



LABORATOIRE D'OPTIQUE ATMOSPHÉRIQUE,  
UNIVERSITÉ LILLE 1

STAGE MASTER 2 RECHERCHE

---

**Étude des Aérosols en Méditerranée à  
partir des mesures Spatiales POLDER-3**

---

Quentin COOPMAN

*Superviseurs :*  
Isabelle CHIAPELLO  
Philippe GOLOUB

17 juin 2013



## **Remerciements**

*Je remercie avant tout Frédéric Parol, directeur, de m'avoir accueilli au sein du Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille.*

*J'exprime mes remerciements à Isabelle Chiapello, ma responsable de stage, non seulement pour ses explications, ses conseils, sa pédagogie et ses critiques constructives mais également pour sa disponibilité et la confiance qu'elle m'a accordée.*

*Je remercie Philippe Goloub et Fabien Waquet pour leurs conseils, et leurs remarques judicieuses pendant mon stage, ainsi que pour l'intérêt qu'ils ont montré pour le sujet.*

*Je remercie également Fabrice Ducos pour son aide, et le temps qu'il m'a accordé en particulier pour l'utilisation et la compréhension des données POLDER.*

*Je remercie Pierre Ayoub pour sa bonne humeur et le partage de sa culture Libanaise.*

*Enfin je remercie Romain De Filippi, pour son accueil chaleureux et sympathique, et ses conseils informatiques .*



# Sommaire

<b>Introduction</b>	<b>1</b>
<b>1 Présentation des paramètres aérosols et de leurs outils de mesures par télédétection</b>	<b>2</b>
1.1 Propriétés microphysiques et optiques des aérosols . . . . .	2
1.2 Mesures photométriques du réseau AERONET . . . . .	3
1.3 Mesures par POLDER-3 . . . . .	4
<b>2 Étude des aérosols sur les deux super sites ChArME<sub>x</sub> Ersa et Lampedusa</b>	<b>5</b>
2.1 Disponibilité des données AERONET . . . . .	5
2.2 Validation des données POLDER-3 . . . . .	6
2.3 Interprétation des données POLDER-3 . . . . .	8
2.3.1 Analyse des données journalières . . . . .	8
2.3.2 Évolutions saisonnières et interannuelles des aérosols . . . . .	10
<b>3 Analyse des données POLDER-3 sur l'ensemble de la mer Méditerranée</b>	<b>12</b>
3.1 Disponibilité et choix des paramètres aérosols fournis par POLDER-3 . . . . .	12
3.2 Analyse de la variabilité temporelle des aérosols . . . . .	14
3.2.1 Variations saisonnières . . . . .	14
3.2.2 Variabilité interannuelle . . . . .	15
3.2.3 Étude des aérosols en période estivale . . . . .	18
<b>Conclusion</b>	<b>21</b>
<b>Annexe</b>	<b>22</b>
<b>A Étude des évènements d'AOD (440nm) supérieures à 0,4 au dessus des 2 super-sites Charmex à partir des mesures photométriques</b>	<b>22</b>
<b>B Fréquences d'occurrence des moyennes journalières d'AOD<sub>670nm</sub> sur les sites de Lampedusa et Ersa</b>	<b>24</b>
<b>Références</b>	<b>25</b>



# Introduction

La Méditerranée est une région très touristique et soumise à plusieurs menaces environnementales, comme par exemple les inondations de ces dernières années qui ont eu un lourd bilan humain et économique. Ces événements, de par les enjeux scientifiques, ont motivé la Recherche afin de mieux les comprendre et tenter de les prévoir. Beaucoup d'études ont lieu en Méditerranée sur la pollution de l'eau, les pluies, et l'air. La Méditerranée est une région d'un intérêt particulier pour l'étude du contenu atmosphérique en aérosols car elle est sous l'influence de différents types de particules : les poussières désertiques transportées depuis le nord de l'Afrique, les particules de pollution et de feux de biomasse, venant en particulier d'Europe, et les embruns marins émis au niveau des surfaces marines. Ainsi, bien que l'Europe soit une région polluée, on constate parfois un taux de pollution de l'air plus élevé au dessus de la mer Méditerranée qu'au dessus de l'Europe de l'Ouest, notamment en été.

Le programme ChArMEx (Chemistry-Aerosol Mediterranean Experiment) a pour objectif d'étudier la composition atmosphérique, gazeuse et particulaire, de la région Méditerranéenne, à partir de campagnes de mesures sol et aéroportées (en été 2012 et 2013) ainsi que d'outils satellitaires et de modélisation. Deux stations météorologiques ont été choisies comme super-sites du projet ChArMEx, de par leur localisation géographique : Ersa et Lampedusa. En effet ces deux stations sont situées sur des îles, à différentes latitudes, au nord et à l'ouest du bassin Méditerranéen pour Ersa, et au sud et au centre du bassin pour Lampedusa (voir Figure 1).



FIGURE 1 – À gauche : photomètre AERONET (image crédit : NASA). Au centre : carte de la Méditerranée avec les stations de mesure ChArMEx Ersa (43 ° N, 9 ° E) et Lampedusa (35 ° N, 12 ° E) indiquées, et les 3 sous régions considérées : ouest (à l'ouest de 10 ° E), centre (longitude entre 10 ° E et 20 ° E) et est (longitude supérieure à 20 ° E). À droite : plateforme satellitaire PARASOL (image crédit : CNES)

Jusqu'à présent les études qui se sont intéressées aux aérosols en Méditerranée, par différents moyens de télédétection se sont appuyées soit sur des mesures photométriques locales, soit sur des observations satellitaires de capteur comme MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) (Papadimas et al., 2008) ou METEOSAT (METEOrology SATellite) (Moulin et al., 1998). Néanmoins les données du satellite PARASOL n'ont pas encore été analysées sur cette partie du globe. Le principal objectif de mon stage a été d'étudier la variabilité spatiale et temporelle des aérosols en mer Méditerranée à l'aide du capteur satellitaire POLDER-3/PARASOL.

Ainsi le rapport est divisé en trois parties principales : il s'agira tout d'abord de définir les paramètres utilisés pour l'étude des aérosols, et de présenter les capteurs utilisés pour leurs mesures. Ensuite, après la validation des données POLDER-3 par mesures au sol des photomètres du réseau AERONET, nous nous intéresserons à l'étude de la variabilité saisonnière et l'évolution des aérosols au niveau des deux super-sites ChArMEx de Ersa et Lampedusa. Enfin nous effectuerons l'analyse de la variabilité des aérosols sur tout le bassin Méditerranéen avec l'ensemble du jeu de données POLDER-3 disponibles sur la période 2005-2012.

# 1 Présentation des paramètres aérosols et de leurs outils de mesures par télédétection

## 1.1 Propriétés microphysiques et optiques des aérosols

Les aérosols sont des petites particules, allant jusqu'au micromètre en suspension dans l'atmosphère. Ces aérosols ont différentes natures : particules issues de la pollution urbaine ou industrielle (sulfates), poussières désertiques, particules carbonées émises par les feux de biomasse, embruns marins... Ils ont donc des origines très différentes, naturelles ou anthropiques, et présentent des tailles et des compositions chimiques variables. Leur étude est importante car les aérosols interviennent dans le bilan radiatif de la Terre et sont susceptibles d'avoir un rôle significatif sur le changement climatique. On peut classer les effets radiatifs des aérosols en deux grandes catégories : l'effet direct, lié à l'absorption et la diffusion du rayonnement solaire, et les effets indirects qui regroupent les impacts des aérosols sur les propriétés des nuages (durée de vie, propriétés optiques). Contrairement aux gaz à effet de Serre, les aérosols tendent majoritairement à refroidir la surface terrestre (Forster et al., 2007). Toutefois les effets de refroidissement ou de réchauffement varient selon les types d'aérosols (en particulier en fonction de leurs propriétés d'absorption) et les incertitudes sur l'estimation de ces différents effets restent très élevées (IPCC., 2007). Les aérosols en tant que polluants atmosphériques jouent également un rôle important sur la qualité de l'air et la santé. En général l'étude des aérosols a pour objectif d'analyser leur cycle de vie dans l'atmosphère depuis leurs émissions, processus de transport et retombées (par dépôt sec ou humide) et de mieux qualifier leurs impacts. De par leurs multiples origines et natures, plusieurs paramètres microphysiques permettent de les différencier les uns des autres, on peut citer leurs tailles (rayon moyen et distribution en taille) et leurs formes qui peuvent être très variables (sphérique ou non-sphérique). L'indice de réfraction dépend de la composition des aérosols, ou d'un mélange de différents types d'aérosols.

L'épaisseur optique, Aerosol Optical Depth (AOD) en anglais ou  $\tau$  selon les notations, et l'exposant d'Angström, Angström Exponent (AE) en anglais ou  $\alpha$  selon les notations, sont les deux paramètres accessibles par la plupart des outils de télédétection. Ils permettent de décrire les aérosols par mesures de l'extinction du rayonnement solaire avec une bonne précision (Holben et al., 2001).

L'épaisseur optique, est la fraction de la lumière incidente qui se trouve diffusée et absorbée par les aérosols, intégrée sur toute la hauteur de la colonne atmosphérique. Ce paramètre nous renseigne entre autre sur la quantité d'aérosols présente dans l'atmosphère : si la concentration en aérosols est élevée, leur interaction avec la lumière incidente (Soleil) sera plus importante entraînant une luminance mesurée dans la direction de la lumière incidente plus faible : l'épaisseur optique des aérosols sera plus forte.

L'AOD dépend de la concentration en particules, de la longueur du trajet de la lumière mais aussi de la longueur d'onde  $\lambda$ . En effet l'AOD et la longueur d'onde sont reliées par l'exposant d'Angström. Ainsi en prenant deux longueurs d'ondes différentes  $\lambda_1$  et  $\lambda_2$  on peut facilement relier les paramètres AOD ( $\tau$ ) et AE ( $\alpha$ ) :

$$\tau_{\lambda_1} = \tau_{\lambda_2} \cdot \left( \frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right)^\alpha \quad (1)$$

L'exposant d'Angström, nous donne une information sur la taille des particules présentes dans la colonne atmosphérique. Dans la grande majorité des cas on peut considérer que les aérosols sont repartis en deux modes : fin et grossier. Ainsi, si l'AE est faible, l'AOD variera peu avec la longueur d'onde, il y aura donc une majorité de grosses particules (diamètre supérieur au micromètre) (Lenoble, 1993). L'exposant d'Angström varie généralement de 0 à 4, 4 étant pour une

atmosphère purement moléculaire (sans aérosol-diffusion Rayleigh). À partir de l'équation (1) nous remarquons que l'AOD mesurée sera fortement diminuée si la longueur d'onde utilisée est grande, et cette diminution sera d'autant plus forte si  $\alpha$  est grand (petites particules).

L'Albédo de diffusion simple  $\omega_0$  (Single Scattering Albedo (SSA) en anglais) est un paramètre important car il permet de rendre compte de l'absorption des aérosols et de caractériser différents types d'aérosols en s'appuyant sur les travaux de Dubovik et al. (2002). L'albedo de simple diffusion est le rapport de l'épaisseur optique de diffusion à l'épaisseur optique d'extinction (diffusion et absorption) dans le cas d'une atmosphère homogène. C'est donc un paramètre toujours positif et sans unité ; la valeur maximale est 1 (dans un cas de diffusion totale), et la valeur minimale rencontrée sur les sites de Lampedusa et Erba est proche de 0,7, correspondant à une forte absorption des aérosols.

L'AOD et AE, qui donnent un indice respectivement sur la concentration et sur la taille des particules présentes dans l'atmosphère, sont deux paramètres fondamentaux lors de la télédétection des aérosols depuis le sol et l'espace.

## 1.2 Mesures photométriques du réseau AERONET

AERONET (AERosol RObotic NETwork) est un réseau réunissant aujourd'hui 300 sites photométriques sur tout le globe avec des périodes de mesures variables. Lancé en 1993, le réseau a fêté ses 20 ans en mai dernier. Les photomètres réalisent des mesures d'atténuation atmosphérique par visée directe du soleil et des mesures de rayonnement diffus (luminance du ciel) dans une gamme de longueurs d'ondes discrètes de 380 à 1020 nm (Holben et al., 1998 ; Dubovik et al., 2002). Les mesures d'atténuation permettent, après étalonnage de l'instrument, la détermination des épaisseurs optiques spectrales des aérosols et d'en déduire l'exposant d'Angström. Ces mesures sont réalisées toutes les 15 minutes. Les mesures de rayonnement diffus (plan principal solaire - almucantar cercle parallèle à l'horizon et passant par le centre apparent du soleil sur la sphère céleste.), permettent de retrouver, après inversion, les principales caractéristiques physiques des aérosols présents dans la colonne atmosphérique (15 mesures par jour) :

- Des informations sur leur distribution en taille (pour des rayons compris entre 0,05 et 15  $\mu\text{m}$ ) : distribution en taille volumique et AOD du mode grossier et du mode fin.
- Des informations sur leur composition : indice de réfraction complexe, et SSA, lorsque la charge en aérosols est suffisante (seuil sur l'AOD<sub>440nm</sub> à 0,4).
- Des informations sur leur forme : à savoir plus ou moins sphérique.

Les paramètres aérosols restitués par les photomètres sont utilisés comme références dans de nombreuses études de validation des produits satellitaires (Bréon et al., 2011) car l'incertitude sur l'AOD mesurée est faible notamment à 440nm ( $\Delta\tau_{440nm} = 0,01$ ) (Dubovik et al., 2002).

De plus les mesures du réseau AERONET sont une source d'information importante sur les propriétés des aérosols utiles pour différentes études de qualité de l'air, ou de climatologie régionale,... (Mallet et al., 2013 ; Léon et al., 2009) Il existe plusieurs niveaux de traitement de données : de niveau 1 (données brutes), de niveau 1.5 (données filtrées par un masque nuage) et de niveau 2.0 (qualité optimale). Les différents travaux présentés dans ce rapport ont été réalisés à partir des moyennes journalières des données AERONET de niveau 2.0 en ciel clair (non nuageux).

Nous avons utilisé dans cette étude les paramètres suivants :

- AOD 675 nm
- AOD petites particules 675 nm (AOD<sub>f675</sub>)
- AOD 870 nm
- AOD petites particules 870 nm (AOD<sub>f870</sub>)
- l'albédo de simple diffusion à 441, 675, 869 et 1020 nm

– la distribution en taille volumique de 0,05 à 15  $\mu\text{m}$

### 1.3 Mesures par POLDER-3

POLDER (POLarized and Directionality of Earth Reflectances) est un radiomètre grand champ permettant des mesures spectrales, directionnelles et polarisées du rayonnement solaire réfléchi par le système Terre-Atmosphère. À partir de ses mesures et des algorithmes scientifiques développés au LOA, ce capteur spatial permet notamment de restituer les propriétés des aérosols et des nuages.

POLDER-3 est le 3<sup>ème</sup> instrument de la série POLDER dont les deux premiers ont essuyé des problèmes techniques. En effet deux instruments POLDER-1 et -2 ont été en opération pour des durées de quelques mois sur des plateformes japonaises (ADEOS-1 et -2). POLDER-3 est embarqué sur la plateforme PARASOL qui a fait partie de l'A-TRAIN (constellation de satellites) de décembre 2004 à décembre 2009, date à laquelle POLDER-3 a été sorti de l'A-TRAIN. Toujours en opération à ce jour (juin 2013), il a fourni plus de 8 ans de mesures depuis mars 2005 de façon quasi-continue. Pour de nombreux instruments le balayage d'une scène est assuré par défilement

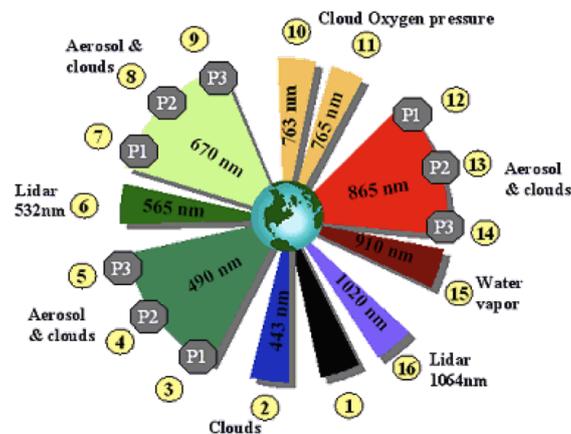


FIGURE 2 – Différent canaux spectraux POLDER-3 permettant l'acquisition à différentes longueurs d'ondes : P1 (+60°), P2 (0°) et P3 (-60°) représentent les 3 directions de polarisation des filtres (image crédit : CNES)

du satellite et d'un système mécanique avec une barrette CCD pour avoir les 2 dimensions. Une des caractéristiques de POLDER-3 est d'utiliser une Matrice CCD à la place de la barrette. A chaque prise de vue il n'y a pas un Pixel enregistré mais tout un ensemble, c'est pour cela qu'un Pixel observé peut l'être à nouveau avec un angle de visée différent, et ce jusqu'à 16 fois. Le capteur satellitaire permet des mesures de luminance dans 9 canaux spectraux (de 443 à 1020 nm), dont 3 polarisés (490, 670 et 865 nm) (Tanré et al., 2011) comme le montre la Figure 2. Un des avantages des mesures polarisées est qu'elles permettent de décrire les aérosols au dessus des continents car la surface terrestre est peu polarisante.

POLDER-3 utilise deux algorithmes différents pour retrouver les propriétés des aérosols au dessus des terres (Herman et al., 1997 ; Deuzé et al., 2001) ou des océans (Herman et al., 2005). Notons que j'ai uniquement utilisé les produits aérosols POLDER-3 restitués au dessus de la mer. De même que les photomètres, POLDER-3 ne permet pas actuellement la restitution des paramètres aérosols qu'en ciel clair. Les pixels contaminés par la présence de nuages sont éliminés grâce à l'application d'un masque nuage (Bréon and Colzy, 1999). Ainsi, en se basant sur les propriétés spectrales de polarisation, et les propriétés angulaires de diffusion des aérosols, POLDER-3 peut séparer les aérosols en deux modes, fin ou grossier comme le photomètre, mais également

au dessus des surfaces océaniques en grossier-sphérique et non-sphérique à 865nm. POLDER-3 permet des observations sur la totalité du globe en deux jours, on peut donc récupérer au mieux une mesure par jour et par site quand le capteur passe au dessus de notre site de mesure et si la couverture nuageuse est nulle.

Les données POLDER-3 que nous avons utilisées sont de niveau 2.0, et la résolution des pixels utilisés dans notre étude est d'environ 18,5 km<sup>2</sup> (Super pixel associant 3×3 pixels). L'épaisseur optique aérosols restituée par POLDER-3 au dessus de la mer a été évaluée assez fiable en comparaison de celle fournie par les données photométriques AERONET, avec une incertitude sur la mesure de l'ordre de  $\pm 0,05\tau \pm 0,05$  (Tanré et al., 2011). Nous verrons plus en détail dans la partie 2.2 une validation spécifique des produits POLDER-3 sur les deux super-sites Méditerranéens de Ersa et Lampedusa. Les principaux produits POLDER-3 utilisés pendant le stage ont été l'épaisseur optique aérosol à 670 nm et 865 nm, pour les différents modes (fin, grossier-sphérique et -non-sphérique) et l'exposant d'Angström (865-670nm). On peut noter que l'AOD<sub>totale</sub> et l'AOD du mode fin sont restituées pour tous les pixels océaniques non nuageux alors que les épaisseurs optiques des modes grossier sphérique et non sphérique ne sont estimées que pour des conditions géométriques favorables, ce qui limite le nombre de mesures disponibles. Afin d'obtenir le signal optimal pour les petites et grosses particules, j'ai privilégié l'utilisation de l'épaisseur optique à 670nm (cf équation 1 partie 1.1). Pour augmenter le nombre d'observations et pour calculer l'AOD du mode grossier à 670nm, nous avons utilisé la différence entre l'AOD totale et l'AOD du mode fin à 670nm.

## 2 Étude des aérosols sur les deux super sites ChArMEx Ersa et Lampedusa

### 2.1 Disponibilité des données AERONET

Afin de caractériser au mieux les deux super sites de Ersa et Lampedusa, j'ai récupéré les données AERONET, dont la fiabilité est optimale (niveau 2.0). Dans l'optique de les comparer aux paramètres aérosols fournis par POLDER-3, je me suis intéressé uniquement aux données disponibles à partir de 2005, afin d'éviter les biais dus à un changement d'évolution des paramètres aérosols. Le Tableau 1 montre que le site de Ersa, situé dans la partie nord de la Méditerranée,

sites	AERONET data		POLDER data	
	Ersa	Lampedusa	Ersa	Lampedusa
Latitude (°N)	43 ° 00' 14''	35 ° 31' 01''	-	-
Longitude( ° E)	9 ° 21' 32''	12 ° 37' 55''	-	-
début	Jun 2008	Jan 2005	Mar 2005	Mar 2005
fin	Jan 2012	Aug 2011	Dec 2012	Dec 2012
nombre d'années complètes	2	1	7	7
Nb. de jour d'obs.	869 (30%)	803 (28%)	1176 (41%)	1244 (43%)
$\tau_{675nm}$ ( $\sigma$ )	0,10 (0,07)	0,15 (0,15)	0,14 (0,10)	0,20 (0,19)
$\alpha$ ( $\sigma$ )	1,28 (0,44)	0,94 (0,50)	0,82 (0,47)	0,59 (0,38)

Tableau 1 – Disponibilité des données AERONET et POLDER-3 sur les 2 sites de Ersa et Lampedusa. Les pourcentages sont indiqués sur 2880 jours soit 7 ans d'observations quotidiennes. Les AOD et AE restitués par POLDER-3 et AERONET en moyenne sur toute la période considérée sont indiquées avec les écarts-types.

est caractérisé par des contenus en aérosols plus faibles en moyenne que Lampedusa. En re-

vanche, l'exposant d'Angström est plus élevé probablement du fait de l'influence moins forte des poussières minérales (Nabat et al., 2013). Cependant le nombre de jours de mesures photométriques AERONET disponibles est faible, ne dépassant pas 35% pour la période 2005-2012. En effet si nous regardons plus en détail, à Ersa les mesures ne sont disponibles qu'à partir de 2008 et de longues périodes sont ensuite sans mesure ( par exemple l'année 2012, août 2009,...). À Lampedusa les mesures commencent dès janvier 2005, mais il n'y a plus de mesure de juin 2006 à mars 2010. Dans ces conditions les données AERONET ne sont pas suffisantes pour décrire la variabilité des aérosols ces dernières années. Seule l'année 2005 est complète à Lampedusa. À Ersa se sont les années 2010 et 2011 qui n'ont pas connus d'interruption dans les mesures. Bien que POLDER-3 ne puisse réaliser qu'une mesure par jour, le Tableau 1 montre qu'il y a plus de jours où les aérosols sont observés avec POLDER-3 qu'avec le photomètre AERONET sur ces deux sites. A noter que les données POLDER-3 sont moyennées sur une zone de  $1^\circ \times 1^\circ$  pour chaque site. Ainsi chaque saison est représentée même si, à cause de la couverture nuageuse, les mois d'hiver sont toujours moins représentés ( $\simeq 30\%$  du nombre de jours d'hiver total) comparés aux mois d'été ( $\simeq 59\%$ ) (résultats non présentés).

On peut constater que les données AERONET tout comme les paramètres restitués par POLDER-3 montrent que les particules détectées à Lampedusa sont en moyenne plus grosses (exposant d'Angström plus faible) avec une épaisseur optique plus forte qu'à Ersa. Néanmoins on remarque que les moyennes ne sont pas strictement les mêmes, en particulier pour l'exposant d'Angström : même si les différences entre les deux stations sont les mêmes, l'écart-type nous montre que la dispersion des mesures est plus grande à Lampedusa pour AERONET et à Ersa pour POLDER-3. Ces différences peuvent être dues aux jours de mesure qui ne sont pas identiques.

Il est nécessaire d'avoir recours au produit satellitaire, mais il faut avant d'utiliser POLDER-3, valider ses données, c'est à dire évaluer leur qualité en les comparant avec celles d'AERONET (utilisées comme référence).

## 2.2 Validation des données POLDER-3

Afin de s'assurer de la bonne concordance des données aérosols POLDER-3 et AERONET, nous allons développer dans cette partie la validation des produits POLDER-3 par AERONET en se basant sur les mesures qui ont été effectuées les mêmes jours. Des études ont déjà été effectuées validant les données POLDER-3 par rapport aux données AERONET comme Bréon et al. (2011), Tanré et al. (2011) ou encore Kokhanovsky et al. (2010). Le travail effectué dans cette partie n'a pas pour but de se substituer à ces études globales, mais plutôt de réaliser une étude plus en détail sur les sites de Ersa et Lampedusa car peu d'études de validation ont été réalisées spécifiquement dans la région du bassin Méditerranéen.

La Figure 3 et le Tableau 2 référencent les différents paramètres aérosols restitués par POLDER-3 et AERONET et comparés dans notre étude. Comme AERONET ne permet pas la distinction entre l'AOD grossier sphérique et non sphérique à 870nm, nous avons pris l'AOD grossier POLDER-3 comme la somme de ces deux paramètres. Nous pouvons remarquer que la corrélation entre POLDER-3 et AERONET est bonne (coefficients de corrélation de 0,84 jusqu'à 0,92 pour l'AOD à 670 nm et 865 nm). Il est à noter également qu'un filtrage des mesures sur l'épaisseur optique est nécessaire afin d'obtenir une bonne corrélation sur l'exposant d'Angström : en effet s'il n'y a pas eu suffisamment de diffusion de la lumière par les aérosols, l'exposant d'Angström ne peut pas être optimale.

Les valeurs de pentes nous indiquent que l'AOD à 670 et à 865 nm, ainsi que celle du mode grossier à 865nm, sont légèrement surestimés par POLDER-3. L'AOD aux deux longueurs d'ondes du mode fin et l'exposant d'Angström sont en revanche sous-estimés par POLDER-3. Ceci avait déjà été observé par Goloub et al. (1999) à partir des mesures de POLDER-1 à l'échelle

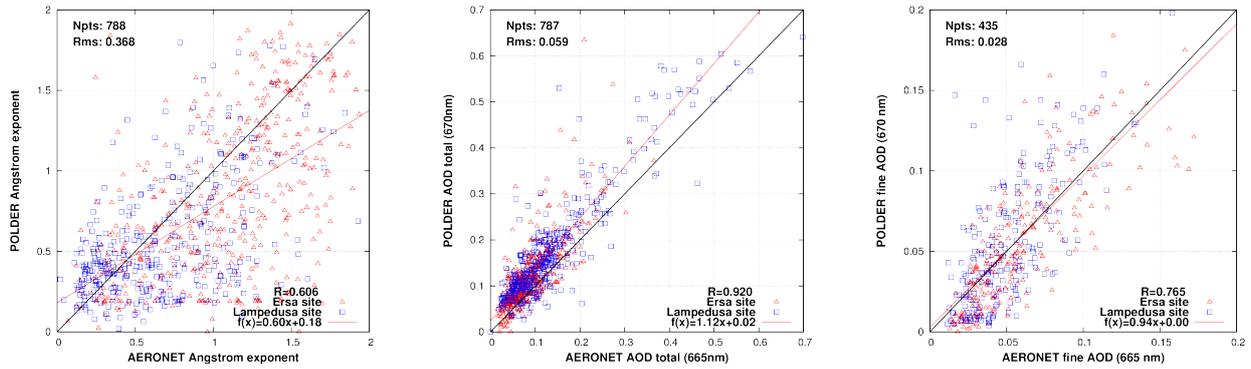


FIGURE 3 – Comparaison entre les produits aérosols PARASOL Polder-3 au dessus de l’océan et des mesures AERONET pour les 2 sites de Lampedusa (en bleu) et Ersa (en rouge) sur la période 2005-2012. À gauche il s’agit de l’exposant d’Angström 670-865, au centre de l’épaisseur optique totale à 670nm, et à droite de l’épaisseur optique du mode fin à 670nm. Sont également indiqués sur les Figures les coefficients de corrélation, les pentes et les erreurs quadratiques moyennes (Rms).

Paramètres	Pente	Coeff. de corrél.	Rms	Nb j. d’ obs. sur la période 2005-2012
$\tau_{670nm}$	1,12	0,92	0,059	787
$\tau_{670nm}$ (fine)	0,96	0,77	0,028	435
$\tau_{865nm}$	1,09	0,92	0,101	787
$\tau_{865nm}$ (fine)	0,95	0,85	0,013	435
$\tau_{865nm}$ (coarse)	1,11	0,89	0,047	219
$\alpha$	0,60	0,61	0,368	786
$\alpha$ (with $\tau > 0,1$ )	0,86	0,84	0,22	219

Tableau 2 – Résultats des comparaisons entre les produits aérosols coincidents POLDER-3 et AERONET pour Ersa et Lampedusa. Les paramètres comparés sont l’AOD à 670 et 865 nm, l’AOD du petit mode à 670 et 865 nm, l’AOD du gros mode à 865 nm, et l’exposant d’Angström (670-865nm) avec et sans un filtre sur les jours dont l’AOD moyenne à 670nm est inférieure à 0,1 (Goloub et al., 1999). L’étude inclut pente, coefficient de corrélation, erreur quadratique moyenne des données POLDER-3 en fonction des données AERONET et le nombre de jours d’observation en commun aux 2 jeux de données.

globale. Ces différences peuvent s’expliquer par la différence de rayons de coupures utilisés par les algorithmes d’inversions POLDER-3 et AERONET. Le rayon de coupure est la limite utilisée pour séparer les particules en fonction de leurs rayons dans les deux modes : fin ou grossier. Ceux utilisés dans les deux algorithmes d’inversion POLDER-3 et AERONET sont différents ( $r_{Pol}=0,5\mu m$  et  $r_{Aer}$  est déterminé en utilisant le rayon entre  $0,439\mu m$  et  $0,992\mu m$  mesuré qui correspond à la séparation des deux modes, minimum de la distribution en taille, mais il se retrouve souvent supérieur à  $0,5\mu m$ ). POLDER-3 considérera généralement un nombre de grosses particules plus élevé qu’AERONET, entraînant donc une plus forte contribution de l’AOD du mode grossier et à l’inverse une plus faible part de l’AOD du mode fin. Mais cette différence n’explique pas la surestimation de l’AOD totale restituée par POLDER-3 en comparaison à celle fournie par AERONET.

En conclusion, concernant nos deux stations, on peut considérer que les corrélations obtenues entre les données POLDER-3 et AERONET confirment la bonne qualité des paramètres aérosols POLDER-3 comparés sur les 2 sites Méditerranéens qui nous intéressent. Comme le montre la Figure 4 l’AOD à 670 nm restituée par POLDER-3 en moyenne mensuelle suit des variations

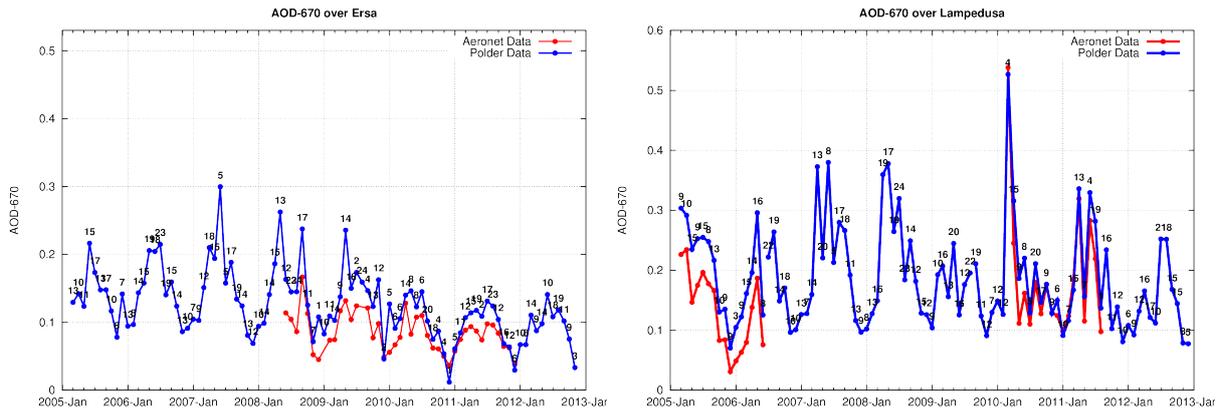


FIGURE 4 – Moyenne mensuelle de l’AOD à 670 nm restituée par POLDER-3 (en bleu) et par Aeronet (en rouge) au dessus de Ersa (gauche) et Lampedusa (droite) de mars 2005 à décembre 2012. Les moyennes sont effectuées avec les jours communs de mesure POLDER-3 et AERONET, et les données POLDER-3 seules quand il n’y a pas les données AERONET. Le nombre de jours utilisés pour le calcul de la moyenne mensuelle est indiqué au dessus des moyennes et varie de 1 à 23.

assez similaires à celle fournie par les données AERONET. Les données POLDER-3 vont donc nous permettre d’étudier la variabilité des aérosols sur ces 2 sites pendant les 8 dernières années (2005-2012).

### 2.3 Interprétation des données POLDER-3

Ayant validé les données POLDER-3 dans la partie 2.2, et ayant constaté l’avantage apporté par POLDER-3 sur le nombre de mesures disponibles, nous pouvons examiner plus attentivement la variabilité des aérosols sur les deux sites qui nous intéressent.

#### 2.3.1 Analyse des données journalières

Notre étude commencera par une analyse des caractéristiques générales des aérosols de nos deux sites en utilisant les moyennes journalières.

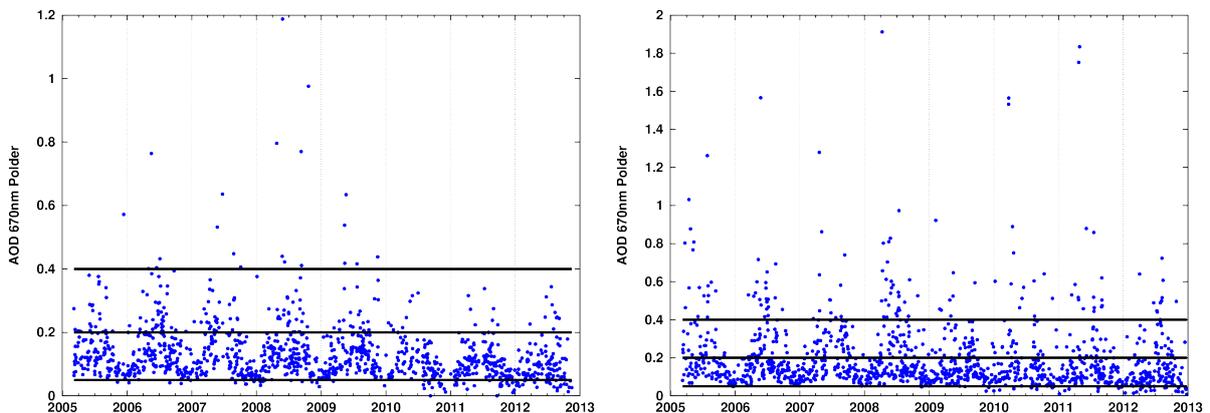


FIGURE 5 – Moyennes journalières des AOD à 670 nm restituées par POLDER-3 au dessus de Ersa (à gauche) et Lampedusa (à droite) de mars 2005 à décembre 2012. Les traits noirs correspondent à 3 valeurs seuil d’AOD à 0,05, 0,2 et 0,4.

La figure 5 nous montre que les valeurs d’AOD ne sont pas uniformément réparties, certaines classes d’AOD sont peu représentées ( $AOD < 0,05$ ), et d’autres classes au contraire regroupent la plupart des journées ( $0,05 < AOD < 0,2$ ). Le Tableau 3 confirme que la majorité des

Classe d’AOD	Ersa		Lampedusa	
	fréquence (%)	AE moyen	fréquence (%)	AE moyen
0-0,05	7,7	0,37	3,1	0,30
0,05-0,20	77,2	0,87	65,3	0,66
0,20-0,4	13,2	0,83	21,7	0,51
0,4-v.max	1,9	0,30	9,9	0,36

Tableau 3 – Fréquence d’occurrence des moyennes journalières d’AOD<sub>670nm</sub> POLDER-3 sur les sites de Lampedusa et Ersa par classe d’AOD. La valeur moyenne de l’exposant d’Angström est indiquée pour chaque classe. La valeur maximale pour chaque site (v. max) est de 1,2 à Ersa et 1,9 à Lampedusa. Les classes d’AOD ayant initialement été définies par pas de 0,05 (voir annexe B), le Tableau résume les résultats obtenus pour les plus fortes et les plus faibles valeurs d’AOD.

valeurs d’AOD<sub>670nm</sub> se retrouvent entre 0,05 et 0,2 pour nos deux sites. Un faible pourcentage est supérieur à 0,2, journée d’intensité modérée en aérosols, et les cas supérieurs à 0,4 peuvent être considérés comme des journées de forte intensité en aérosols.

La valeur du seuil de l’évènement pourrait être définie pour chaque site de la Méditerranée, la moyenne de l’AOD étant différente d’un site à l’autre, mais nous avons préféré fixer un seuil unique afin de s’affranchir du lieu géographique et de la période de mesure considérée.

On peut dès lors définir nos différentes classes : les journées pour lesquelles l’AOD mesurée à 670nm est inférieure à 0,05 sont des journées dont l’atmosphère est propre (très faible contenu en aérosols). La classe de 0,05 à 0,20 correspond plutôt au “bruit de fond” du contenu en aérosols dans l’atmosphère. Lorsque l’AOD est comprise entre 0,2 et 0,4 la journée est soumise à un évènement d’aérosols (d’intensité modérée). Enfin les journées avec des AOD supérieures à 0,4 sont sous l’influence d’évènements qualifiés d’extrêmes. Avec le Tableau 3, on constate que le site de Ersa est moins influencé par les journées de fortes AOD. En effet son maximum est de 1,2 et seulement 15% des AOD<sub>670nm</sub> mesurées sont supérieures à 0,2, alors qu’à Lampedusa le maximum d’AOD<sub>670nm</sub> enregistrée est de 1,9 avec 32% des AOD<sub>670nm</sub> au dessus de 0,2. Il y a donc deux fois plus d’évènement d’aérosols d’intensité modérée à extrême à Lampedusa qu’à Ersa.

En moyenne les plus petites particules contribuent à la classe d’AOD 0,05-0,20 (AE > 0,6 sur les deux sites), alors que les plus grosses particules se retrouvent dans les classes d’AOD 0-0,05 (atmosphère propre, influence probable des aérosols marins) et 0,4-v.max (atmosphère chargée en aérosols, influence des poussières désertiques). Néanmoins il y a quelques différences entre les deux stations : dans la catégories des évènements (0,2-0,4), on constate que l’AE moyen est de 0,83 à Ersa et de 0,51 à Lampedusa. Ainsi à Ersa les petits aérosols contribuent aux évènements, alors qu’à Lampedusa, leur contribution est moindre.

Nous pouvons dès lors nous rendre compte que le site de Lampedusa est fortement influencé par des aérosols désertiques (faible exposant d’Angström et forte AOD) alors qu’à Ersa, les aérosols fins, probablement de pollution (fort exposant d’Angström et AOD modérée), ont une contribution plus importante.

### 2.3.2 Évolutions saisonnières et interannuelles des aérosols

La Figure 5 montre que les mesures journalières POLDER-3 avec de fortes AOD se produisent surtout l'été.

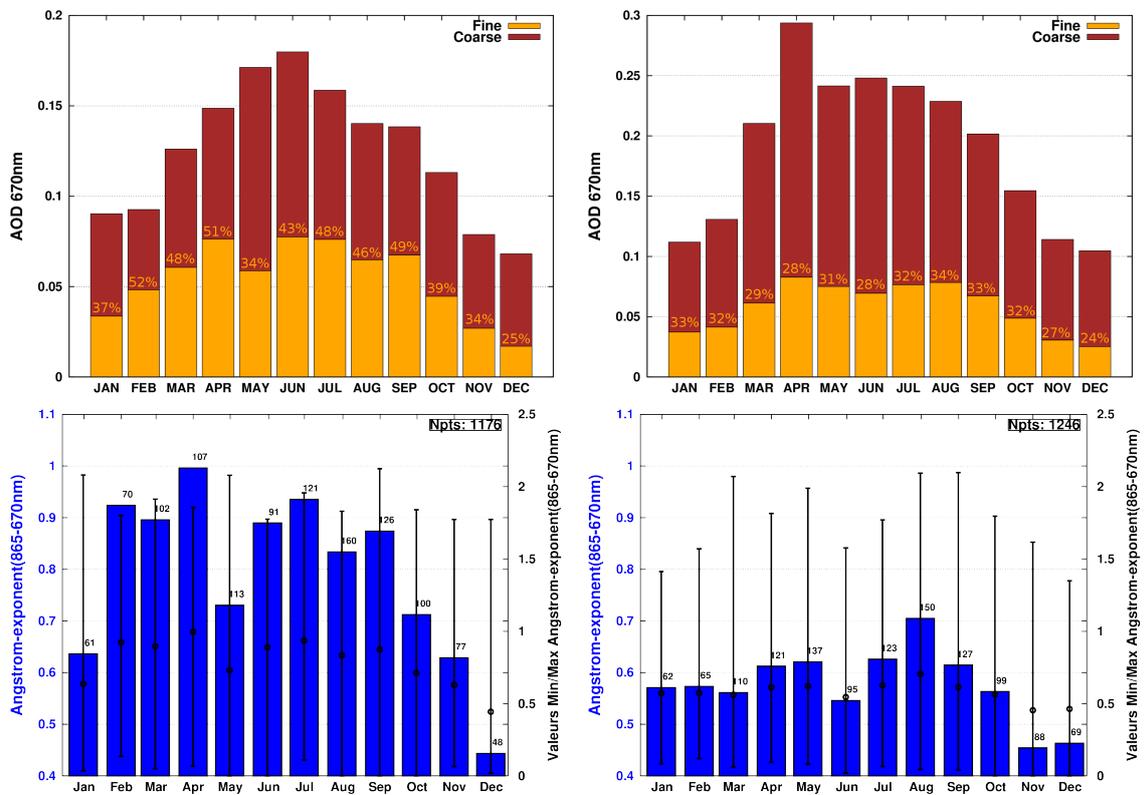


FIGURE 6 – Climatologie de l'AOD<sub>670nm</sub> POLDER-3 (en haut) sur Ersa (à gauche) et Lampedusa (à droite) représentant la moyenne pour chacun des mois de l'AOD<sub>670nm</sub> des petites particules et grosses particules (l'échelle pour les deux sites n'est pas la même). Et également reportée la contribution (%) de l'AOD du mode fin à 670 nm à l'AOD totale. Mêmes Figures pour l'Angström (865-670nm) (en bas), les valeurs minimales et maximales sont représentées sur une deuxième échelle à droite avec les barres noires et les valeurs moyennes par les points, le nombre de mesures est indiqué pour chaque mois ainsi que le nombre total (en haut à droite).

Comme le montre la Figure 6, il existe à Ersa un maximum de l'AOD<sub>670nm</sub> mensuelle en Juin, mais d'une manière générale se sont les mois de mai, juin et juillet qui présentent les plus fortes AOD.

Le cas de Lampedusa est différent : il y a un premier maximum de l'AOD<sub>670nm</sub> en avril et un second en juin, mais les mois de mai à août ont des valeurs proches. En moyenne, à Ersa les AOD mensuelles sont supérieures à 0,15 de mai à juillet, alors qu'à Lampedusa elles le sont durant 8 mois de l'année, de mars à octobre. Notons toutefois qu'à Ersa sur cette période les AOD<sub>670nm</sub> restent supérieures en moyenne à 0,10. Sur les deux sites les AOD sont minimales de novembre à février. Mais pour Ersa les particules fines ont une plus grande influence entre 25% et 52% de l'AOD<sub>670nm</sub> totale et représentent en moyenne 45% pendant les 3 mois de l'été. À Lampedusa la contribution des fines particules est plus faible entre 24% et 34%, avec une augmentation plus limitée de la contribution en été qu'à Ersa. Néanmoins on notera que les AOD POLDER-3 du mode fin sont proches en valeurs moyennes pour les deux stations (autour de 0,05). La différence entre les deux sites semble donc principalement due à l'influence des gros aérosols.

Concernant l'exposant d'Angström, on retrouve l'influence plus grande des gros aérosols à

Lampedusa. Les moyennes à Lampedusa ne dépassent jamais environ 0,7 alors qu'à Ersa la moyenne de l'exposant d'Angström y est supérieure 9 mois dans l'année (de février à octobre). Les plus hautes valeurs de AE à Lampedusa sont entre les mois d'avril et septembre (maximum en août). À noter que les variations de l'exposant d'Angström sont cohérentes avec celle de la contribution de l'AOD du mode fin à l'AOD totale, et présentent les mêmes maxima et minima (voir Figure 6). Même si la part des grosses particules est la plus influente sur les évolutions, on ne peut s'affranchir des petites particules pour expliquer les variations de l'exposant d'Angström. Les particules du mode grossier se divisent en 2 catégories principales : les aérosols marins et les poussières désertiques ; on constate à l'aide de l'AOD POLDER-3 des modes grossier-sphériques et non-sphériques à 865nm que la plus grande contribution (85%) vient des grosses particules non-sphériques (poussières désertiques) (résultats non montrés).

Les variations saisonnières de l'AOD, qui ont déjà été observées par exemple par Papadimas et al. (2008) à partir d'autres données satellites (MODIS), peuvent s'expliquer par l'augmentation des émissions de certains types d'aérosols au printemps et en été (feux de forêt, pollutions dues aux affluences touristiques, épisodes de poussières désertiques venant d'Afrique). De plus les conditions météorologiques, principalement la diminution des précipitations de mars à octobre favorise des niveaux plus élevés d'aérosols durant cette période.

Notons que Pey et al. (2013) observent également un gradient Nord-Sud de l'influence des poussières désertiques sur des niveaux de concentrations en aérosols mesurés au sol. Ils observent aussi l'arrivée des poussières désertiques dès le début du printemps sur l'est de la Méditerranée, et plus tardive sur l'ouest. Cette saisonnalité a également été observée avec des données spatiales d'épaisseur optique en poussières METEOSAT (Moulin et al., 1998).

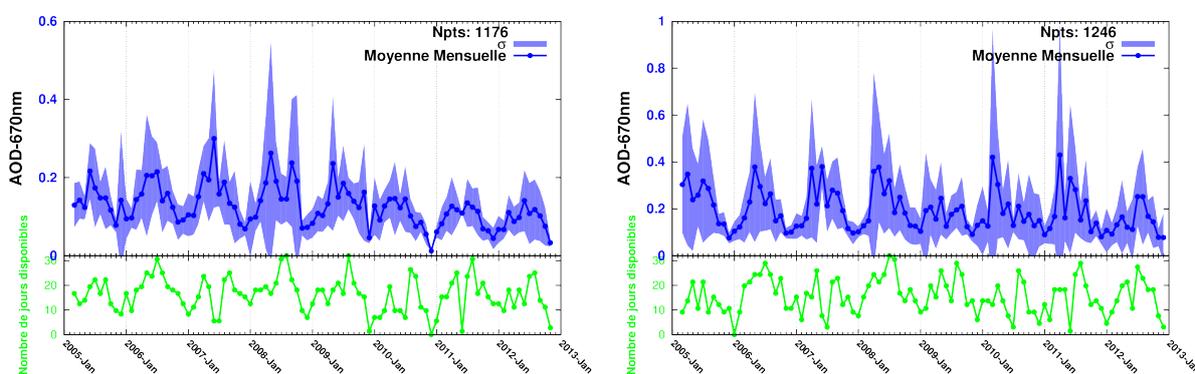


FIGURE 7 – Variation inter-annuelle des moyennes mensuelles d'AOD 670nm POLDER-3 au dessus de Ersa (gauche) et Lampedusa (droite) entre 2005 et 2012 avec les écarts-types représentés par la partie bleutée. Les courbes vertes rendent compte du nombre de jours disponibles pour le calcul de chaque moyenne.

La Figure 7 nous décrit l'évolution inter-annuelle de l'AOD 670nm POLDER-3 (en moyenne mensuelle) à Ersa et Lampedusa. Nous remarquons dès à présent la variation saisonnière de l'AOD expliquée précédemment : un maximum de l'AOD au printemps à Lampedusa et en été à Ersa et un minimum en hiver. Nous retrouvons un cycle sur le nombre de jours de mesures avec le maximum d'observations en été, à quelques exceptions près : ceci correspond à des interruptions temporaires de POLDER-3. Les écarts-types sont plus élevés les mois pour lesquels le nombre de mesures est important, ce qui révèle la disparité dans les valeurs de l'AOD, de très fortes et faible valeurs d'AOD peuvent être mesurées. On constate des mois de fortes AOD, comme les mois de mai 2008 (17 jours de mesure) à Ersa ou mars 2011 (18 jours de mesures) à Lampedusa. On note également que certaines années ont deux pics d'AOD, qui peuvent correspondre à des

années avec beaucoup de poussières désertiques, ou des épisodes particuliers d'aérosols de feux de biomasse. Néanmoins on constate une diminution progressive de l'AOD, durant les étés de ces dernières années qui semblent moins chargés en particules : j'ai relevé une diminution de 0,011 par an (environ 8% par an) des moyennes annuelles d'AOD<sub>670nm</sub> de 2006 à 2012 (coefficient de corrélation de 0,89) et de 0,008 par an (4% par an) (R=0,73), respectivement à Ersa et Lampedusa. Si nous considérons les mois qui comprennent le plus de jours de mesure (de mars à octobre, chaque mois a au moins 7 jours de mesure), l'AOD<sub>670nm</sub> annuelle restituée par POLDER-3 sur les deux stations diminue de 0,010 par an, mais les coefficients de corrélation sont un peu moins élevés (0,75 à Ersa et 0,69 à Lampedusa).

En résumé nous avons remarqué tout au long de cette partie qu'avec l'aide des données satellitaires POLDER-3 nous avons pu décrire la variabilité des aérosols sur les deux super-sites ChArMEx. Même s'il y a des points communs, tels qu'une tendance à la décroissance de l'AOD sur les 7 dernières années, les aérosols mesurés sur les deux stations n'ont pas la même variabilité temporelle : à Ersa, l'influence des poussières africaines est plus faible qu'à Lampedusa et donc la contribution relative des fines particules est plus importante (jusqu'à environ 50%). Le site de Lampedusa est caractérisé par des AOD observées plus fortes et plus tôt dans l'année (dès mars-avril). En moyenne le contenu en fines particules semble du même ordre de grandeur qu'à Ersa (AOD<sub>fine</sub> autour de 0,05). Ces différentes caractéristiques sont cohérentes avec les études précédentes (Pace et al., 2006 ; Papadimas et al., 2008 ; Moulin et al., 1998) et reflètent bien l'influence plus forte des poussières minérales Africaines au sud de la Méditerranée qu'au nord. L'analyse des données POLDER-3 sur les deux sites montre donc que c'est probablement principalement les poussières minérales d'Afrique qui contrôlent la variabilité de l'AOD<sub>totale</sub> et de l'exposant d'Angström.

### **3 Analyse des données POLDER-3 sur l'ensemble de la mer Méditerranée**

La première partie de mon stage a été consacrée à l'étude des aérosols sur des sites particuliers à l'aide des mesures POLDER-3, en prenant pour référence les mesures photométriques du réseau AERONET. Nous allons dans cette seconde partie nous intéresser à l'ensemble de la mer Méditerranée, en analysant les variations spatiales et temporelles des aérosols mesurées à l'aide des données POLDER-3. Dans la première partie nous examinerons les données fournies par POLDER-3 afin de décrire au mieux les différentes régions de la Méditerranée. Puis nous nous intéresserons aux variabilités spatiales des différents paramètres aérosols. Par la suite nous décrirons la variabilité temporelle de l'épaisseur optique aérosol. Nous analyserons les variations de l'AOD, et tenterons d'en comprendre les causes. Enfin nous développerons dans une troisième partie une étude centrée sur des événements particuliers d'aérosols intervenant l'été.

#### **3.1 Disponibilité et choix des paramètres aérosols fournis par POLDER-3**

Afin d'observer au mieux la variabilité des paramètres aérosols, il est impératif d'analyser un nombre de données suffisant pour chaque mois de mesure.

La Figure 8 montre que le nombre de pixels POLDER-3 disponibles sur l'ensemble de la Méditerranée varie de jour en jour. Le maximum est au printemps et en été (quelques jours en août et juillet totalisent au moins 50% du nombre total de pixel). Le minimum est constaté en hiver du fait de la couverture nuageuse plus importante. Les observations fournies par POLDER-3 sont donc plus représentatives durant la période du printemps et de l'été. Pour les paramètres nécessitant des conditions de géométries optimales (14 directions de visée), le nombre de jours

d'observation POLDER-3 disponible est réduit à 2517 ( au lieu de 2577) et le nombre de pixels reste inférieur à 3500 ( soit environ 1/3 de la surface totale de la mer Méditerranée).

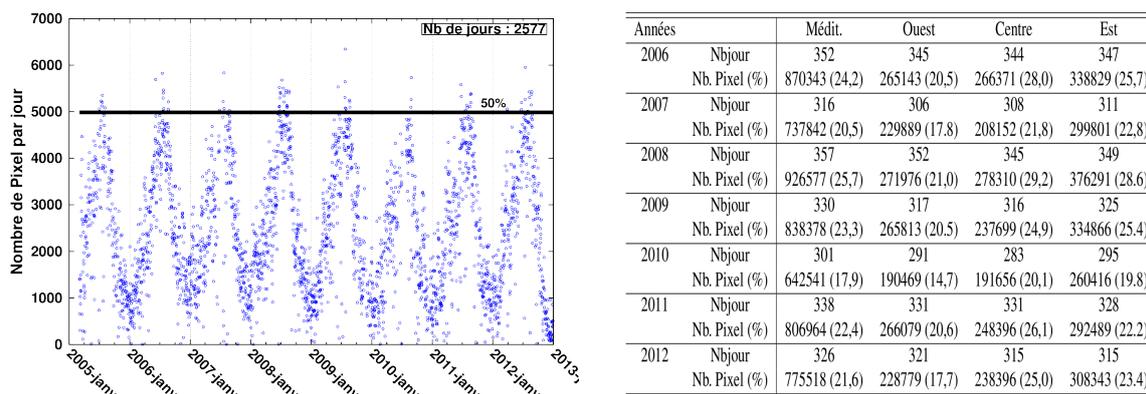


FIGURE 8 – À gauche : nombre de Pixels POLDER-3 disponibles par jour pour la période 2005-2012 au dessus de la Méditerranée, pour les paramètres aérosols ne nécessitant qu'un angle de vue. Le trait noir correspond à 50% du nombre total de pixels qui décriraient l'ensemble de la mer Méditerranée (environ 9996 Pixels). Le Tableau donne le nombre de jours d'observations d'au moins un pixel sur la Méditerranée et sur les trois bassins (voir découpage sur figure 1). Le nombre de pixels mesurés sur toute l'année, et le pourcentage par rapport au nombre total si tous les pixels étaient observés une fois par jour sont indiqués.

Le Tableau de la Figure 8 montre que le nombre de jours de mesures POLDER-3 est variable d'une année à l'autre (de 301 à 352 jours). Le nombre de pixels est lui aussi variable, et sa variation suit généralement plus ou moins celle du nombre de jours. La couverture spatiale et temporelle de la Méditerranée est assez peu variable d'une année à l'autre, on reste autour de 22 % en moyenne. L'année 2010 se distingue par son faible nombre de jours de mesure sur l'année et de pixels observés (inférieur à 18% sur l'ensemble de la Méditerranée).

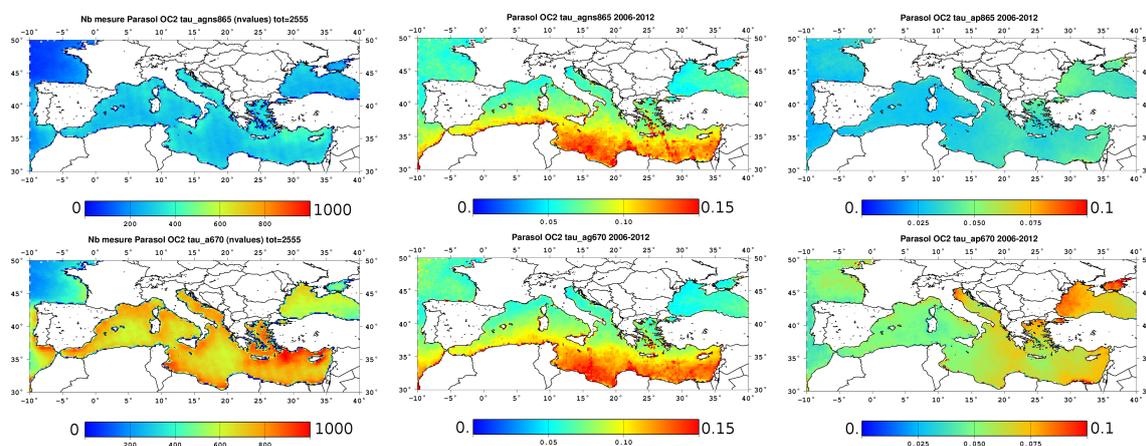


FIGURE 9 – À gauche : nombre de mesures POLDER-3 de 2006 à 2012 acquises pour les mesures nécessitant des conditions de géométrie de visée optimales (haut) et des conditions de géométrie simples (bas). Au milieu sont représentées les moyennes de 6 années de mesure (2006-2012) de l'AOD POLDER-3 du mode grossier non-sphérique à 865 nm (haut) et grossier à 670 nm (bas), et à droite l'AOD du mode fin à 865 et 670 nm en haut et en bas respectivement.

Nous avons examiné deux choix possibles pour l'étude des paramètres aérosols fournis par POLDER-3 :

- Faire l'étude à 865 nm et utiliser l'AOD<sub>865nm</sub> total, du mode fin, celle du mode grossier sphérique, ainsi que celle du mode grossier-non-sphérique à partir des mesures disponibles

en conditions de géométrie optimale.

- Faire l'étude à 670 nm et se restreindre alors à l' $AOD_{670nm}$  totale, du mode fin, et grossier (sans la distinction entre particules sphériques et non-sphériques) à partir des conditions des mesures disponibles pour toutes les conditions géométriques de visée.

Nous avons choisi de travailler à 670 nm pour les climatologies pour plusieurs raisons :

- Comme le montre la Figure 9 la sensibilité à la détection des fines particules est meilleure (analyse plus précise de l' $AOD$  des fines particules à cette longueur d'onde). L'épaisseur optique étant variable en fonction de la longueur d'onde, POLDER-3 mesure la moyenne de l' $AOD_{670nm}$  du mode fin entre 0,075 et 0,1, et entre 0,025 et 0,04 à 865nm.
- Au vu du nombre de données il est beaucoup plus intéressant de considérer uniquement le mode grossier (sans les conditions optimales de géométrie de visée) car nous avons au moins 500 mesures par pixel, contre au maximum 450 mesures des poussières sphériques et non sphériques par pixel à 865 nm.
- Pour finir, l'influence des particules sphériques du mode grossier étant très limitée, l' $AOD_{g-nsph865nm}$  est similaire à l' $AOD_{g-670nm}$  (la variation spectrale de l' $AOD$  est plus faible pour les grosses particules que pour les petites particules).

## 3.2 Analyse de la variabilité temporelle des aérosols

Afin d'analyser et de comprendre l'évolution des aérosols en Méditerranée nous montrerons les différents résultats par sous-régions via un découpage que l'on explicitera. Comme pour l'analyse des aérosols mesurés aux stations d'Ersa et Lampedusa nous avons divisé l'étude en deux parties : dans un premier temps nous nous intéresserons aux variations saisonnières des différentes composantes de l' $AOD$ , puis nous examinerons l'évolution de ces paramètres sur plusieurs années. Enfin nous étudierons plus particulièrement la variation interannuelle des aérosols en étés.

### 3.2.1 Variations saisonnières

Dans la suite de l'étude, la mer Méditerranée sera divisée soit en deux parties : nord (latitude supérieure à  $38^\circ N$ ) - sud, soit en trois parties : ouest (à l'ouest de  $10^\circ E$ ) - centre (longitude entre  $10^\circ E$  et  $20^\circ E$ ) - est (longitude supérieure à  $20^\circ E$ ).

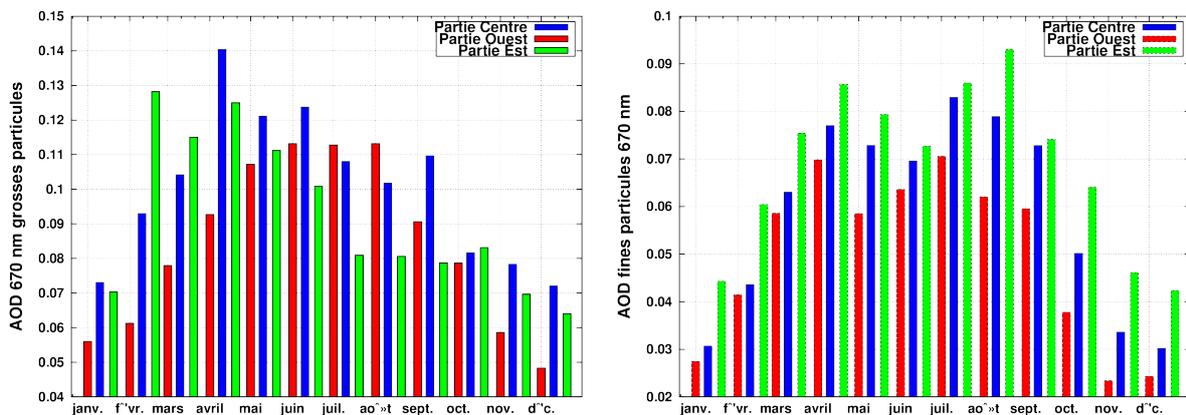


FIGURE 10 – Variations de l' $AOD$  des modes grossier et fin à 670 nm, pour les 3 sous-régions de la Méditerranée ouest (rouge), centre (bleu), et est (vert) à partir des mesures POLDER-3 de mars 2005 à décembre 2012.

La Figure 10, présente pour les parties ouest, centre et est de la mer Méditerranée, les variations saisonnières de l' $AOD$  à 670 nm du mode grossier et du mode fin.

L'AOD du mode fin présente un cycle saisonnier avec des valeurs maximales : en août et avril sur la partie est, en juillet sur la partie centre, puis en avril et juillet sur la partie ouest. C'est la partie est de la Méditerranée, quel que soit le mois qui présente en moyenne les AOD du mode fin les plus élevées. Ceci montre que l'influence des fines particules (pollution urbaine, industrielle, aérosols émis par des feux de végétation) est plus importante à l'est de la Méditerranée. Au contraire l'ouest de la Méditerranée est la région la moins influencée par les petites particules.

L'AOD du mode grossier est maximale en février et en avril sur la partie est, en avril (mai-juin) sur la partie centrale et en juin, juillet, août sur la partie ouest. Le cycle saisonnier de l'AOD POLDER-3 du mode grossier est en accord avec ce que l'on sait du transport des poussières en Méditerranée : les poussières désertiques depuis le nord de l'Afrique arrivent à l'est de la Méditerranée au début du printemps et à l'ouest de la Méditerranée (nord du Maghreb) en été (Moulin et al., 1998). Cette variabilité saisonnière est due aux précipitations qui diffèrent d'une région à l'autre de la Méditerranée, mais également pour une même zone d'un mois à l'autre de l'année ainsi qu'à la variation des zones de haute et basse pression à l'origine du transport de poussières.

POLDER-3 montre donc que les particules du mode grossier exercent une forte influence sur les 3 parties de la Méditerranée. Dans la suite de ce rapport on considérera le printemps comme l'ensemble des mois de mars avril mai, et l'été comme les mois de juin juillet et août ; cette répartition a été faite au vu de la Figure 10, afin d'allier au mieux la répartition spatiale de nos sous-régions et la variabilité temporelle de l'AOD.

### 3.2.2 Variabilité interannuelle

Nous avons mis en évidence dans la partie 2.3.2 une décroissance de l'AOD sur les deux stations de Ersa et Lampedusa. Nous avons voulu examiner si cette décroissance était limitée géographiquement ou au contraire été observée toute la Méditerranée.

La Figure 11 montre la variabilité de l'AOD POLDER-3 à 670 nm en moyenne annuelle pour

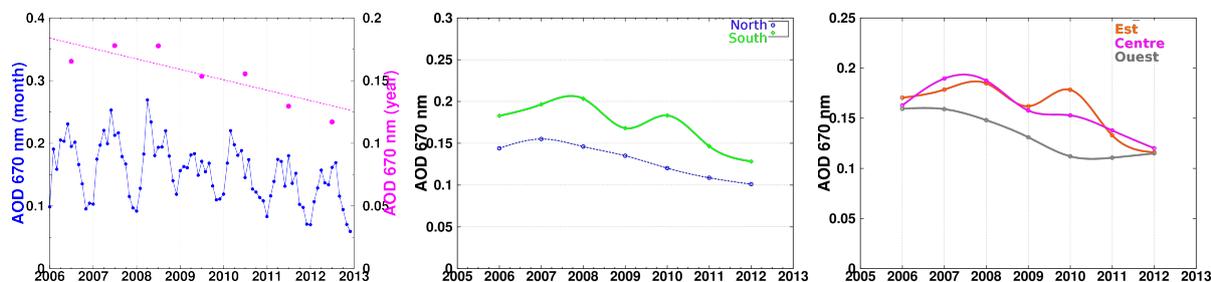


FIGURE 11 – Moyenne annuelle de l'AOD<sub>670nm</sub> restituée par POLDER-3 au dessus de la Méditerranée à gauche avec les moyennes mensuelles en bleu représentées sur une deuxième échelle. Au centre et à droite sont représentées les moyennes annuelles de l'AOD POLDER-3 pour le nord et le sud de la Méditerranée et pour l'ouest, le centre et l'est à 670nm respectivement pour la période 2006-2012.

les différentes sous-régions de la Mer Méditerranée. On constate que l'AOD décroît en moyenne sur l'ensemble de la mer Méditerranée (-0.009 par an, Coefficient de corrélation  $R = 0.88$  voir Tableau 4). L'AOD<sub>670nm</sub> au nord de la Méditerranée a une décroissance quasi-linéaire, et reste toujours inférieure à celle du sud qui a des maxima en 2008 et en 2010. Concernant le découpage longitudinal, l'ouest a une AOD toujours inférieure aux autres régions, mais on constate qu'en 2012 et en 2006 les AOD<sub>670nm</sub> des trois régions ont des valeurs proches ; l'est et le centre ont toutes deux des valeurs proches, excepté pour l'année 2010 où la moyenne de l'AOD à 670 nm est plus élevée à l'est. On constate que les variations des AOD de la région est et sud sont assez

semblables, avec un maximum en 2008 et 2010, on peut donc en conclure que ces variations sont probablement dues aux poussières désertiques (arrivant au début du printemps).

Le Tableau 4 référence les différentes pentes obtenues pour les sous-régions sur l'évolution des moyennes annuelles des AOD totales et des modes fin et grossier. Le Tableau 4 montre bien une

AOD	Paramètre	total	Nord	Sud	Ouest	Centre	Est
AOD 670 nm	Pente ( $\text{an}^{-1}$ )	-0,009	-0,009	-0,010	-0,010	-0,010	-0,010
	Pente (pente/moy.) ( $\%.\text{an}^{-1}$ )	-6,0	-6,9	-5,8	-7,1	-6,0	-5,8
	R	0,88	0,94	0,81	0,94	0,82	0,77
AOD du petit mode 670nm	Pente	-0,003	-0,004	-0,003	-0,003	-0,003	-0,003
	Pente (%)	-5,3	-6,2	-4,7	-6,8	-5,8	-4,4
	R	0,91	0,92	0,85	0,91	0,81	0,92
AOD du gros mode 670nm	Pente	-0,006	-0,004	-0,007	-0,006	-0,006	-0,006
	Pente (%)	-6,7	-5,7	-6,5	-7,3	-6,1	-6,9
	R	0,80	0,94	0,74	0,92	0,75	0,67

Tableau 4 – Pentes et coefficients de corrélations obtenus pour l'évolution des moyennes annuelles des AOD (totale, du mode fin et grossier) restituées par POLDER-3 à 670 nm sur la période 2006-2012.

tendance à la baisse générale de toutes les composantes de l'AOD sur toutes les régions (pentes négatives, coefficients de corrélation compris entre 0,67 et 0,94).

L'AOD du mode fin diminue partout (cf Figure 12 et Tableau 4) : le coefficient de corrélation est compris entre 0,85 et 0,92, la pente varie de -0,003 à -0,004 par an suivant les régions. Il est difficile d'attribuer la tendance à la diminution des niveaux d'AOD du mode fin observée par POLDER-3 à un type d'aérosols précis, comme les particules de pollution urbaine et/ou industrielle (types sulfates) ou les aérosol carbonés émis par les feux de végétation. Notons qu'une explication possible est la réduction des émissions anthropiques et donc la réduction du contenu atmosphérique en sulfates en Europe, qui pourrait être à l'origine de la tendance à la diminution des niveaux de particules fines observées en Méditerranée avec POLDER-3 comme avec d'autres jeux de données, en particulier MODIS (Karnieli et al., 2009).

Le Tableau 4 montre que les AOD du mode grossier restituées par POLDER-3 diminuent également sur toute la Méditerranée, de 2006 à 2012. Les pentes sont comprises entre -0,004 et -0,007 par an selon les régions avec des coefficients de corrélation entre 0,67 et 0,94. Différentes études ont mis en évidence que la variabilité interannuelle des poussières transportées en Méditerranée était liée à celle de l'évolution de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO en Anglais), (Moulin et al., 1997 ; Pey et al., 2013). Le NAO est un indice atmosphérique calculé à partir des différences de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. Cet indice reflète les variations de pression, de vent et des précipitations sur l'ouest de l'Atlantique, l'Europe et la Méditerranée. Moulin et al. (1997) ont montré une corrélation entre les AOD METEOSAT sur la Méditerranée et l'indice NAO (calculé en hiver) entre 1983 et 1994. Pey et al. (2013) ont mis en évidence une corrélation entre les variations interannuelles de concentration en poussières au nord ouest de la Méditerranée et l'indice NAO (calculé en été) entre 2006 et 2011.

Le Figure 12 montre que la variabilité interannuelle de l'indice NAO (calculé en été) pour la période 2005-2012 est caractérisée par une nette diminution de cet indice depuis 2006 qui pourrait influencer celles des AOD du mode grossier non sphérique observées par POLDER-3. J'ai vérifié la décroissance de l'AOD avec des mesures photométriques AERONET disponibles pour différentes stations de Méditerranée (Barcelona à l'ouest, Forth-crete à l'est, Toulon au nord

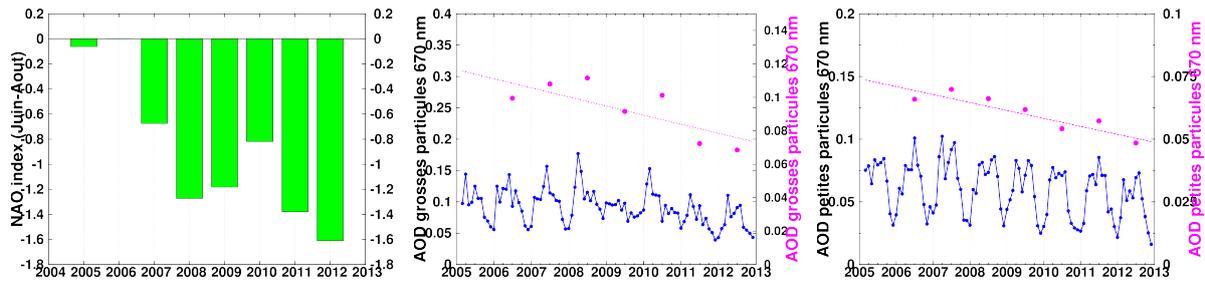


FIGURE 12 – À gauche : évolution de l'indice NAO calculé sur la période juin-août de 2005 à 2012 (données du site NOAA NCEP, voir sites internet p. 26). Au centre et à droite : moyennes annuelles et mensuelles de l'AOD POLDER-3 à 670nm des modes grossier et fin respectivement sur la Méditerranée de 2005 à 2012.

et Blida au sud) qui présentent d'assez longues séries temporelles, pouvant être utilisées de 2005 à 2013. Certains sites mettent en évidence des diminutions plus marquées à Blida qu'à Toulon par exemple.

Nous avons essayé de savoir si la tendance à la décroissance de l'AOD observée par POLDER-3 de 2006 à 2012 était liée à une diminution du nombre d'épisodes d'aérosols ou à une diminution de leur intensité.

Pour définir l'évènement (ou un épisode) d'aérosol nous utilisons le seuil à 0,2 sur l'AOD<sub>670nm</sub> utilisé dans la partie 2.3.1. Nous avons calculé le nombre de pixels correspondant à une AOD à 670 nm supérieure à 0,2 pour chaque bassin et pour chaque journée. Ensuite nous avons ramené le nombre de pixels au nombre total de pixels observés par POLDER-3 sur cette journée et nous avons calculé l'évolution de ce pourcentage pour chaque mois et chaque année sur la partie ouest, centre et est de la Méditerranée. Les résultats sont présentés sur la Figure 13.

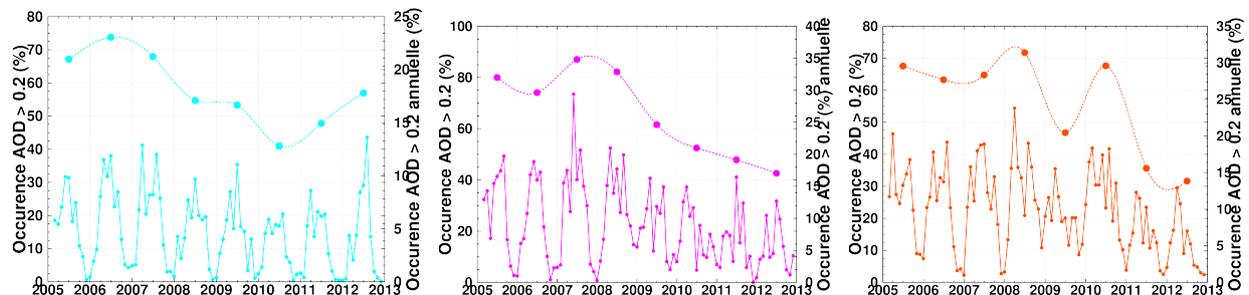


FIGURE 13 – Moyennes mensuelle et annuelle du pourcentage d'occurrence des pixels d'AOD POLDER-3 à 670nm > 0.2 pour nos 3 régions (ouest, centre, est) en Méditerranée de mars 2005 à décembre 2012.

On observe à nouveau la présence d'un cycle saisonnier pour les 3 régions : minimum en hiver et maximum à la fin du printemps et en été. Si nous nous y attardons plus attentivement on remarque que les 3 parties se différencient : les parties est et centre ont de 40% à 60% d'évènements d'AOD supérieures à 0,2 en été, pour les années 2005 à 2010, alors qu'à l'ouest la moyenne est plutôt inférieure à 40%. On constate une baisse ces dernières années ; la partie est notamment ne dépasse pas 30% d'évènements d'AOD supérieures à 0,2 en été 2011 et 2012. On constate également une baisse plus importante du nombre d'évènements au centre de la Méditerranée (-2,4% par an des moyennes annuelles, coefficient de corrélation (R) : 0,88 ) et à l'est (-2,11% par an (R : 0,75)) qu'à l'ouest (-1,05% par an (R : 0,74)).

Les corrélations sont diminuées par des années où il y a eu beaucoup d'évènements comme l'année 2012 à l'ouest ou l'année 2007 au centre. On constate que les années où les fréquences

d'évènements sont les plus élevées ne sont pas les mêmes d'une région à l'autre. Ceci peut être expliqué par le fait que les sources d'aérosols sont différentes sur chacune des régions.

Nous avons également étudié l'intensité des évènements, par le biais de la moyenne annuelle des pixels dont l'AOD POLDER-3 à 670nm est supérieure à 0,2 de 2005 à 2012, mais nous n'avons pas présenté les résultats dans ce rapport. L'intensité est constante pour les trois régions, les pentes et les coefficients de corrélation sont faibles, on ne constate donc pas de tendance significative.

Une des raisons de la diminution de l'AOD observée par POLDER-3 semble donc être la diminution du nombre d'évènements, sur les trois régions, et non de leur intensité. On peut noter enfin que le nombre de journées pour lequel l'AOD<sub>670nm</sub> est inférieure à 0,05 augmente ces deux dernières années, ce qui pourrait contribuer également à la diminution de l'AOD : on a relevé une augmentation de 2.35% par an ( $R = 0.89$ ) à l'ouest, de 1.49% et de 0.97% par an respectivement au centre et à l'est ( $R_{Centre}=0.86$  ;  $R_{Est}=0.86$ ) du nombre de pixels d'AOD inférieure à 0,05 (résultats non présentés, mais observables sur la figure 5).

POLDER-3 montre donc que l'AOD diminue sur toutes les régions de la Méditerranée et pour toutes les particules, celles du mode fin et celles du mode grossier. Cette diminution semble en partie due à la diminution du nombre d'épisodes d'aérosols (AOD<sub>670nm</sub> supérieure à 0,2), alors que leur intensité reste assez constante.

### 3.2.3 Étude des aérosols en période estivale

En ne considérant que les mois d'été, on augmente considérablement le nombre de mesures en proportion POLDER-3 disponible. En effet si on considère toutes les saisons, seuls 22 % des pixels, sur la base d'une mesure par jour, sont disponibles, alors qu'en été nous avons en moyenne 48 % des pixels disponibles sur la période considérée. Ceci s'explique par une couverture nuageuse plus faible. De plus si nous considérons uniquement l'été, nous pouvons rajouter l'année 2005 (les mesures POLDER-3 commencent en mars 2005).

La Figure 14 présente les cartes moyennes AOD<sub>665nm</sub> du petit et gros mode pendant les étés (juin - juillet et août) 2005 à 2012. On constate généralement que : les régions où les AOD en fines particules sont les plus élevées sont la mer Noire, le centre de la Méditerranée, la mer Adriatique et la partie est de la Méditerranée. On note également un panache de particules fines à l'ouest de la Méditerranée, le long de la côte de l'Espagne. Pour le gros mode, les forts contenus en aérosols sont situés au sud de la Méditerranée (nord du Maghreb) et les faibles contenus sont généralement sur toute la région nord de la Méditerranée.

Certaines années présentent des particularités : les étés 2005 et 2007 ont de forts contenus en petites particules au large de l'Espagne. De grosses particules à l'est de la Méditerranée sont mesurées en 2006, 2008 et 2010. Alors que pour certaines années les AOD du gros mode restent faibles (2011-2012). L'année 2007 est quant à elle exceptionnelle car il y a une forte augmentation à la fois des grosses et des petites particules sur la partie centre de la Méditerranée. Cette année là est particulière car différentes sources ont été identifiées comme étant la cause de l'augmentation de l'AOD : de forts épisodes de poussières désertiques en juin, des feux très intenses en Grèce en juillet, et la combinaison des deux en août (Stromatas, 2013).

Les observations POLDER-3 montrent d'une manière générale que les étés semblent de moins en moins chargés en petites et grosses particules. La moyenne de l'AOD POLDER-3 mesurée sur les mois de juin, juillet et août décroît de 0.0013 par an sur 2005-2012. Néanmoins en 2012 il y a eu une intensification des grosses particules à l'ouest de la Méditerranée.

L'étude des étés réalisée précédemment nous permet de caractériser les aérosols dans chacune de nos sous-régions, et confirme les résultats avec les moyennes annuelles POLDER-3 à savoir : le nord et l'est de la Méditerranée sont les régions généralement les plus influencées par les fines

particules. Certaines années, POLDER-3 montre que le contenu en aérosols augmente sur certaines zones, comme en 2007 au centre, en 2005 et 2007 à l'ouest et en 2010 à l'est. Le sud de la Méditerranée est largement influencé par les grosses particules et là encore POLDER-3 montre des augmentations de l'AOD du mode grossier certains étés sur des zones particulières : au sud-ouest de la Méditerranée en 2012, au centre en 2007, à l'est en 2010.

Une étude plus approfondie serait nécessaire en utilisant les sites photométriques à Barcelone par exemple pour étudier les panaches de fines particules pendant les étés 2005 et 2007, et pouvoir ainsi récupérer par exemple des informations sur l'absorption des particules présentes.

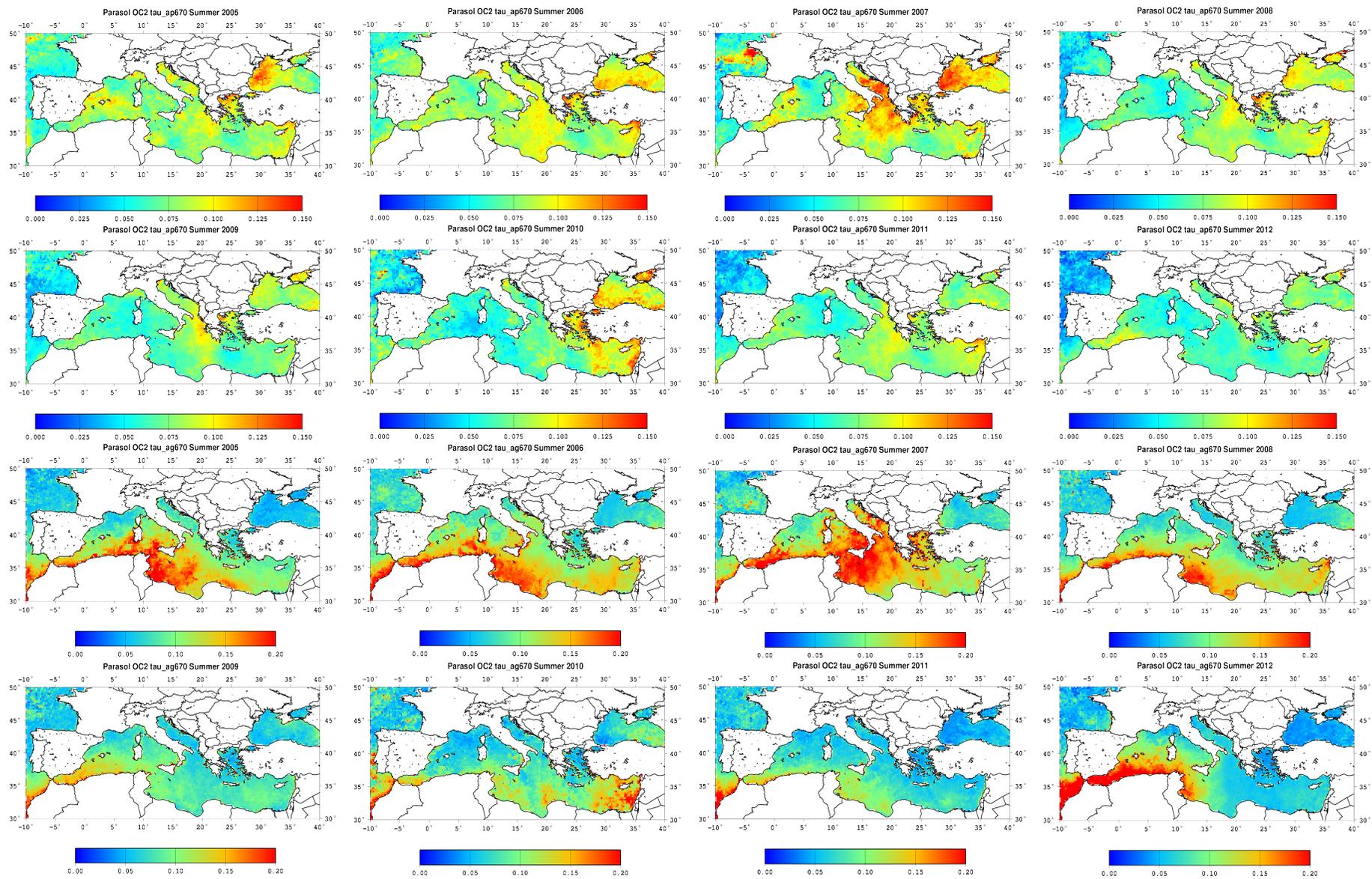


FIGURE 14 – Cartes des moyennes de l’AOD POLDER-3 du mode fin (tau\_ap670, 2 lignes du haut), et du mode grossier (tau\_ag670, 2 lignes du bas) au dessus de la Méditerranée pour les étés (juin juillet et août) de 2005 à 2012.

## Conclusion et Perspectives

Le déroulement du stage s'est articulé autour de deux grandes parties, l'étude des aérosols sur les stations de Ersa et Lampedusa d'une part, et l'étude des aérosols sur toute la Méditerranée d'autre part, toutes deux réalisées à l'aide des données du capteur satellitaire POLDER-3.

L'objectif de ce stage était d'analyser les propriétés et la variabilité des aérosols restitués par POLDER-3 en ciel clair en Méditerranée sur la période 2005-2012. Nous avons choisi d'analyser les AOD POLDER-3 à 670 nm du mode fin et du mode grossier (plus d'observations et plus de sensibilité aux fines particules qu'à 865 nm). Nous avons d'abord validé les paramètres aérosols POLDER-3 par comparaison aux mesures photométriques des sites de Ersa et de Lampedusa. Cette étude a montré que l'AOD POLDER-3 était légèrement surestimée par rapport à l'AOD AERONET. Les AOD des modes fin et grossier sont bien corrélées, tout comme l'AOD totale, aux AOD mesurées par les photomètres. Les variations spatiales saisonnières et interannuelles des aérosols en Méditerranée ont pu être étudiées et POLDER-3 a mis en évidence :

- Des niveaux plus élevés en particules fines à l'est et au centre qu'au sud et à l'ouest de la Méditerranée.
- Des niveaux plus forts en grosses particules au sud.
- Une hausse au printemps et en été pour ces deux types de particules.
- Une tendance à la baisse de 2006-2012, pour laquelle on a avancé deux hypothèses :
  - La baisse du NAO en été serait responsable de la diminution des poussières désertiques
  - la baisse des émissions de pollution en Europe entraînerait une baisse des fines particules.
- Une analyse centrée sur les situations estivales ces 8 dernières années a mis en évidence des événements particuliers d'aérosols : le long des côtes espagnoles en été 2005 et 2007, feux en Grèce en 2007, poussières minérales en augmentation à l'ouest de la Méditerranée en été 2012, qu'il faudrait étudier plus en détails.

POLDER-3 a donc fourni des résultats intéressants permettant de distinguer les particules fines de celles du mode grossier en Méditerranée.

Le travail effectué tout au long de ce stage a donc permis une première caractérisation des propriétés des aérosols et de leur variabilité en Méditerranée. Mais ce n'est que le début d'une étude qui se voudrait plus approfondie : en effet POLDER-3 permet également, grâce aux mesures de polarisation, de retrouver l'AOD des aérosols du mode fin au dessus des terres. L'analyse de ces mesures, notamment au dessus de l'Europe constituera une information supplémentaire sur l'origine de chaque type d'aérosol, et sur l'influence de chaque pays sur la pollution présente en Méditerranée. De plus, on peut envisager de combiner nos mesures POLDER-3 à d'autres produits satellitaires issus de l'A-train, pouvant décrire l'altitude des aérosols et d'autres paramètres, comme des profils du LIDAR (LIght Detection And Ranging) CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization). Les algorithmes aérosols POLDER-3 pourraient être améliorés. Ainsi en optimisant l'utilisation des mesures aux différentes longueurs d'onde (à 440 nm en particulier), l'absorption des différents modes peut être obtenue, mais cela nécessite de longs temps de calculs pour le moment (Fabien Waquet, communication personnelle). Pour finir, les modèles régionaux d'aérosols et de chimie-transport peuvent compléter l'étude des données satellitaires, et permettre de mieux appréhender l'origine des aérosols ainsi que leurs propriétés. En effet l'utilisation des modèles numériques permet de distinguer chaque classe d'aérosol, non seulement en fonction de ses caractéristiques physiques mais aussi en fonction de son origine. Les différentes campagnes ChArMEx en cours permettront d'acquérir un plus grand jeu de mesures au sol et aéroportées pouvant être comparées aux observations satellitaires exposées dans le présent rapport concernant Lampedusa et Ersa.

## Annexe

### A Étude des évènements d'AOD (440nm) supérieures à 0,4 au dessus des 2 super-sites Charmex à partir des mesures photométriques

Dans cette annexe nous nous intéressons aux évènements d'AOD supérieures à 0,4, et non à l'observation d'une évolution temporelle. Les algorithmes POLDER-3 ne prenant pas en compte l'absorption des aérosols, il est nécessaire pour une étude complète de passer par les données AERONET. L'absorption permet de déterminer les types d'aérosols en jeu lors de l'observation. Ainsi on pourra considérer les gros aérosols peu absorbants comme des poussières désertiques, et au contraire les petits aérosols très absorbants comme des aérosols issus de feux de biomasse ou de pollution (moins absorbants) (Dubovik et al., 2002).

L'avantage majeur du seuil à 0,4 sur l'AOD<sub>440nm</sub> est qu'il nous assure des données de niveau 2,0 pour l'absorption estimée par AERONET. En effet contrairement à la majorité des paramètres, il est nécessaire d'avoir une épaisseur optique supérieure à 0,4 afin d'avoir un nombre de diffusion suffisant permettant d'avoir des résultats fiables. Il y a également d'autres critères de géométrie de visée, que je ne développerai pas ici mais qui ont été considérés dans le relevé de la mesure. Ainsi les différents seuils réduisent le nombre de mesures et l'on a au final 42 mesures à Ersa et 52 mesures à Lampedusa, correspondant respectivement à 19 jours et à 30 jours de données, pour la période mars 2005-décembre 2012. Je me suis alors aperçu que pour chaque site, plusieurs mesures correspondaient au même type d'évènement au vu de la distribution en taille et du SSA. En première analyse nous pouvons dire d'une manière générale que les épisodes d'AOD supérieures à 0,4 correspondent à des grosses particules de types "poussières désertiques" à Lampedusa et à une majorité de fines particules plutôt sphériques et plus absorbantes à Ersa. Les deux sites sont donc très différents, comme le montre le Tableau 5.

Site	Paramètre	$\alpha_{870-675nm}$	$\tau_{440nm}$	sphéricité (%)
Lampedusa	Valeur moyenne	0,41	0,56	7,7
	Max	1,80	1,65	97,7
	Min	0,12	0,41	0,10
Ersa	Valeur moyenne	1,56	0,49	84,0
	Max	1,88	0,67	98,9
	Min	0,22	0,40	1,1

Tableau 5 – Moyenne de l'épaisseur optique photométrique, exposant d'Angström et pourcentage de sphéricité sur les sites de Ersa et Lampedusa pour des valeurs de l'AOD<sub>440nm</sub> photométrique supérieures à 0,4, avec les valeurs minimales et maximales également présentées.

J'ai appliqué des seuils sur l'exposant d'Angström et le SSA à 870nm, afin de dissocier les évènements pour une même station. Ainsi à Ersa j'ai constaté que la plupart des mesures correspondent à un exposant d'Angström supérieur à 1,0 ; uniquement 2 jours correspondent à un AE inférieur à ce seuil, on les a donc considérés comme jours particuliers. Ensuite j'ai distingué deux classes différentes toutes les deux correspondant à de fines particules, soit absorbantes ( $SSA_{870nm} < 0,90$ ), soit peu absorbantes ( $SSA_{870nm} > 0,90$ ).

Le même travail à été effectué à Lampedusa, à savoir la séparation en cas particulier de petites particules ( $\alpha > 1,5$ ) correspondant à un jour de mesure, les autres cas correspondent à de grosses particules mélangées ou non à de fines particules. On peut observer que les mesures correspondant à des AE compris entre 0,5 et 1,5 sont un mélange entre grosses et fines particules non absorbantes, alors qu'un AE inférieur à 0,5 sera représentatif d'une dominance très large de poussières désertiques peu absorbantes. J'ai considéré un deuxième cas particulier à Lampedusa de grosses particules absorbantes dont AE est inférieur à 0,5 et le SSA à 870 nm est supérieur à 0,95. Les différents cas décrits (hors cas particuliers) sont représentés par leur distribution en taille et leur variation spectrale de l'albédo de simple diffusion dans la Figure 15.

Il est intéressant de noter que les cas correspondant aux fortes épaisseurs optiques sont très

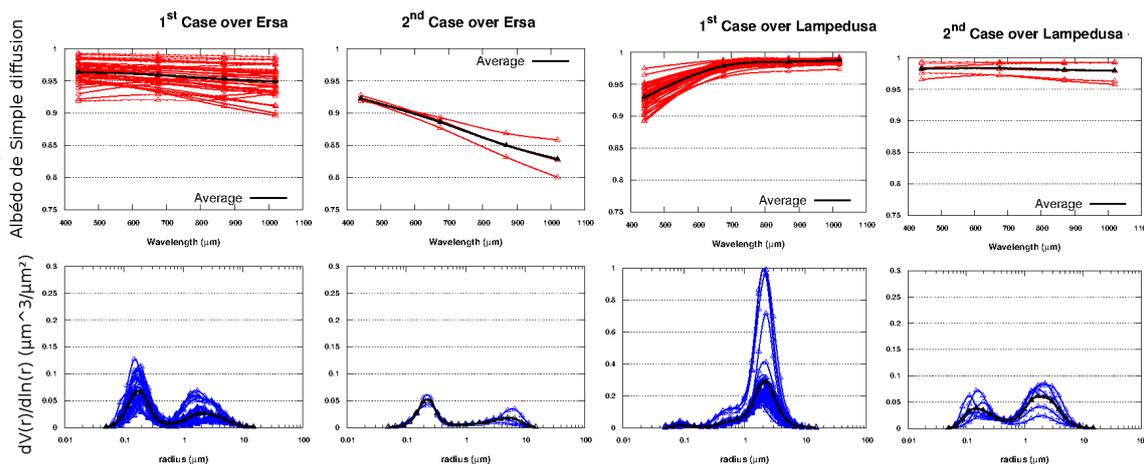


FIGURE 15 – Variation spectrales du SSA et distributions en taille volumique issues des inversions des mesures photométrique à Ersa et Lampedusa pour l'AOD<sub>440nm</sub> supérieur à 0,4. Les 4 cas repérés à Lampedusa et Ersa correspond à différents évènements d'AOD supérieur à 0,4. Le premier cas à Ersa correspond à 36 mesures (16 jours), le deuxième cas à 3 mesures (2 jours). Le premier cas à Lampedusa à 42 mesures (24 jours) et le deuxième cas à 6 mesures (4 jours). Le trait noir correspond aux moyennes pour chaque paramètre. A noter que la distribution a une échelle logarithmique et traduit la concentration d'une classe d'aérosols en fonction de son rayon.

différents pour les deux stations : le site de Lampedusa est fortement marqué par les grosses particules alors que l'on retrouve en majorité des cas de fortes concentration de petites particules à Ersa. Il n'y a que les cas dit "particuliers" qui peuvent être mis en commun pour les deux stations. Il n'y a que 2 jours correspondant à de grosses particules à Ersa, et un seul jour correspondant à de fines particules absorbantes à Lampedusa.

Nous retrouvons l'influence au nord de la Méditerranée des petites particules, de pollution ou de feux, et la présence au sud de grosses particules désertiques.

Dans la continuité de cette étude j'ai essayé en m'aidant des rétrotrajectoires de masses d'air HYSPLIT (Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory) disponible par AERONET permet de retrouver l'origine des aérosols correspondant aux fortes AOD. En effet grâce à Hysplit il est possible de suivre le chemin des aérosols jusqu'à 7 jours, mais malheureusement pour des retours en arrière trop importants, les localisations sont moins fiables. C'est pour cela que je me suis arrêté aux jours proches de la date de mesure (2-3 jours) permettant d'avoir une idée de l'origine géographique des aérosols mesurés. J'ai pu constater que comme l'on pouvait s'y attendre la majorité des aérosols mesurés à Lampedusa proviennent d'Afrique du nord (principalement Algérie). Il n'y a que deux jours des mesures pour lesquels les grosses particules ont pour origine l'Italie et l'Espagne. Pour les fines particules, seul un jour de mesure indique une provenance de Tunisie, les autres jours de mesure indiquant une provenance d'Italie et de Croatie.

À Ersa, uniquement un jour de mesure correspond à des aérosols provenant d’Afrique du nord (cas particulier de grosses particules,  $\alpha = 0,2$ ). La plupart des autres mesures (17 jours) montre que les aérosols proviennent d’Europe de l’Est ou d’Italie, les autres mesures décrivent des aérosols venant d’Espagne ou du sud de la France. A noter que toutes les “back trajectory” ne sont pas disponibles pour toutes les mesures.

Pour conclure, nous remarquons que les cas de fortes AOD sont très différents pour chaque station. En effet à Lampedusa, au sud de la Méditerranée, les mesures sont plus influencées par des aérosols désertiques provenant d’Afrique du nord. En revanche la station de Ersa étant au nord, est plus influencée par de petits aérosols moyennement absorbants (pollution) provenant d’Europe du Nord et d’Europe de l’Est. Les deux stations présentent donc deux ”types” bien distinct d’aérosols, et les types d’aérosols du nord se retrouvent rarement au sud et inversement. Cette dernière conclusion ne peut être totalement formelle, car malheureusement les stations AERONET de Ersa et de Lampedusa ont très peu de mesures sur les mêmes mois. Les mesures présentées ici ne correspondent pas forcément aux mêmes évènements (cf partie 2.3.1) .

## B Fréquences d’occurrence des moyennes journalières d’AOD<sub>670nm</sub> sur les sites de Lampedusa et Ersa

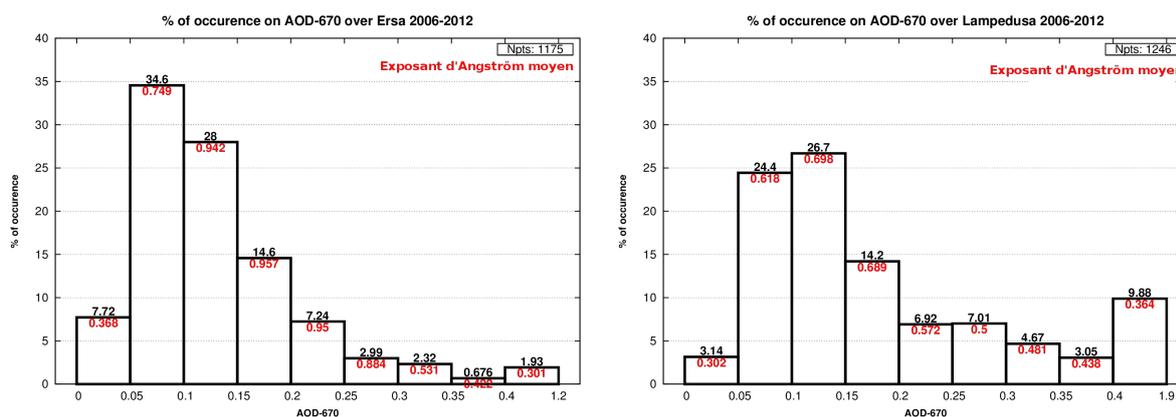


FIGURE 16 – Fréquences d’occurrence des moyennes journalières d’AOD<sub>670nm</sub> POLDER-3 sur les sites de Lampedusa et Ersa par classe d’AOD. La valeur moyenne de l’exposant d’Angström est indiquée pour chaque classe.

## Références

- Bréon, F.-M. and Colzy, S. : Cloud detection from the Spaceborne POLDER Instrument and Validation against Surface Synoptic Observations, *J. Appl. Meteo*, 38, 777–785, 1999.
- Bréon, F.-M., Vermeulen, A., and Descloitres, J. : An evaluation of satellite aerosol products against sunphotometer measurements, *Remote Sens. of Environ.*, 115, 3102–3111, 2011.
- Deuzé, J. L., Bréon, F., Devaux, C., Goloub, P., Herman, M., Lafrance, B., Maignan, F., Marchand, A., Nadal, F., Perry, G., and Tanré, D. : Remote sensing of aerosols over land surfaces from Polder-Adeos-1 polarized measurements, *J. Geophy. Res.*, 106, 4913–4926, 2001.
- Dubovik, O., Holben, B., Eck, T. F., Smirnov, A., Kaufman, Y. J., King, M. D., Tanré, D., and Slutsker, I. : Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worlwide Locations, *J. Atm. Science*, 59, 590–608, 2002.
- Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Berntsen, T., Betts, R., Fahey, D., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D., Myhre, G., Nganga, J., Prinn, R., Raga, G., Schulz, M., and Dorland, R. V. : Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing, *Climate Change 2007 : The Physical Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S. D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]* Cambridge University, 2007.
- Goloub, P., Tanré, D., Deuzé, J. L., Herman, M., Marchand, A., and Bréon, F. M. : Validation of the first algorithm applied for deriving the aerosols properties over the ocean using the Polder/Adeos measurements,, *Geo. rem.*, 32, 1586–1596, 1999.
- Herman, M., Deuze, J. L., Devaux, C., Goloub, P., Breon, F. M., and Tanre, D. : Remote sensing of aerosols over land surfaces including polarisation measurements. Application to Polder measurements, *J. Geophy. Res.*, 102, 17 039–17 049, 1997.
- Herman, M., Deuzé, J.-L., Marchand, A., Roger, B., and Lallart, P. : Aerosol remote sensing from POLDER/ADEOS over the ocean Improved retrieval using a nonspherical particle model, *J. Geophy. Res.*, 110, 148–227, 2005.
- Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J. P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J. A., Kaufman, Y. J., Nakajima, T., Lavenue, F., Jankowiak, I., and Smirnov, A. : AERONET - A federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization, *Remote Sens. of Environ.*, 66, 1–16, 1998.
- Holben, B. N., Tanré, D., Smirnov, A., Eck, T. F., Slutsker, I., Abuhassan, N., W. W. Newcomb, J. S. S., Chatenet, B., Lavenue, F., Kaufman, Y. J., Castle, J. V., Setzer, A., Markham, B., Clark, D., Frouin, R., Halthore, R., Karneli, A., O’Neil, N. T., Pietras, C., Pinker, R. T., Voss, K., and Zibordi, G. : An emerging ground-based aerosol climatology : Aerosol optical depth from AERONET, *J. Geophy. Res.*, 106, 12,067–12,097, 2001.
- IPCC. : The physical science basis. contribution of working group i to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.
- Karnieli, A., Derimian, Y., Indoitu, R., Panov, N., Levy, R., Remer, L., Maenhaut, W., and Holben, B. N. : Temporal trend in anthropogenic sulfur aerosol transport from central and eastern Europe to Israel, *J. Geophy. Res.*, 114, 2009.
- Kokhanovsky, A., Deuzé, J. L., Diner, D. J., Dubovik, O., Ducos, F., Garay, C. E. M. J., end A. Heckel, R. G. G., Herman, M., Katsev, I. L., Keller, J., North, R. L. P. R. J., Prikhach, A. S., Rozanov, V. V., Sayer, A. M., Ota, Y., Tanré, D., Thomas, G. E., and Zege, E. P. : The inter-comparison of major satellite aerosol retrieval algorithms using simulated intensity and polarization characteristics of reflected light, *Atm Meas. Tech.*, 3, 909–932, 2010.
- Lenoble, J. : *Atmospheric Radiative Transfer*, A. Deepak Pub, 1993.
- Léon, J. F., Derimian, Y., Chiapello, I., Tanré, D., Podvin, T., Chatenet, B., Diallo, A., and Deroo, C. : Aerosol vertical distribution and optical properties over M’Bour, Senegal from 2006 to 2008, *Atm. Chem. and Phys.*, 9, 9249–9261, 2009.

- Mallet, M., Dubovik, O., Nabat, P., Dulac, F., Kahn, R., Sciare, J., Paronis, D., and Léon, J. F. : Absorption properties of Mediterranean aerosol obtained from multi-year ground-based and satellite remote sensing observations, *Atm. Chem. and Phys. Disc.*, 13, 9267–9317, 2013.
- Moulin, C., Lambert, C., Dulac, F., and Dayan, U. : Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic Oscillation, *Nature*, 387, 1997.
- Moulin, C., Lambert, C., Dayan, U., Masson, V., Ramonet, M., Bousquet, P., Legrand, M., Balkanski, Y., Guelle, W., Marticorena, B., Bergametti, G., and Dulac, F. : Satellite climatology of African dust transport in the Mediterranean atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 103, 13,137–13,144, 1998.
- Nabat, P., Somot, S., Mallet, M., Chiapello, I., Morcrette, J. J., Solmon, F., Szopa, S., Dulac, F., Collins, W., Ghan, S., Horowitz, L. W., Lamarque, J. F., Lee, Y. H., Naik, V., Nagashima, T., Shindell, D., and Skeie, R. : A 4-D climatology (1979-2009) of the monthly tropospheric aerosol optical depth distribution over the Mediterranean region from a comparative evaluation and blending of remote sensing and model products, *Atm Meas. Tech. Disc.*, 2013.
- Pace, G., di Sarra, A., Meloni, D., Piacentino, S., and Chamard, P. : Aerosol optical properties at Lampedusa (Central Mediterranean). Influence of transport and identification of different aerosol types, *Atm. Chem. and Phys.*, 6, 697–713, 2006.
- Papadimas, C. D., Hatzianastassiou, N., Mihalopoulos, N., Querol, X., and Vardavas, I. : Spatial and temporal variability in aerosol properties over the Mediterranean basin based on 6-year (2000-2006) MODIS data, *J. Geophys. Res.*, 113, doi : 1029/2007JD009 189, 2008.
- Pey, J., Querol, X., Alastuey, A., Forastiere, F., and Stafoggia, M. : African dust outbreaks over the Mediterranean Basin during 2001-2011 : PM10 concentrations, phenomenology and trends, and its relation with synoptic and mesoscale meteorology, *Atm. Chem. and Phys.*, 13, 1395–1410, 2013.
- Stromatas, S. : Contributions relatives des aérosols minéraux et de feux sur la Qualité de l'air en Europe, Ph.D. thesis, LMD - Météorologie Dynamique, 2013.
- Tanré, D., Bréon, F., Deuzé, J., Dubovik, O., Ducos, F., François, P., Goloub, P., Herman, M., Lifermann, A., and Wacquet, F. : Remote sensing of aerosols by using polarized, directional and spectral measurements within the A-Train : The PARASOL mission, *Atm Meas. Tech.*, 4, 1383–1395, 2011.

## Sites Internet

[http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new\\_web/](http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/)  
<http://www.icare.univ-lille1.fr/parasol/>  
<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml>

## Acronymes

AERONET : AERosol RObotic NETwork  
 AE : Angström Exponent  
 AOD : Aerosol Optical Depth  
 CALIOP : Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization  
 ChArMEx : CHemistry-AeRosol Mediterranean Experiment  
 HISPLIT : Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory  
 LIDAR : LIght Detection And Ranging  
 METEOSAT : METEOrology SATellite  
 MODIS : MODerate resolution Imaging Spectroradiometer  
 NAO : North-Atlantique Oscillation  
 PARASOL : Polarisation et Anisotropie des Réflectances au sommet de l'Atmosphère, couplées avec un Satellite d'Observation emportant un Lidar  
 POLDER : POLarization and Directionality of Earth's Reflectances  
 SSA : Single Scattering Albedo

