

CARACTERISATION ET MODELISATION DES AEROSOLS ATMOSPHERIQUES SAHARIENS

Hamza Abderrahim¹, Augustin Mortier², Ahmed Hamou³

*¹Laboratoire de Chimie des Polymères, Département d Physique, Université d'Oran
Maitre de conférences, hamza_or@yahoo.fr*

*²Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université de Lille1
Doctorant, Augustin.Mortier@ed.univ-lille1.fr*

*³Laboratoire de Chimie des Polymères, Département de Physique, Université d'Oran
Professeur, ahmedhamou@yahoo.fr*

Résumé - *L'axe principal de ce travail, placé en aval d'une campagne de mesures internationale, de février 2006 à novembre 2006 à Tamanrasset, est dédié à la caractérisation des aérosols atmosphériques, et s'articule autour de deux grands axes : a) le traitement d'une part des données moyennes de l'épaisseur optique des aérosols, mesurée par le photomètre solaire du réseau AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/index.html>), afin d'extraire les paramètres utiles à la caractérisation des aérosols tels que le facteur de trouble β et le coefficient d'Angstrom α ; b) l'analyse de la granulométrie et des épaisseurs optiques, ainsi que leur composition chimique.*

Mots clés : *aérosols / épaisseur optique / granulométrie / photomètre solaire / composition chimique.*

Abstract- *The main focus of this work, downstream of a measurement campaign internationally from February 2006 to November 2006 in Tamanrasset. This article is dedicated to the characterization of atmospheric aerosols and it is structured around two main axes: a) treating a portion of mean data aerosol optical thickness, measured by the sunphotometer network AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/index.html>) to extract parameters useful to characterize aerosols such as turbidity factor β and Angstrom coefficient α ; b) the analysis of particle size and optical thickness, and as well as their chemical composition.*

Keywords: *aerosol / optical thickness / particle size / sunphotometer / chemistry*

1. Introduction

Les aérosols atmosphériques sont parmi les constituants primordiaux de l'atmosphère. On définit un aérosol comme la suspension dans un milieu gazeux de particules solides et/ou liquides, de dimensions généralement comprise entre 10^{-2} et $100 \mu\text{m}$ et de nature chimique très variée [1] présentant une vitesse de chute dans des conditions normales [2]. Ces particules jouent un rôle important sur le bilan radiatif de la terre car elles vont, du fait de leurs propriétés optiques, diffuser ou absorber le rayonnement solaire et tellurique [3]. Elles interviennent aussi sur le cycle hydrologique via leurs interactions avec les nuages [4]. On s'intéresse de plus en plus à l'aérosol désertique car d'une part, émis par les surfaces arides du globe, il représente la composante principale de la masse totale d'aérosol produite par an. Entre 30 % et 50 % des poussières minérales en suspension dans l'atmosphère ont comme source le Sahara et les zones désertiques proches [5]. D'autre part des études toxicologiques ont montré leur rôle dans certaines atteintes fonctionnelles respiratoires, le déclenchement de crises d'asthme et la hausse du nombre de décès pour cause cardiovasculaire [6].

2. Matériel et méthodes

2.1. Les coefficients τ , β et α

L'intensité du rayonnement solaire incident direct est atténuée par l'atmosphère d'un facteur $e^{-\tau_{ext}}$ où τ_{ext} (sans unité) est défini comme étant l'épaisseur optique (ou profondeur optique) des aérosols (AOD, Aerosol Optical Depth), mesurée directement par le photomètre pour six longueurs d'onde (340, 440, 500, 675, 870, 1020 nm). Le facteur de trouble β (ou turbidité) exprime la quantité d'aérosols dans l'atmosphère et caractérise le degré de pollution de l'air. Le coefficient d'Angström α (sans unité) est un indicateur de la taille des aérosols et de ses variations. Le réseau AERONET (Aerosol Robotic Network) fournit les valeurs des AOD pour quatre longueurs d'onde (en général 440, 676, 870 et 1020 nm). Il délivre aussi une série de résultats de différents algorithmes d'inversion [7] en termes de granulométrie, indice de réfraction, fonction de phase et facteur d'asymétrie de l'aérosol. Plusieurs algorithmes d'inversion des mesures au sol [8] ou spatiales [9] ont été proposés en utilisant la théorie de Mie et en faisant l'hypothèse de particules sphériques et homogènes. Les propriétés optiques et microphysiques sont obtenues par inversion

dite « Almucantar » des données du photomètre solaire [7]. Nous présentons dans cet article les résultats préliminaires de la caractérisation des aérosols atmosphériques de cette région du Hoggar algérien.

2.2. Modélisation de l'aérosol désertique

2.2.1. Détermination du facteur trouble β et du coefficient d'Angstrom α

La dépendance de l'épaisseur optique à la longueur d'onde est donnée par le coefficient d'Angström α [10]. A partir des AOD données à deux longueurs d'ondes différentes λ_1 (440 nm) et λ_2 (870 nm), α est calculé de la manière suivante :

$$\alpha(\lambda_1 - \lambda_2) = - \left[\frac{\log(AOD(\lambda_1)/AOD(\lambda_2))}{\log(\lambda_1/\lambda_2)} \right] \quad (1)$$

Les coefficients τ , β et α pour une longueur d'onde λ donnée sont liés par la relation :

$$\tau(\lambda) = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \quad (2)$$

La détermination du facteur de trouble β consiste à utiliser la méthode des moindres carrés sur les données de l'épaisseur optique des aérosols.

2.2.2. Représentation en modes log-normaux d'aérosols

Parmi plusieurs lois statistiques de la littérature permettant de modéliser la distribution en taille

de différents types d'aérosols (e.g la loi de Junge [11] ou la loi de Gamma de Diermendjian [12]), nous avons choisi d'utiliser une distribution de type lognormale car il a été prouvé qu'une telle fonction s'ajuste au sens des moindres carrés de manière satisfaisante à un grand nombre de situations naturelles [13, 14].

2.2.3. Distribution volumique des particules

La variation du nombre de particules n en fonction du rayon r pour un seul mode est régie par l'équation (3) :

$$n(r) = \frac{dN}{d \ln r} = \frac{n_0}{\sigma_0 \sqrt{2\pi}} \exp \left[- \frac{(\ln r - \ln r_0)^2}{2\sigma_0^2} \right] \quad (3)$$

Où $n(r)$ est le nombre de particules dont le logarithme népérien du rayon est compris entre $\ln r$ et $\ln r + d \ln r$, r_0 étant le rayon modal, σ_0 l'écart-type du logarithme népérien du rayon (la largeur de la distribution) et n_0 est le nombre de particules se trouvant dans le mode considéré.

Il n'est pas toujours adéquat de s'intéresser à la distribution du nombre de particules. La distribution de la surface convient mieux si l'on s'intéresse aux réactions chimiques dans lesquelles interviennent les aérosols. Si l'on cherche à évaluer la masse des aérosols, la distribution du volume V est intéressante.

L'équation (4) exprime la distribution en taille idéalisée en fonction des trois paramètres V_i , r_i et σ_i pour chaque mode :

$$\frac{dV}{d \ln r}(r) = \sum_{i=1}^n \frac{V_i}{\sqrt{2\pi} \ln \sigma_i} \exp \left[-\frac{1}{2} \frac{(\ln r - \ln r_i)^2}{(\ln \sigma_i)^2} \right] \quad (4)$$

avec $V_i = A_i \sqrt{2\pi} \ln \sigma_i$

La distribution $\frac{dV}{d \ln r}(r)$ est celle calculée à partir des paramètres du volume total modal V_i , du rayon modal r_i et de l'écart type modal σ_i , pour chacun des n modes.

L'amplitude de chaque mode est notée par le paramètre A_i .

2.2.4. Analyse des composants chimiques des aérosols

La composition minéralogique et/ou chimique des aérosols atmosphériques est très variable et dépend à la fois de la source émettrice des particules et de la dynamique atmosphérique. Les résultats d'études au voisinage de Tamanrasset en 1998 et 2006 de la répartition de la concentration massique des composantes chimiques de l'aérosol sont présentés dans la section 3.

3. Résultats et discussion

3.1. Estimation de τ , β et α

Le tableau 1 résume les résultats obtenus pour l'épaisseur optique τ , le facteur trouble β , et le coefficient d'Angstrom α , à partir des

équations (1) et (2), avec $\lambda_1=440$ nm et $\lambda_2=870$ nm. Les turbidités minimales et maximales ont été enregistrées respectivement pendant les mois de février et juin 2006.

Les pourcentages des turbidités faibles ($\beta < 0.1$), modérées ($0.1 < \beta < 0.3$) et fortes ($\beta > 0.3$) ont été respectivement de 10 %, 30 % et 60 %.

Tableau 1. Valeurs des moyennes mensuelles et écart-type σ des paramètres α et β des N valeurs mesurées sur le site de Tamanrasset en 2006

	N(τ)	τ	β	$\sigma(\beta)$	α	$\sigma(\alpha)$
Février	271	0,04	0,07	0,04	1,03	0,37
Mars	604	0,14	0,16	0,12	0,62	0,28
Avril	634	0,36	0,34	0,27	0,42	0,15
Mai	491	0,37	0,49	0,58	0,32	0,18
Juin	602	0,64	0,83	0,78	0,22	0,09
Juillet	776	0,41	0,43	0,29	0,46	0,23
Août	286	0,45	0,53	0,35	0,38	0,23
Septembre	211	0,55	0,54	0,25	0,19	0,07
Octobre	1141	0,23	0,27	0,19	0,32	0,10
Novembre	829	0,17	0,24	0,24	0,36	0,16

Les variations de β sont justifiées par des conditions climatiques particulières sur le site d'étude. Nous avons trouvé une bonne corrélation ($R = -0,73$) entre le facteur trouble et le coefficient d'Angstrom, qui justifie le principe que lorsque le facteur trouble est faible, le coefficient d'Angstrom est élevé.

La figure 1 ci-dessous illustre les variations des moyennes mensuelles des AOD mesurées à 440 nm et des AE calculés pour 440 et 870 nm, longueurs d'ondes sensibles aux petites et grosses particules atmosphériques.

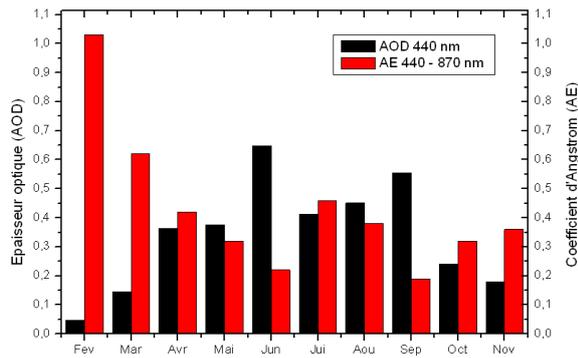


Figure 1. Moyennes mensuelles des AOD et AE à Tamanrasset

A l'exception du mois de février marqué par un $AE > 0,7$ traduisant une dominance de petites particules, l'ensemble des autres mois est caractérisé par des $AE < 0,7$ et donc une dominance de grosses particules ($r > 1\mu m$). L'analyse de cette figure met en évidence cette assertion.

3.2. Distribution en taille des aérosols

Une étude récente [15] a montré que des échantillons particuliers du désert localisés dans le couloir de poussière Sahara-Sahel (Sahara occidental, Algérie, Tchad et Niger) sont répartis en fractions de taille s'étendant de 1,5 à 20 μm .

3.3. Distribution volumique des aérosols

Elle représente la fonction de densité logarithmique de volume totale de particules avec une résolution en général de 15 classes en rayon entre 0,15 et 10 μm . C'est une grandeur intégrée sur la colonne exprimée en m^3 de

particules par m^2 de surface d'air. La figure 2 montre les spectres d'une distribution volumique bimodale typique de Tamanrasset, de 0600 à 0700 TU relevés tous les 30 mn le 01/07/2006.

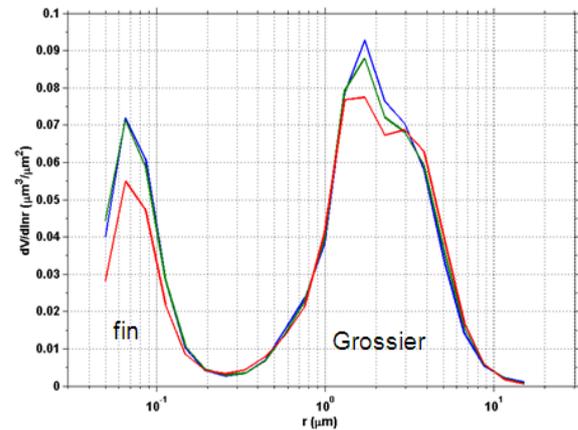


Figure 2. Distribution volumique en taille des aérosols à Tamanrasset le 01 juillet 2006 [21]

On distingue une distribution bimodale : un mode fin et un mode grossier avec respectivement des rayons modaux de 0,05 μm et 5 μm .

3.4. Composition chimique des aérosols

Ces dernières décennies de nombreuses études ont porté sur les sources des poussières sahariennes, avec cependant des résultats quelque peu concordants [e.g 15-16]. Des analyses du sol dans cette région du Hoggar, entre le 20 juin et le 21 novembre 2006, ont montré l'existence de divers éléments chimiques : Al, Ca, Fe, Mg, K, P, Si, Na, Ti.

La figure 3 illustre la concentration moyenne mensuelle de la composition chimique.

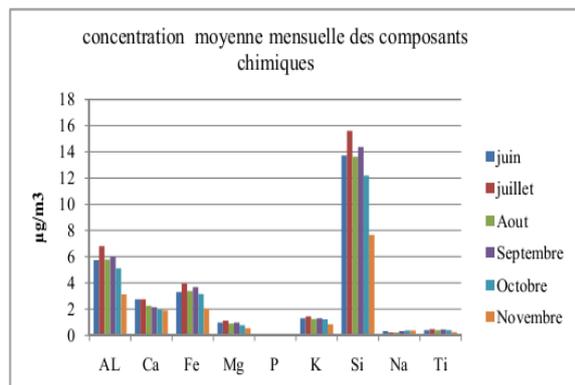


Figure 3. Concentration moyenne mensuelle des éléments minéraux des aérosols à Tamanrasset

Le silicium est prédominant dans la composition chimique de l'aérosol désertique à Tamanrasset et ce durant tous les mois d'observation, particulièrement marquée au cours des mois de juillet et de septembre avec des valeurs supérieures à $14 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Le tableau 2 ci-dessous montre la répartition de la concentration moyenne du sol en éléments chimiques dans la région de Tamanrasset, dans le cas de deux études : (Warneck, 1988) et (AMMA, 2006). On remarque une composante dominante en Si, Al et Fe, éléments très peu solubles dans l'eau, qui totalisent 82 % de la concentration massique par m^3 , dans le cas de l'étude de 2006. On notera aussi une augmentation significative des différents éléments de la composition chimique de l'aérosol désertique.

Tableau 2. Répartition de la concentration massique (%/masse) des composants chimiques de l'aérosol à Tamanrasset

Eléments	Warneck, 1988	AMMA, 2006
Si	33	49
Al	7,13	21
Fe	3,8	12
Ca	1,37	8
K	1,36	5
Mg	0,63	3
Na	0,63	1
Ti	0,46	1
P	-	Traces
Mn	0,085	-
Cr	0,02	-
Co	0,0008	-

4. Conclusion

Selon la classification de Kaufman un coefficient d'Angstrom inférieur à 0,7 correspond à la présence de grosses particules. Nos résultats correspondent bien à cette classification d'une part, et sont également confirmés d'autre part par l'étude de (Cuesta et al, 2008) [17]. D'autres mesures effectuées, dans des sites situés dans ou à proximité de zones désertiques, ont également mis en évidence la domination des particules du mode grossier accompagnée d'une augmentation des valeurs de l'épaisseur optique des aérosols (e.g [18-20]. Cette région du Hoggar est caractérisée par une distribution granulométrique bimodale largement dominée par le mode grossier ($r > 1 \mu\text{m}$). Cela a aussi

permis de discriminer deux saisons : a) une saison froide et sèche (automne-hiver) caractérisée par des épaisseurs optiques faibles et des coefficients d'Angström élevés ; b) une saison chaude et humide (printemps-été), caractérisée par de fortes et fréquentes tempêtes de poussières minérales, caractérisée par des épaisseurs optiques élevées et des coefficients d'Angström bas [22]. En termes de qualité de l'air, la connaissance détaillée des composés chimiques, nuisibles pour la santé humaine, contenus en forte concentration dans les aérosols éventuellement inhalés, permettrait d'en évaluer les impacts sanitaires.

Remerciements - We thank the AERONET and the AMMA Data and Services Center, especially J. Cuesta for providing access to the photometric data used in this study.

Références

- [1] Aitchison, J., and Brown, J. A. C. (1957) The lognormal Distribution Function, Cambridge University Press, Cambridge.
- [2] Shettle, E. P., and R. W. Fenn, « Models for the aerosol of the lower atmosphere and the effect of humidity variations on their optical properties», Opt. Phys. Div., Air Force Geophys. Lab., Hanscom Air Force Base, Mass., 1979
- [3] Y. J. Kaufman, D. Tanré, and O. Boucher, "A satellite view of aerosols in the climate system," Rev. Nature, vol. 419, pp. 215–223, 2002.
- [4] Ramanathan, V., P. J. Crutzen, J. T. Kiehl et D. Rosenfeld: Aerosols, Climate and The Hydrological Cycle, Science, 294, 2119-2124, 2001.
- [5] Grini A., G. Myhre, C. S. Zender, and I. S. A. Isaksen. Model simulations of dust sources and transport in the global atmosphere: Effects of soil erodibility and wind speed variability, J. Geophys. Res., 110, D02205, 2005.
- [6] Engelstaedter S. and R. Washington. Atmospheric controls on the annual cycle of North African dust, J. of Geo. Res., VOL. 112, D03103, doi:10.1029/2006JD007195, 2007
- [7] Delfino, R. J., Sioutas, C., and Malik, S.: Potential role of ultrafine particles in associations between airborne particle mass and cardiovascular health, Environ. Health Perspect., 113, 934–946, 2005.
- [8] Dubovik, O. and M. D. King: A flexible inversion algorithm for retrieval aerosol properties from sun and sky radiance measurements, J. Geophys. Res.-Atmospheres, 105, 20673-20696, 2002.
- [9] Nakajima, T., Tanaka, M., Yamano, M., Shiobara, M., Arao, K., Nakanishi, Y., 1989. Aerosol optical characteristics in the yellow sand events observed in May 1982 at Nagasaki. Part 2. Model. Journal of Meteorological Society 67, 279–2291.
- [10] Tanré, D. J. Haywood, J. Pelon, J.F. Léon, B. Chatenet, P. Formenti, P. Francis, P. Goloub, E.J. Highwood and G. Myhre: Measurement and modeling of the Saharan dust radiative impact: Overview of the Saharan Dust Experiment (SHADE), J. Geophys. Res., 108 (D18), 8574, doi: 10.1029/2002JD003273, 2003.
- [11] Angstrom, A., 1964. The parameters of atmospheric turbidity. Tellus 16, 64–75.
- [12] Junge, C. E., Air Chemistry and Radioactivity. New York: Academic Press, 382 p., 1963.
- [13] Diermendjian, D., Electromagnetic scattering on spherical polydispersions, American Elsevier, Pub, New York, 290 pages, 1969.
- [14] Hinds W.C., Aerosol technology, Wiley, New York, 442 pages, 1982.
- [15] Castillo Sonia, Teresa Moreno, Xavier Querol, Andrés Alastuey, Emilio Cuevas, Ludger Herrmann, Mohammed Mounkaila and Wes Gibbons, Trace element variation in size-fractionated African desert dusts, Journal of Arid Environments, Volume 72, Issue 6, June 2008, Pages 1034-1045. doi:10.1016/j.jaridenv.2007.12.00
- [16] Blanco, A., De Tomasi, F., Filippo, E., Manno, D., Perrone, M.R., Serra, A., Tafuro, A.M., Tepore, A., 2003. Characterization of African dust over southern Italy. Atmospheric Chemistry and Physics 3 (6), 2147–2159.
- [17] Caquineau, S., Gaudichet, A., Gomes, L., Legrand, M., 2002. Mineralogy of Saharan dust transported over western tropical Atlantic ocean in relation to source regions. Journal of Geophysical Research 107 (D15).
- [18] Tanré, D., Kaufman, Y. J., Holben, B. N., Chatenet, B., Karnieli, A., Lavenue, F., Blarel, L., Dubovik, O., Remer, L. A., Smirnov, A. 2001, Climatology of dust aerosol size distribution and optical properties derived from remotely sensed data in the solar spectrum. J. Geophys. Res. 106, D16, 18205
- [19] Kubilay, N., Cokacar, T., Oguz, T., 2003, Optical properties of mineral dust outbreaks over the northeastern
- [20] Masmoudi, M., Chaabane, M., Tanré, D., Gouloup, P., Blarel, L., Elleuch, F., 2003, Spatial and temporal variability of aerosol: size distribution and optical properties. Atm. Res, 66, 1
- [21] J. Cuesta, D. Edouart, 2006, P. H. Flamant, Processing of CALIPSO & TReSS Signals Preliminary retrievals using Bernoulli's & 2-Lidar streams solutions, CALIPSO Science Team Meeting Annapolis, MA, 3-5/10/06
- [22] Abderrahim Hamza. Apport du sondeur à laser (Lidar) dans l'étude de la pollution par les aérosols. Thèse : Sciences de l'Environnement et Climatologie. Université d'Oran, Département de Physique, 2012, 178p.