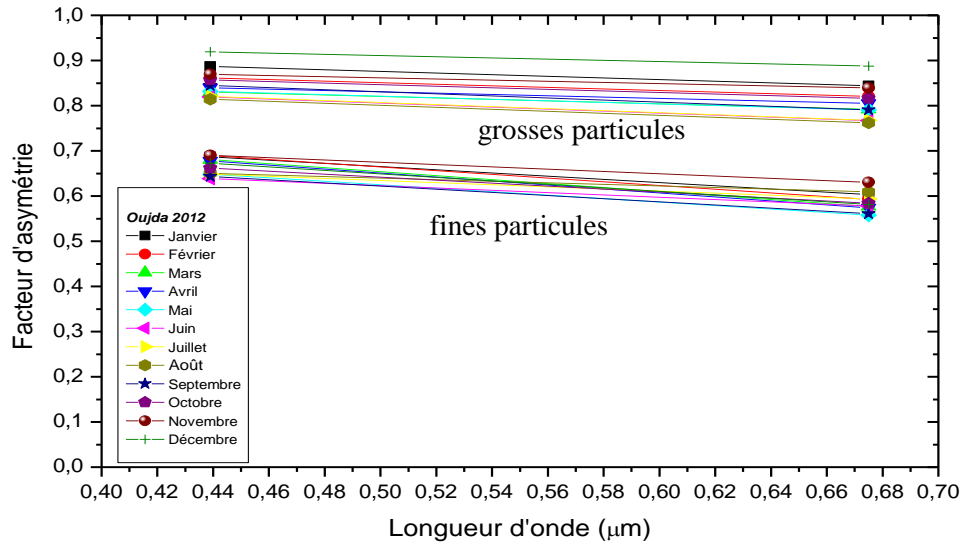


Figure 5 : Moyennes mensuelles des facteurs d'asymétrie pour les fines et les grosses particules pour Oujda 2012.

La figure 5 représente les moyennes mensuelles des facteurs d'asymétrie en fonction de deux longueurs d'onde (0,44 et 0,675 μm) pour les fines (sub-microniques) et les grosses (super-microniques) particules d'aérosols en 2012. Les valeurs de g pour les fines particules varient entre 0,55 et 0,7, et on observe une faible variation entre les saisons. Pour les grosses particules, les valeurs de g varient de 0,8 à 0,92, et on observe des variations mensuelles plus importantes dues à la variation de la composition minéralogique des particules, ce qui entraîne plus de diffusion vers l'avant.

2.5. Forçage radiatif de l'aérosol (FRA)

On appelle forçage radiatif de l'aérosol (exprimé en W/m^2) toute modification du flux radiatif net (généralement au sommet de l'atmosphère) due à l'aérosol atmosphérique. Un forçage radiatif positif tend à réchauffer le système terrestre, alors qu'un forçage négatif tend à le refroidir. Le forçage radiatif des aérosols est défini comme la différence du flux radiatif net résultant de la présence d'aérosols [17]. On peut le quantifier soit au sommet de l'atmosphère (z au sommet de l'atmosphère) ou soit à la surface au sol (z à la surface) suivant l'équation :

$$\Delta F_z = (F^\downarrow - F^\uparrow) - (F^{\downarrow 0} - F^{\uparrow 0}) \quad (8)$$

En distinguant le flux F^\uparrow (visible + infrarouge) montant et le flux F^\downarrow (visible + infrarouge) descendant. Les indices $(^\uparrow 0)$ et $(^\downarrow 0)$ correspondent aux flux calculés sans aérosol, ciel très clair.

Les aérosols (effet direct et indirect) exercent globalement un effet de refroidissement. Les forçages radiatifs des aérosols dépendent des propriétés intrinsèques de l'aérosol mais aussi de l'humidité relative de l'air ainsi que de l'albédo de surface du sol.

Les valeurs moyennes mensuelles du forçage radiatif de l'aérosol à la surface de la terre et au sommet de l'atmosphère sont présentées sur la figure 6. En surface terrestre, les valeurs sont variables entre $-15,81$ et $-61,26$ W/m^2 avec deux valeurs minimales enregistrées aux mois de Juillet et Août, caractérisés régionalement par une importante charge en aérosol désertique. Au sommet de l'atmosphère, le forçage radiatif de l'aérosol indique si un refroidissement ou un réchauffement du système terre-atmosphère se produit. Il dépend fortement de l'albédo de surface et de celui des particules d'aérosols. Les valeurs sur la région d'Oujda ont enregistré une variation de $-0,96$ à $-17,82$ W/m^2 qui correspond à une relativement faible contribution dans le sens du refroidissement du système terre-atmosphère.

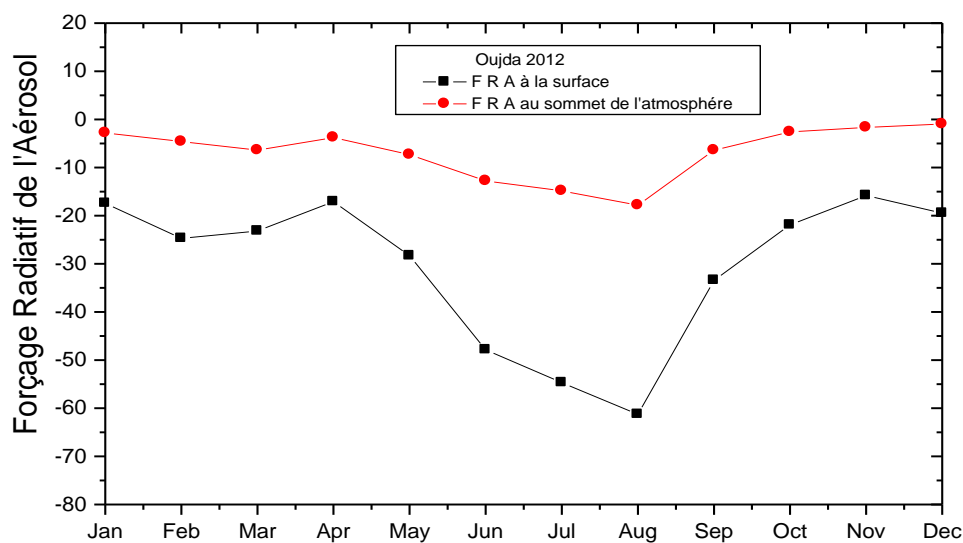


Figure 6 : Moyennes mensuelles des forçages radiatifs de l'aérosol à la surface et au sommet de l'atmosphère (W/m^2) pour Oujda 2012.

3. Conclusion

L'aérosol atmosphérique observé à Oujda au cours de l'année 2012 confirme l'importance de l'influence de l'aérosol désertique en été et, à un degré moindre, au printemps. Les résultats des EOA, g , ω_{ASD} et des forçages radiatifs de l'aérosol enregistrés sont en accord avec ceux obtenus antérieurement (campagne de mesures à Oujda en 1998 [3], [4]). L'aérosol atmosphérique est constitué principalement de deux types : désertique et maritime. Les moyennes mensuelles des valeurs élevées des EOA atteignent 0,42 en été. Les moyennes mensuelles des albédos de simple diffusion pour 0,44 et 0,675 μm montrent une tendance très importante de la diffusion par rapport à l'absorption qui dépasse 88 %. Les valeurs des facteurs d'asymétrie varient entre 0,8 et 0,92. Cela explique l'importance de la lumière diffusée principalement vers l'avant. Les moyennes mensuelles des forçages radiatifs de l'aérosol observées au sommet de l'atmosphère varient entre $-0,96$ et $-17,82$ W/m^2 . Ces valeurs représentent une augmentation du flux au sommet de l'atmosphère due à la diffusion du rayonnement vers l'espace par les aérosols contribuant ainsi au refroidissement du système Terre-Atmosphère. Les valeurs des forçages radiatifs de l'aérosol observées à la surface varient entre $-15,81$ et $-61,26$ W/m^2 , sont assez représentatives de l'importance des diffusions vers l'avant des grosses particules (en été) caractéristiques des aérosols désertiques qui entraînent une diminution du flux net à la surface.

Références

- [1] A. Slingo, T.P. Ackerman, R.P. Allan, E.I. Kassianov, S.A. McFarlane, J.C. Robinson, J.C. Barnard, M.A. Miller, J.E. Harries, J.E. Russell and S. Dewitte. Observations of the impact of a major Saharan dust storm on the atmospheric radiation balance. *Geophysical Research Letter*. 33 (2006), 124817, doi: 10.1029/2006GL027869.
- [2] W von Hoyningene-Huene and M. Wendisch. Variability of aerosol optical parameters by advective processes. *Atmospheric Environment*. 28 (1994), 923-933.
- [3] L. El Amraoui, M. Diouri, M. El Hitmy, R. Jaenicke, L. Schütz and W.von Hoyningen-Huene: Aerosol optical parameters over North Eastern. Morocco. *J. Aerosol Sci.* Vol 31 Supp1 pp S277- S278 (2000).
- [4] L. El Amraoui and M. Diouri (2001): Characterisation of different air mass influences in terms of aerosol optical parameters. *J. Aerosol Sci.* Vol 32 Supp1 pp S 643-S 644.
- [5] W.Von Hoyningen-Huene, T. Dinter, A.A.Kokhanovsky, J.P.Burrows, M.Wendisch, E. Bierwirth, D. Muller and M. Diouri: Measurements of desert dust optical characteristics at porte au sahara during SAMUM. *Tellus 61B* (2009), 206-215. Doi: 10.1111/j.1600-0889. 2008. 00405.x
- [6] T. Dinter, W.Von Hoyningen-Huene, J. P. Burrows, A. Kokhanovsky, E. Bierwirth, M. Wendisch, D. Muller , R. Kahn and M. Diouri. Retrieval of aerosol optical thickness for desert conditions using MERIS observations during the SAMUM campaign. *Tellus61B*, Doi: 10.1111/j.1600-0889.2008.00391.x.
- [7] O. Dubovik, A. Smirnov, B.N. Holben, M.D. King, Y.J. Kaufmann, T.F. Eck. Accuracy assessments of aerosol properties retrieved from aerosol robotic network (AERONET) sun and sky radiance measurements. *Journal of Geophysical Research*. 105 (2000), 9791-9806. 24, 59, 121.
- [8] A. Smirnov, B.N. Holben, T.F. Eck, O. Dubovik and I. Slutsker. Cloud-screening and quality control algorithms for the AERONET database. *Remote Sensing Environment*, 73(2000), 337-349.
- [9] B.N. Holben, T.F.Eck, I. Slutsker, D. Tanré, J. Buis and A. Setzer. AERONET-A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sensing of Environment*, 66 (1998), 1-16.
- [10] O. Dubovik and M.D.King. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurements. *J. Geophy. Res*, 105(D16) p 20673-20696 (2000).
- [11] M. Diouri and S.I. Sanda. Deduction of particle size distribution from aerosol optical depth. CLEOPATRE-I code. *Journal of Aerosol Science*, 28 (1997), S 459.
- [12] W von Hoyningene-Huene and M. Wendisch. Variability of aerosol optical parameters by advective processes. *Atmospheric Environment*. 28 (1994), 923-933.
- [13] M.I. Mishchenko, L.D. Travis and A.A. Lacis: Multiple Scattering of Light by Particles: Radiative Transfer and Coherent Backscattering, *Cambridge University Press*, Cambridge (2006).
- [14] E. G. Dutton, P. Reddy, S. Ryan, J. J. DeLuisi. Features and effects of aerosol optical depth observed at Mauna Loa, Hawaii: 1982–1992. *Journal of Geophysical Research*.99, 8295-8306.
- [15] F.Kasten and A.T.Young (1989). Revised optical air mass and approximation formula. *Applied Optics*, 28, 4735-4738.
- [16] J.H.Seinfeld and S.N.Pandis (1998). *Atmospheric Chemistry and Physics*. Wiley-Interscience publication.
- [17] D. Meloni, A. di Sarra, T. Di Iorio and G. Fiocco. *J.Quant.Spectrosc. Ra*, 93 (2005), 397-413.

Remerciements

Le photomètre utilisé dans cette étude est un don du LOA à l'équipe de physique de l'atmosphère d'Oujda.