



**HAL**  
open science

# Téledétection des aérosols au-dessus des terres émergées à l'aide des capteurs “ couleur de l'eau ” et applications.

Jerome Vidot

## ► To cite this version:

Jerome Vidot. Téledétection des aérosols au-dessus des terres émergées à l'aide des capteurs “ couleur de l'eau ” et applications.. Océan, Atmosphère. Université du Littoral Côte d'Opale, 2005. Français. NNT: . tel-00011216

**HAL Id: tel-00011216**

**<https://theses.hal.science/tel-00011216>**

Submitted on 15 Dec 2005

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



N° d'ordre :

## Thèse de doctorat de l'Université du Littoral Côte d'Opale

Présentée par :

**Jérôme VIDOT**

*Sujet :*

**Téledétection des aérosols au-dessus des terres émergées à l'aide des capteurs « couleur de l'eau » et applications.**

*Soutenue le 7 juillet 2005 à Wimereux, devant le jury composé de :*

Président du jury :	M. J.-L. Deuzé	Professeur, USTL, France
Rapporteurs :	M. X. Briottet	Directeur de Recherche, ONERA, France
	M. G. De Leeuw	Professeur, TNO, Pays-bas
	M. J.-P. Huot	Ingénieur de Recherche, ESA, Pays-bas
Examineurs :	M. D. Ramon	Docteur, HYGEOS, France
Directeur de thèse :	M. R. Santer	Professeur, ULCO, France



## Résumé

Le travail de thèse s'est organisé autour de l'application de l'algorithme de télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées développé pour le capteur ENVISAT/MERIS sur une base de données du capteur SeaSTAR/SeaWiFS. La télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées est basée sur la détection des cibles de végétation sombre dans le bleu et le rouge (DDV) à l'aide d'un seuil sur l'ARVI. Le point critique de l'algorithme est la faible couverture du produit aérosol (inférieure à 2% des terres émergées). Pour remédier à cette faible couverture, le concept de DDV a été étendu à des surfaces plus brillantes appelées LARS. La réflectance des LARS est modélisée grâce à la linéarité de la réflectance de surface en fonction de l'ARVI. Une étude statistique sur les données SeaWiFS basée sur l'homogénéité spatiale des aérosols sur ces petites sous scènes a permis de confirmer le nouveau modèle établi par HYGEOS sur les données MERIS. La comparaison des produits aérosols SeaWiFS avec les données photométriques du réseau AERONET montre une bonne inversion des épaisseurs optiques des aérosols dans le bleu et une surestimation des épaisseurs optiques des aérosols dans le rouge. Nous avons maintenant un produit aérosol opérationnel sur les données SeaWiFS. Dans le cadre de deux projets européens, nous avons été amenés à appliquer l'algorithme de télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées. Le projet EXPER/PF porte sur la qualité de l'air et la possibilité de conversion des épaisseurs optiques des aérosols en mesure de « Particulate Matter » à l'aide d'une large base de données sur les particules et des données auxiliaires. Le projet SISCAL concerne la « couleur de l'eau » et l'application de la télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées dans une approche innovante des corrections atmosphériques au-dessus des eaux intérieures.

## Abstract

This work is organized on the application of the aerosol remote sensing over land algorithm developed for the ENVISAT/MERIS sensor on a large database of SeaSTAR/SeaWiFS sensor. The aerosol remote sensing over land is based on the DDV (Dense Dark Vegetation) detection selected with the ARVI thanks to the darkness of the DDV in the blue and the red. The critical point of the algorithm is the weak coverage of the aerosol product (around 2% of the land). To fix this coverage problem, the DDV concept has been extended to brighter surfaces called LARS (Land Aerosol Remote Sensing). The LARS reflectance is modeled thanks to the linearity between the surface reflectance and the ARVI. A statistical study based on the aerosol spatial homogeneity over small SeaWiFS subscenes allows confirming the new model established by HYGEOS on MERIS data. The comparison of the SeaWiFS aerosol product with AERONET data shows a good retrieval of the aerosol optical thickness in the blue and an overestimation of the aerosol optical thickness in the red. Now, we have an operational aerosol product with SeaWiFS. In the frame of two European projects, we applied the aerosol remote sensing over land algorithm. The EXPER/PF project relies on air quality and the possibility of the conversion of the aerosol optical thickness into PM with the help of a large database on particles and auxiliary data. The SISCAL project relies on the "water color" and the application of the aerosol remote sensing over land for an innovative approach of the atmospheric correction over inland waters.





## Table des matières

<b>INTRODUCTION GENERALE .....</b>	<b>- 9 -</b>
<b>CHAPITRE 1 .....</b>	<b>- 11 -</b>
<b>1 INTRODUCTION .....</b>	<b>- 11 -</b>
<b>2 LE SIGNAL AU SOMMET DE L'ATMOSPHERE (SIGNAL TOA) .....</b>	<b>- 11 -</b>
2-1    DEFINITIONS DES GRANDEURS RADIOMETRIQUES .....	- 11 -
2-1-1 <i>Grandeurs géométriques</i> .....	- 12 -
2-1-2 <i>La réflectance bidirectionnelle</i> .....	- 13 -
2-1-3 <i>La transmission et l'épaisseur optique</i> .....	- 13 -
2-2    LES PRINCIPALES METHODES DE TELEDETECTION DES AEROSOLS .....	- 14 -
2-3    LA FORMULATION DU SIGNAL TOA EN CIEL CLAIR .....	- 16 -
2-4    LIMITATIONS .....	- 17 -
<b>3 L'ATMOSPHERE ET LA REFLECTANCE DES AEROSOLS.....</b>	<b>- 17 -</b>
3-1    COMMENT EXTRAIRE LA COMPOSANTE ATMOSPHERIQUE ? .....	- 17 -
3-2    LES METHODES UTILISANT LA REFLECTANCE DANS DE MULTIPLES BANDES SPECTRALES: .....	- 18 -
3-2-1 <i>Les surfaces de végétation sombre (DDV)</i> .....	- 19 -
3-2-2 <i>La réduction de contraste</i> .....	- 19 -
3-2-3 <i>Les observations multi directionnelles</i> .....	- 20 -
3-2-4 <i>La lumière polarisée</i> .....	- 20 -
3-3    SOUSTRAIRE LA COMPOSANTE D'ABSORPTION GAZEUSE ET LA COMPOSANTE RAYLEIGH .....	- 21 -
3-4    L'INTERPRETATION DE LA COMPOSANTE AEROSOLS .....	- 21 -
3-4-1 <i>Les modèles d'aérosol</i> .....	- 22 -
3-4-2 <i>Les propriétés optiques des aérosols</i> .....	- 23 -
3-5    QUE PEUT-ON CARACTERISER DEPUIS L'ESPACE? .....	- 24 -
3-6    LES PRODUITS AEROSOLS OFFICIELS SUR LES TERRES EMERGEES .....	- 24 -
3-7    QUELLES VALIDATIONS ? .....	- 25 -
<b>4 CONCLUSION .....</b>	<b>- 25 -</b>
<b>5 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....</b>	<b>- 26 -</b>
<b>CHAPITRE 2 .....</b>	<b>- 29 -</b>
<b>1 INTRODUCTION .....</b>	<b>- 29 -</b>
<b>2 L'ADAPTATION DE L'ALGORITHME MERIS A SEAWIFS.....</b>	<b>- 29 -</b>
2-1    DESCRIPTION DE L'ALGORITHME MERIS .....	- 29 -
2-1-1 <i>Formulation simplifiée pour la correction de la diffusion moléculaire</i> .....	- 29 -
2-1-2 <i>Formulation améliorée du signal</i> .....	- 31 -
2-2    LE MODELE DE REFLECTANCE DE SURFACE DE MERIS .....	- 32 -
2-3    LES CARACTERISTIQUES DE SEAWIFS .....	- 34 -
2-4    L'ADAPTATION DE L'ALGORITHME MERIS A SEAWIFS.....	- 35 -
2-4-1 <i>Bandes spectrales</i> .....	- 35 -
2-4-2 <i>Géométrie</i> .....	- 35 -
2-4-3 <i>Etalonnage</i> .....	- 35 -
2-5    L'ALGORITHME DE TELEDETECTION DES AEROSOLS POUR SEAWIFS.....	- 36 -
2-5-1 <i>Etape 1 : Génération des luminances et conversion de la luminance en réflectance</i> .....	- 37 -
2-5-2 <i>Etape 2 : Correction de l'absorption gazeuse</i> .....	- 37 -
2-5-3 <i>Etape 3 : Correction de la diffusion Rayleigh</i> .....	- 37 -
2-5-4 <i>Etape 4 : Classification des pixels terres émergées en ciel clair</i> .....	- 39 -
2-5-5 <i>Etape 5 : Classification des pixels DDV</i> .....	- 39 -
2-5-6 <i>Qualité de la classification</i> .....	- 39 -
2-5-7 <i>Etape 6 : Restitution du modèle d'aérosol au-dessus de la DDV</i> .....	- 40 -
<b>3 EVALUATION DES PERFORMANCES DE L'ALGORITHME .....</b>	<b>- 41 -</b>
3-1    PRECISIONS ESPEREES SUR LES PRODUITS AEROSOLS .....	- 41 -

3-2	INFLUENCE DU SEUIL D'ARVI .....	- 41 -
3-2-1	<i>Que se passe-t-il en terme de couverture DDV ?</i> .....	- 42 -
3-2-2	<i>Que se passe-t-il en terme de produits aérosols ?</i> .....	- 42 -
3-2-3	<i>Quelles sont les limitations et les solutions?</i> .....	- 45 -
<b>4</b>	<b>EVALUATION DU PRODUIT AEROSOL AU-DESSUS DES TERRES EMERGEES .....</b>	<b>- 47 -</b>
4-1	INTERCOMPARAISON DE DEUX METHODES .....	- 47 -
4-2	COMPARAISON A L'AIDE DES DONNEES AERONET A L'ECHELLE EUROPEENNE .....	- 52 -
<b>5</b>	<b>CONCLUSIONS.....</b>	<b>- 54 -</b>
<b>6</b>	<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....</b>	<b>- 54 -</b>
<b>CHAPITRE 3 .....</b>		<b>- 57 -</b>
<b>1</b>	<b>INTRODUCTION .....</b>	<b>- 57 -</b>
<b>2</b>	<b>MODELE DE REFLECTANCE DE SURFACE APRES LES CORRECTIONS ATMOSPHERIQUES .....</b>	<b>- 58 -</b>
2-1	INDICATIONS SUR L'HOMOGENEITE SPATIALE DES AEROSOLS .....	- 58 -
2-1-1	<i>A l'aide des données AERONET</i> .....	- 58 -
2-1-2	<i>A l'aide du produit aérosol initial</i> .....	- 58 -
2-2	METHODE DES CORRECTIONS ATMOSPHERIQUES .....	- 59 -
2-3	RESULTATS .....	- 60 -
2-3-1	<i>Variabilité géométrique de la pente <math>\chi</math></i> .....	- 61 -
2-3-2	<i>Variabilité saisonnière de la pente <math>\chi</math></i> .....	- 62 -
<b>3</b>	<b>LE NOUVEAU MODELE DE REFLECTANCE DE SURFACE A PARTIR DE L'HOMOGENEITE SPATIALE DES AEROSOLS .....</b>	<b>- 63 -</b>
3-1	LA METHODE .....	- 63 -
3-2	LES RESULTATS .....	- 65 -
<b>4</b>	<b>DISCUSSION.....</b>	<b>- 66 -</b>
4-1	L'EFFET DE LA PENTE DE TERRAIN .....	- 66 -
4-2	L'INDICE DE VEGETATION .....	- 67 -
<b>5</b>	<b>COMPARAISON AVEC AERONET.....</b>	<b>- 69 -</b>
<b>6</b>	<b>CONCLUSION .....</b>	<b>- 71 -</b>
<b>7</b>	<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....</b>	<b>- 71 -</b>
<b>8</b>	<b>ANNEXE .....</b>	<b>- 72 -</b>
<b>CHAPITRE 4 .....</b>		<b>- 97 -</b>
<b>1</b>	<b>INTRODUCTION .....</b>	<b>- 97 -</b>
<b>2</b>	<b>LE PROJET EXPER/PF (HTTP://WWW.APPANPC-ASSO.ORG/EXPERPF/).....</b>	<b>- 97 -</b>
2-1	LE CONTEXTE .....	- 97 -
2-2	LA MESURE DES PARTICULES POUR LA QUALITE DE L'AIR .....	- 98 -
2-3	LE PRODUIT SATELLITAIRE PM .....	- 99 -
2-3-1	<i>L'héritage</i> .....	- 99 -
2-3-2	<i>La conversion des épaisseurs optiques des aérosols en PM</i> .....	- 99 -
2-3-3	<i>Etude de sensibilité des coefficients de conversion</i> .....	- 100 -
2-3-4	<i>Exemple de produit satellitaire PM</i> .....	- 102 -
2-3-5	<i>Comparaison du produit satellitaire PM et des mesures in situ</i> .....	- 102 -
<b>3</b>	<b>AMELIORATION DU PRODUIT SATELLITAIRE PM.....</b>	<b>- 103 -</b>
3-1	COMPARAISON DES DONNEES CIMEL ET DES MESURES PM IN SITU .....	- 103 -
3-2	APPROCHE STATISTIQUE A L'AIDE DES DONNEES AUXILIAIRES .....	- 104 -
3-2-1	<i>Les données météorologiques auxiliaires</i> .....	- 105 -
3-2-2	<i>L'approche statistique</i> .....	- 105 -
3-3	VALIDATION DES EPAISSEURS OPTIQUES DES AEROSOLS SEA WIFS .....	- 107 -
3-4	AJUSTEMENTS DES REFLECTANCES DE SURFACE.....	- 109 -

<b>4</b>	<b>CONCLUSION .....</b>	<b>- 113 -</b>
<b>5</b>	<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....</b>	<b>- 113 -</b>
	<b>CHAPITRE 5 .....</b>	<b>- 115 -</b>
<b>1</b>	<b>INTRODUCTION .....</b>	<b>- 115 -</b>
<b>2</b>	<b>APPLICATION DANS LE CADRE DU PROJET SISCAL .....</b>	<b>- 115 -</b>
2-1	LE PROJET SISCAL ( <a href="http://www.siscal.net">HTTP://WWW.SISCAL.NET</a> ).....	- 115 -
2-2	PRINCIPE DES CORRECTIONS ATMOSPHERIQUES AU-DESSUS DES EAUX INTERIEURES.....	- 117 -
2-2-1	<i>Définitions des masques pour la classification des pixels.....</i>	<i>- 117 -</i>
2-2-2	<i>La contribution de la réflexion de Fresnel dans la formulation du signal.....</i>	<i>- 119 -</i>
2-2-3	<i>L'algorithme SISCAL de corrections atmosphériques.....</i>	<i>- 121 -</i>
2-3	APPLICATION AUX DONNEES SEAWIFS ET MERIS.....	- 122 -
2-4	LES EFFETS D'ENVIRONNEMENT .....	- 127 -
<b>3</b>	<b>CONCLUSION .....</b>	<b>- 129 -</b>
<b>4</b>	<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....</b>	<b>- 129 -</b>
<b>5</b>	<b>ANNEXE .....</b>	<b>- 130 -</b>
	<b>CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES .....</b>	<b>- 151-</b>

## Listes des abréviations

5S	Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum
6S	Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum
ADEOS	Advanced Earth Observing Satellite
AERONET	AERosol Robotic NETwork
ARVI	Atmospherically Resistant Vegetation Index
ASTHMA	Advanced System of Teledetection for the Healthcare Management of Asthma
ATSR	Along Track Scanning Radiometer
AVCM	Additive Varying Coefficient Model
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BOAVI	Bottom Of Aerosol Vegetation Index
BRDF	Bidirectionnal Reflectance Distribution Function
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
DAAC	Distributed Active Archive Center
DDV	Dense Dark Vegetation
DEM	Digital Elevation Model
DU	Dobson Unit
ESA	European Space Agency
EXPER/PF	Exposition des Populations de l'Euro Régions aux polluants atmosphériques: le cas des Poussières Fines
GAC	Global Area Coverage
LARS	Land Aerosol Remote Sensing
LUT	Look Up Table
LAC	Local Area Coverage
MERIS	Medium Resolution Imaging Spectrometer
MGVI	MERIS Global Vegetation Index
MISR	Multi-angle Imaging Spectro-Radiometer
MODIS	MODERate resolution Imaging Spectro-radiometer
MODTRAN	MODERate spectral resolution atmospheric TRANSmittance algorithm and computer model
MOS	Modular Optoelectronic Scanner
MTCI	MERIS Terrestrial Chlorophyll Index
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NASDA	NAtional Space Development Agency of Japan
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
OPAC	Optical Properties of Aerosols and Clouds
OS	Ordres Successifs de diffusion
PIR	Proche Infra Rouge
PM	Particulate Matter
POLDER	POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances
RPV	Rahman Pinty Verstraete
RR	Radius Resolution
SEADAS	SeaWiFS Data Analysis System
SeaWiFS	Sea Wild Field of View Sensor
SISCAL	Satellite Information System for Coastal Areas and Lakes
TEOM	Tapered Element Oscillating Microbalance
TM	Thematic Mapper
TOA	Top of Atmosphere
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
WCP	World Climate Program

## Introduction générale

Les aérosols troposphériques jouent un rôle clé dans le fonctionnement du système climatique terrestre. Plus de trois milliards de tonnes de particules sont injectés chaque année dans l'atmosphère par des processus naturels ou par les activités humaines. Les aérosols absorbent et/ou diffusent une partie des rayonnements solaires et telluriques (effet direct), interviennent dans la formation des nuages et influencent leur durée de vie et leurs propriétés optiques de ceux-ci (effet indirect). Par ces deux effets, les aérosols affectent de façon significative le bilan radiatif terrestre et le cycle de l'eau. A l'échelle locale, les fortes concentrations en aérosols ont un effet négatif sur la santé. Une étude de l'Institut National de Veille Sanitaire (INVS) montre que pour une concentration de  $5 \mu\text{g}/\text{m}^3$  de particules en suspension dans l'air, le taux de mortalité est inférieur à 20 pour 100 000 habitants. Si on double la concentration de particules, le taux de mortalité devient supérieur à 30 pour 100 000 habitants.

La forte variabilité spatiale et temporelle des aérosols nécessite des observations globales et fréquentes (au minimum journalières) de l'atmosphère. Celles-ci sont rendues possibles par la télédétection spatiale qui est basée sur l'interprétation du spectre de la lumière solaire réfléchi par le système « atmosphère-surface ». Le point critique pour la télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées est la connaissance de la contribution de la surface.

Le Laboratoire Interdisciplinaire des Sciences de l'Environnement (LISE) est impliqué dans la mission MERIS depuis plusieurs années. Il a été en charge de développer l'algorithme de télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées. Le travail de thèse s'est donc orienté sur l'évaluation et les améliorations de l'algorithme ainsi qu'aux applications de la télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées. L'application de l'algorithme aux données SeaWiFS, dont les caractéristiques spectrales sont proches de celles de MERIS, était justifiée par le fait que la base de données SeaWiFS était plus importante que celle de MERIS. Ces travaux s'inscrivent dans le cadre de projets européens qui appliquent la télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées, à la qualité de l'air et aux corrections atmosphériques au-dessus des eaux intérieures.

Le premier chapitre rappelle les bases de l'optique atmosphérique et les définitions des grandeurs qui vont permettre de formuler le signal au sommet de l'atmosphère. Les différentes méthodes de télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées sont introduites et les produits officiels sur les aérosols fournis par les agences spatiales sont décrits.

Le deuxième chapitre développe la formulation du signal dans le cadre de la télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées par le capteur MERIS. L'algorithme est basé sur l'inversion du signal mesuré au-dessus des surfaces de végétation sombre (appelées DDV). La DDV est sélectionnée à l'aide d'un seuil sur un indice spectral, l'ARVI. La réflectance de la DDV dans le bleu et dans le rouge étant connue, la caractérisation des aérosols est donnée par une information sur l'abondance (l'épaisseur optique) et une information sur la granulométrie (la dépendance spectrale des épaisseurs optiques). Les détails de l'algorithme appliqué au capteur SeaWiFS et l'évaluation des produits aérosols réalisée à l'aide de données photométriques in situ sont reportés. L'évaluation des produits aérosols SeaWiFS confirme les limitations de l'algorithme et la nécessité d'introduire un nouveau modèle de réflectance de surface.

La principale limitation de l'algorithme est la faible couverture de la DDV au seuil nominal d'ARVI. Pour augmenter cette couverture, l'idée est d'étendre le concept de DDV à des surfaces plus brillantes (appelées LARS) en diminuant le seuil d'ARVI. La caractérisation des aérosols est alors possible grâce à la linéarité entre les réflectances de surface dans le bleu et le rouge et l'ARVI. Un nouveau modèle de réflectance de surface est alors nécessaire. Il est représenté par une réflectance DDV au seuil nominal d'ARVI et la pente de la réflectance de surface en fonction de l'ARVI. Le troisième chapitre décrit le nouveau modèle de

réflectance de surface pour MERIS. Deux études, une sur SeaWiFS basée sur l'homogénéité spatiale des aérosols, l'autre sur MERIS et des mesures photométriques, permettent de définir un nouveau modèle de réflectance de surface.

Le quatrième chapitre est une application de la télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées à la qualité de l'air. Cette application rentre dans le cadre du projet européen EXPER/PF qui tente de corréler les mesures optiques et les mesures gravimétriques de la densité de particules au sol appelées PM (Particulate Matter), qui sont les mesures standard de particules des réseaux de la qualité de l'air. Pour cela une large base de données a été développée. Cette base contient des produits satellitaires et des mesures de PM. Une approche statistique, qui prend en compte les données météorologiques, montre la possibilité de cartographier les PM depuis l'espace.

Le dernier chapitre est une approche originale des corrections atmosphériques au-dessus des eaux intérieures. Cette approche est motivée par les problèmes de corrections atmosphériques des algorithmes classiques pour la couleur de l'eau. Ces algorithmes se basent sur l'hypothèse que l'eau est optiquement noire dans le PIR. Or pour les eaux intérieures de fortes turbidités ce n'est pas le cas. Le signal sortant de l'eau dans le PIR est alors interprété comme du signal atmosphérique. Ce surplus de signal atmosphérique dans le PIR est propagé dans le visible et entraîne une sous estimation du signal sortant de l'eau dans le bleu. Notre approche est basée sur la correction du signal mesuré au-dessus des eaux intérieures par le signal atmosphérique moyen retrouvé au-dessus des terres émergées entourant les eaux intérieures. Pour respecter l'hypothèse de l'homogénéité spatiale des aérosols, une contrainte est nécessaire sur la taille des images où le signal atmosphérique est moyenné. Cette méthode a été développée dans le cadre du projet européen SISCAL.

# CHAPITRE 1

## Généralités sur la télédétection des aérosols

### 1 Introduction

Ce chapitre est dédié à la formulation du signal en optique atmosphérique ainsi qu'aux outils et méthodes de télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées. La première partie reprend les concepts optiques associés à la télédétection ainsi que la formulation des interactions entre la lumière et les composants de l'atmosphère, c'est-à-dire l'absorption et la diffusion par les molécules et par les aérosols. La principale technique de télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées est basée sur l'interprétation de la lumière solaire réfléchie par le système « atmosphère+surface ». La formulation du signal telle qu'elle est mesurée par un satellite est alors introduite. Ce signal peut-être simplement séparé en deux composantes, une composante atmosphérique et une composante de surface. La deuxième partie introduit les différentes méthodes pour extraire la composante atmosphérique. Les différences entre ces méthodes résident alors dans l'estimation de la composante de surface, qui est le point clé de la télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées. Une fois la composante atmosphérique connue et les contributions moléculaires enlevées (absorption gazeuse et diffusion Rayleigh), il est nécessaire de faire certaines hypothèses sur les modèles d'aérosol afin d'en déduire les propriétés optiques. Enfin un tableau récapitulatif des produits aérosols officiels distribués par les agences spatiales au-dessus des terres émergées est donné.

### 2 Le signal au sommet de l'atmosphère (signal TOA)

Dans cette partie, nous allons définir les quantités fondamentales qui sont utilisées dans la formulation du signal mesuré par un satellite au sommet de l'atmosphère. Ce signal est un champ radiatif transporté entre la source d'émission (le Soleil) et le récepteur (le satellite). Le signal mesuré par le satellite est décrit par l'équation de transfert radiatif qui gouverne le champ radiatif dans le milieu atmosphérique qui absorbe, émet et diffuse la radiation. L'atmosphère terrestre est composée d'une part de gaz en quantité quasi-constante (principalement di-azote  $N_2$  et di-oxygène  $O_2$ ), d'autre part de gaz en quantité variable dans le temps et l'espace (vapeur d'eau  $H_2O$ , ozone  $O_3$ ) et enfin de particules solides et liquides telles que des aérosols, des gouttelettes d'eau et des cristaux de glace.

#### 2-1 Définitions des grandeurs radiométriques

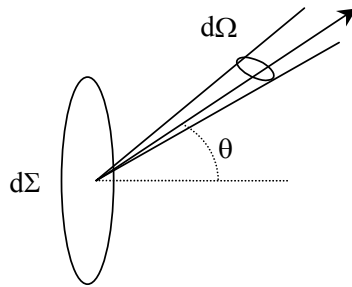
On se limite ici aux grandeurs optiques mesurées dans le spectre solaire. Le domaine thermique, pour lequel on parle de température apparente, est exclu. L'ensemble des définitions, concepts et grandeurs monochromatiques associés utilisés en optique atmosphérique est exposé dans Deschamps et al. (1983) et Lenoble (1993). Le flux énergétique  $\phi$  correspond à une énergie émise, reçue ou transportée par unité de temps et s'exprime donc en watts. On définit ensuite la densité de flux énergétique  $F$  (ou flux net) comme un flux d'énergie traversant un élément de surface élémentaire  $d\Sigma$  (Eq. 1-1).

$$F = \frac{d\phi}{d\Sigma} \quad (W.m^{-2}) \quad [1-1]$$

La luminance énergétique correspond au flux énergétique traversant une surface élémentaire  $d\Sigma$ , suivant une direction  $\theta$  par rapport à la normale à la surface comprise dans un angle solide  $d\Omega$  (Fig. 1-1), et s'écrit :



$$L = \frac{d^2\phi}{d\Omega d\Sigma \cos\theta} \quad (W.m^{-2}.sr^{-1}). \quad [1-2]$$



**Figure 1-1** : Flux énergétique traversant une surface.

On parle également de luminance énergétique monochromatique  $L_\lambda$  ( $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$ ) :

$$L_\lambda = \frac{dL}{d\lambda}. \quad [1-3]$$

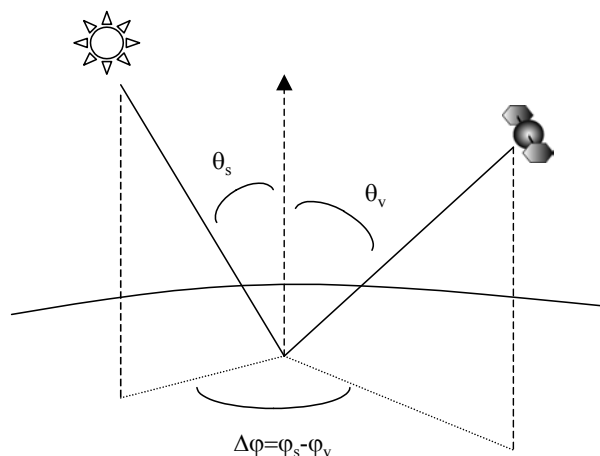
Dans le cadre de capteur satellitaire, en tenant compte de la réponse spectrale des filtres des instruments, il est utile d'introduire la notion de luminance monochromatique équivalente  $L_{eq}$ . Si  $R_\lambda$  est la sensibilité spectrale du filtre :

$$L_{eq} = \frac{\int L_\lambda R_\lambda d\lambda}{\int R_\lambda d\lambda}. \quad [1-4]$$

Cette luminance monochromatique équivalente sera simplement appelée luminance dans la suite. Elle dépend des directions d'illumination et d'observation.

### 2-1-1 Grandeurs géométriques

Définissons les différents angles que nous allons utiliser dans le cadre du système « Soleil-Terre-satellite » (Fig. 1-2).



**Figure 1-2** : Représentation des angles définissant la position du soleil et du satellite.

Avec les notations suivantes pour :

- La visée du satellite : l'angle zénithal de visée  $\theta_v$  et l'angle azimutal de visée  $\varphi_v$ .
- La position du soleil : l'angle zénithal solaire  $\theta_s$  et l'angle azimutal solaire  $\varphi_s$ .

- La différence azimutale  $\Delta\varphi$  entre les plans verticaux contenant les directions d'incidence (plan solaire) et d'observation.

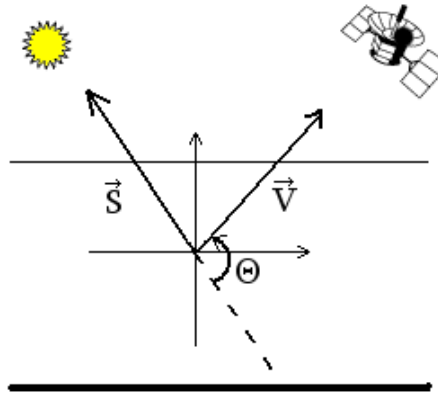
On emploie généralement les cosinus des angles zénithaux notés  $\mu_s$  et  $\mu_v$ , soit :

$$\mu_{s,v} = \cos(\theta_{s,v}) \quad [1-5]$$

Avec ces notations, la masse d'air  $m$  qui correspond au trajet direct de la radiation entre le Soleil et le capteur est donnée par :

$$m = \frac{1}{\mu_s} + \frac{1}{\mu_v} \quad [1-6]$$

Nous définissons ensuite l'angle de diffusion  $\Theta$  comme étant l'angle entre la direction du rayon incident solaire et la direction d'observation.



**Figure 1-3 :** Convention des vecteurs d'illumination  $\vec{S}$  et d'observation  $\vec{V}$  pour le calcul de l'angle de diffusion  $\Theta$ .

La convention des vecteurs d'illumination  $\vec{S}$  et d'observation  $\vec{V}$  donne l'expression de  $\Theta$  en fonction des angles  $\theta_s$ ,  $\theta_v$  et  $\Delta\varphi = \varphi_v - \varphi_s$ , soit :

$$\cos(\Theta) = \cos(\theta_s)\cos(\theta_v) + \sin(\theta_s)\sin(\theta_v)\cos(\Delta\varphi) \quad [1-7]$$

L'angle de diffusion est alors égal à  $0^\circ$  en diffusion avant et est égal à  $180^\circ$  en rétrodiffusion.

### 2-1-2 La réflectance bidirectionnelle

Dans le système « Soleil-Terre-satellite », on appelle  $E_s$  l'éclairement solaire qui représente le flux solaire arrivant au sommet de l'atmosphère par unité de surface. La réflectance bidirectionnelle est alors définie comme le rapport du flux réfléchi sur le flux incident. La réflectance bidirectionnelle au sommet de l'atmosphère  $\rho_{TOA}$ , qui dépend de la géométrie d'illumination et d'observation, s'écrit alors :

$$\rho_{TOA}(\theta_s, \theta_v, \Delta\varphi) = \frac{\pi L_{TOA}(\theta_s, \theta_v, \Delta\varphi)}{\mu_s E_s} \quad [1-8]$$

Dans le cas d'une surface lambertienne, c'est-à-dire une surface qui réfléchit la lumière de façon isotrope, la réflectance bidirectionnelle est constante et ne dépend donc pas des directions d'incidence et de réflexion. Dans la suite, le terme bidirectionnel sera omis.

### 2-1-3 La transmission et l'épaisseur optique

Au passage d'un milieu, un champ radiatif de luminance  $L$  est soumis à des pertes par extinction. Ces pertes sont décrites par la loi de Lambert qui s'écrit :

$$dL = -\sigma_e L dx, \quad [1-9]$$

où  $\sigma_e$  est le coefficient d'extinction du milieu et  $dx$  représente la distance parcourue par la radiation. L'unité du coefficient d'extinction est donc le  $m^{-1}$ . On définit la transmission directe sur le trajet total :

$$t_D = \exp\left(-\int \sigma_e dx\right). \quad [1-10]$$

Dans le cas de l'atmosphère, on considère que le coefficient d'extinction ne dépend que de l'altitude  $z$ . Entre le sommet de l'atmosphère et le sol, on définit l'épaisseur optique totale  $\tau$  par :

$$\tau = \int_{sol}^{\infty} \sigma_e(z) dz \quad [1-11]$$

Cette épaisseur optique totale est donc sans dimension. En appliquant l'hypothèse d'une atmosphère plane-parallèle et homogène, la transmission directe dans la direction du Soleil s'écrit alors :

$$t_D(\theta_s) = \exp\left(-\frac{\tau}{\mu_s}\right). \quad [1-12]$$

Le phénomène d'extinction représente l'atténuation totale de l'énergie solaire dans l'atmosphère. On distingue dans cette atténuation les pertes par absorption simple (caractérisées par un coefficient d'absorption  $\sigma_a$ ) et les pertes par diffusion (caractérisées par un coefficient de diffusion  $\sigma_s$ ) dans d'autres directions. Le coefficient d'extinction  $\sigma_e$  étant égal à la somme des coefficients d'absorption et de diffusion. L'albédo de diffusion simple qui caractérise l'absorption s'écrit alors :

$$\omega_0 = \frac{\sigma_s}{\sigma_e}. \quad [1-13]$$

L'albédo de diffusion simple est compris entre 0 et 1. Pour caractériser les pertes par diffusion, il est nécessaire d'introduire la fonction de phase, notée  $P$ . La fonction de phase représente la probabilité de diffusion d'un photon dans une certaine direction par rapport à sa direction d'incidence. La fonction de phase, caractéristique d'un type de diffuseur ( $i$ ) à une longueur d'onde donnée, dépend de l'angle de diffusion  $\Theta$  et sera notée  $P(\Theta)$ . Les différents constituants de l'atmosphère (molécules, aérosols, gouttelettes d'eau et cristaux de glace) ont tous des propriétés de diffusion et d'absorption de la lumière. Les propriétés de diffusion et d'absorption des gouttelettes d'eau et des cristaux de glace ne sont pas abordées dans ce travail (observation en ciel clair).

## 2-2 Les principales méthodes de télédétection des aérosols

Une étude sur la télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées (Ramon et al., 1999) donne les principales méthodes de télédétection depuis l'espace :

- L'extinction solaire : la méthode de mesure de l'extinction solaire (c'est-à-dire la mesure de l'atténuation par visée directe du Soleil) permet surtout l'étude des aérosols stratosphérique par visée au limbe.
- L'infrarouge thermique : cette méthode utilise l'émission thermique de la Terre et des particules. Son principal avantage est la possibilité de réaliser des mesures de nuit. Cette méthode a permis par exemple, de suivre le cycle journalier des aérosols désertiques (Legrand et al., 1988).
- La rétrodiffusion de la lumière solaire : cette méthode est basée sur la mesure du signal solaire réfléchi et/ou diffusé par le système « Terre-atmosphère ».

Toutes ces méthodes sont dites passives. A cela, on peut ajouter la méthode active plutôt récente qui consiste en l'utilisation d'un lidar et qui permet surtout d'obtenir des informations sur le profil vertical des aérosols (Kaufman et al., 2003). La méthode la plus répandue pour la télédétection des aérosols est la méthode en rétrodiffusion. Elle mesure la lumière solaire réfléchi par le système Terre-atmosphère (voir Fig. 1-4). En rétrodiffusion, la luminance aux courtes longueurs d'onde détectée par un satellite est ainsi composée de la radiation diffusée par l'atmosphère dans la direction du capteur (1) et de la radiation solaire réfléchi par la surface de la Terre (2). En fait, ces deux termes résultent à leur tour de différentes contributions qui sont représentées schématiquement sur la figure (1-5).

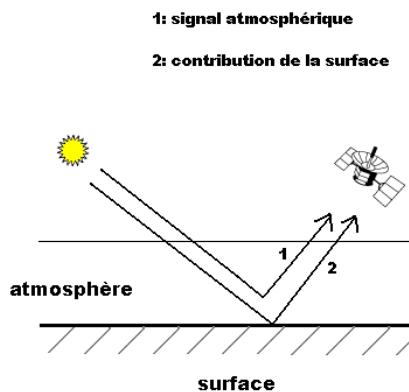


Figure 1-4 : Contributions au signal en rétrodiffusion.

Lorsqu'un capteur regarde un pixel à la surface de la Terre, il voit différentes contributions au signal mesuré. Tout d'abord au premier ordre, le capteur voit la contribution du pixel et la contribution de la lumière diffusée à travers une seule rétrodiffusion dans l'atmosphère. Au second ordre, le capteur voit la lumière diffusée par une série de diffusion (en avant et en arrière) dans l'atmosphère et les effets d'environnement. Ces différentes origines de la lumière captée par un satellite doivent être prises en compte dans la modélisation du signal afin d'en extraire de la manière la plus précise la quantité recherchée (King et al., 1999).

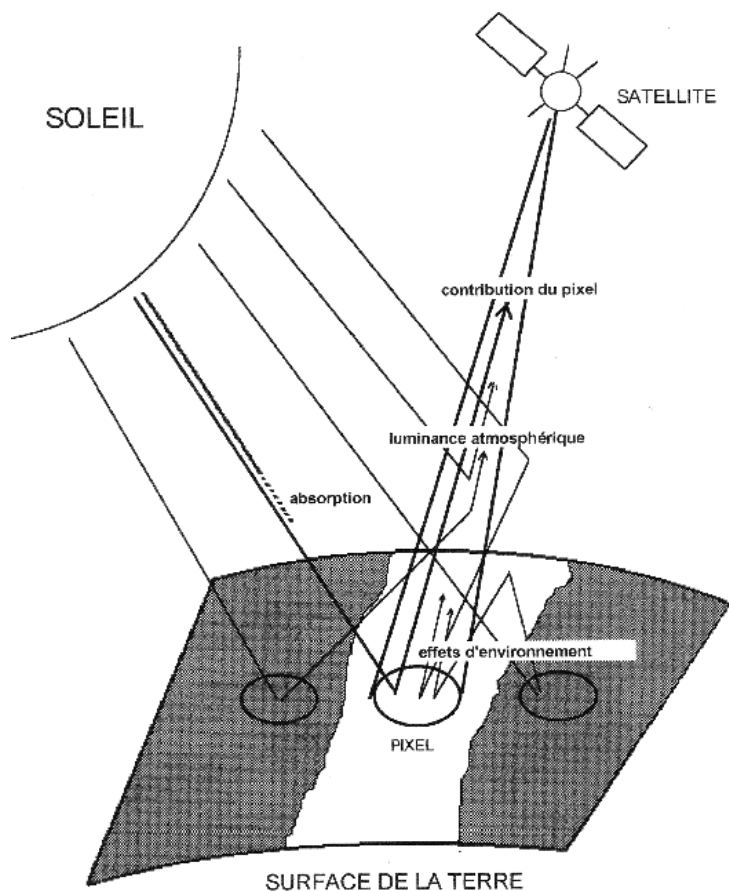


Figure 1-5 : Schéma des différentes contributions au signal mesuré en rétrodiffusion (d'après Deschamps et al., 1983)

### 2-3 La formulation du signal TOA en ciel clair

Le signal mesuré au sommet de l'atmosphère peut être prédit par l'utilisation d'un code de transfert radiatif. Parmi les codes les plus répandus on peut citer MODTRAN4 (Anderson et al., 2000), les OS (Deuzé et al., 1989) ou MOMO (Fell et Fischer, 1995). Dans notre cas, nous avons opté pour le code de transfert radiatif des OS, qui est une méthode basée sur les ordres successifs de diffusion. Cette méthode consiste à résoudre l'équation de transfert radiatif développée en série de Fourier. L'atmosphère est considérée comme plane-parallèle et homogène. Elle est divisée en sou-couches de même épaisseur optique et l'intégration angulaire s'effectue grâce à une quadrature de Gauss (à 24 angles vers le haut et vers le bas).

La formulation du signal TOA est basée sur le code 5S (Tanré et al., 1990). Une version plus récente appelée 6S (Vermote et al., 1997) est accessible gratuitement sur Internet ([www-loa.univ-lille1.fr/SOFTWARE/Msixs/msixs\\_gb.html](http://www-loa.univ-lille1.fr/SOFTWARE/Msixs/msixs_gb.html)). Le code 6S est un code qui simule la luminance réfléchiée par le système « atmosphère-Terre-atmosphère » telle que la mesure un satellite observant la Terre illuminée par le Soleil. Cette luminance dépend donc de la surface mais aussi des 2 principales interactions avec l'atmosphère, l'absorption et la diffusion par les molécules et les aérosols. Les principales améliorations du code 6S sont la précision du calcul de la diffusion moléculaire, la possibilité de comparer des données satellitaires à des mesures aéroportées, et de prendre en compte les effets directionnels de la surface.

Dans le cas d'une surface lambertienne, la réflectance au sommet de l'atmosphère selon 6S,  $\rho_{TOA}$ , s'écrit :

$$\rho_{TOA} = T_g \left( \rho_{atm} + T(\mu_S) \frac{\rho_g}{1 - s_{atm} \rho_g} T(\mu_V) \right), \quad [1-14]$$

où :

- $T_g$  est la transmission due aux seuls gaz absorbants pour une double traversée de l'atmosphère (trajet Soleil-surface-satellite). Elle dépend de la masse d'air et de l'abondance des gaz absorbants.
- $\rho_{atm}$  est la réflectance atmosphérique, c'est-à-dire le signal mesuré par le satellite si le sol est non réfléchissant. Elle dépend des conditions géométriques d'illumination et d'observation et des constituants de l'atmosphère (molécules et aérosols).
- $T(\mu_S)$  et  $T(\mu_V)$  sont les transmissions atmosphériques, descendante et montante, respectivement. Elles tiennent compte des aérosols et des molécules, hors absorption gazeuse, et se décomposent en un terme diffus  $t_d(\theta)$  qui correspond aux photons ayant été diffusés au moins une fois sur le parcours et d'un terme direct  $t_D(\theta)$  (Eq. 1-10),
- $\rho_g$  est la réflectance de surface,
- $s_{atm}$  est l'albédo sphérique de l'atmosphère (rapport entre le flux renvoyé par l'atmosphère et un flux incident isotropique).

La réflectance atmosphérique, qui serait le terme observé au niveau du satellite si le sol était noir, peut se décomposer en première approximation comme la somme de deux termes : un terme moléculaire appelé réflectance Rayleigh et noté  $\rho_R$ , et un terme aérosol appelé réflectance des aérosols et noté  $\rho_a$ . La résolution de l'équation de transfert radiatif en approximation de la diffusion primaire et en développant au premier terme en  $\tau$ , permet d'écrire la réflectance Rayleigh sous la forme :

$$\rho_R = \frac{\tau_R P_R(\Theta)}{4\mu_S \mu_V}, \quad [1-15]$$

où  $\tau_R$  est l'épaisseur optique Rayleigh et  $P_R$  la fonction de phase Rayleigh. Avec les mêmes approximations, on peut écrire la réflectance des aérosols :

$$\rho_a = \frac{\omega_0 \tau_a P_a(\Theta)}{4\mu_S \mu_V}, \quad [1-16]$$

où  $\tau_a$  est l'épaisseur optique des aérosols,  $P_a$  leur fonction de phase et  $\omega_0$  l'albédo de diffusion simple (Eq. 1-13).

## 2-4 Limitations

L'originalité de la formulation du signal au sommet de l'atmosphère de type 6S est le découplage des effets atmosphériques pour un modèle d'atmosphère à une couche composée de molécules et d'aérosols. Les limitations principales de cette formulation sont les géométries rasantes, les diffusions multiples et le couplage entre l'absorption et la diffusion. Les géométries rasantes entraînent des phénomènes de réfraction de la lumière que l'on ne peut plus négliger. Enfin, pour minimiser le problème lié au couplage entre l'absorption et la diffusion la solution la plus simple est de se placer dans des bandes spectrales peu contaminées par l'absorption gazeuse.

## 3 L'atmosphère et la réflectance des aérosols

La radiation totale (diffusée et réfléchi) mesurée au sommet de l'atmosphère est généralement exprimée en terme de réflectance (Eq. 1-8). La réflectance au sommet de l'atmosphère est composée d'une réflectance atmosphérique, d'une réflectance de surface et des termes de transmission (voir Eq. 1-14). La réflectance atmosphérique est elle-même composée d'une réflectance Rayleigh, d'une réflectance des aérosols et d'un terme de couplage entre la diffusion par les molécules (ou diffusion Rayleigh) et la diffusion par les aérosols. C'est la réflectance des aérosols qui est la quantité recherchée dans la télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées. Cette réflectance des aérosols dépend à chaque longueur d'onde, de l'épaisseur optique des aérosols, de la fonction de phase des aérosols, de l'albédo de diffusion simple et de la géométrie (Eq. 1-16).

### 3-1 Comment extraire la composante atmosphérique ?

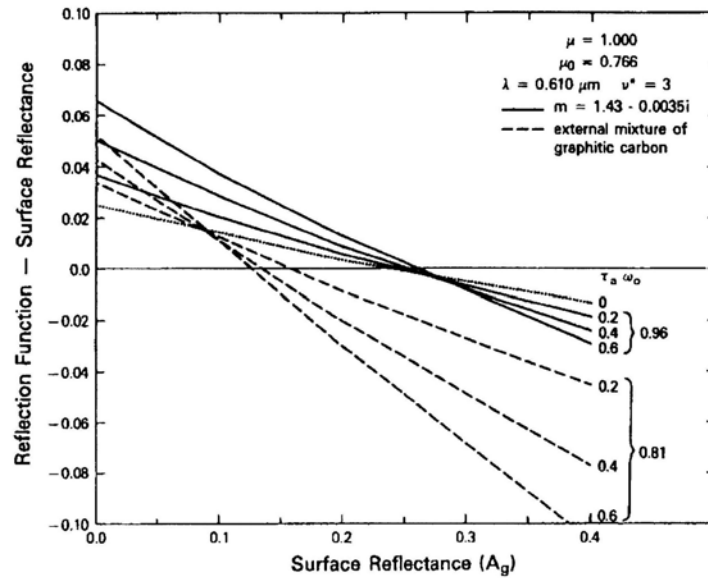
Hors absorption gazeuse et en négligeant les réflexions multiples entre le sol et l'atmosphère, l'équation (1-14) permet d'écrire plus simplement la réflectance  $\rho^*$ , appelée réflectance apparente, comme la somme de la réflectance atmosphérique  $\rho_{atm}$  et de la réflectance de surface  $\rho_g$  atténuée de la transmission atmosphérique totale,

$$\rho^* = \rho_{atm} + T_{atm}\rho_g, \quad [1-17]$$

où  $T_{atm}$  représente la transmission totale (montante et descendante, directe et diffuse).

Dans le signal mesuré par un satellite, il y a donc une compétition entre la contribution atmosphérique et la contribution de la surface. La figure (1-6) illustre l'importance relative de la surface sur la réflectance au sommet de l'atmosphère. Pour les surfaces sombres, l'effet est positif et donc la réflectance atmosphérique domine le signal. Pour des surfaces brillantes, l'effet est négatif et donc c'est la réflectance de surface qui domine. La réflectance de surface est encore plus dominante lorsque l'absorption des aérosols augmente (diminution de  $\omega_0$ ). La réflectance atmosphérique étant surtout dépendante des aérosols, le maximum de sensibilité de l'épaisseur optique des aérosols sur la réflectance TOA se produit au-dessus des surfaces sombres. De plus, certaines régions, comme les déserts, ont un albédo de surface proche de la valeur critique, définie comme la valeur de réflectance de surface pour laquelle la luminance au sommet de l'atmosphère n'est pas directement reliée à l'épaisseur optique des aérosols.

Pour Kaufman et al. (1997), la télédétection des aérosols au-dessus des surfaces sombres est optimisée pour les surfaces de réflectance  $\rho_g \leq 0,06$ . En rétrodiffusion, il existe plusieurs méthodes de télédétection des aérosols dans le cas de capteur passif visant la surface terrestre. Elles ont évolué avec les technologies développées par l'industrie spatiale. On est passé de l'utilisation de plusieurs larges bandes spectrales à des bandes spectrales plus fines en y ajoutant l'approche multi-directionnelle et la polarisation. Ces différentes techniques sont décrites dans le paragraphe suivant.



**Figure 1-6 :** Différence entre la réflectance TOA et la réflectance de surface en fonction de la réflectance de surface pour différentes valeurs de  $\tau_a$  (0 ; 0,2 ; 0,4 et 0,6) et de  $\omega_0$  (0,81 et 0,96). La longueur d'onde est de 610 nm (d'après Fraser et Kaufman, 1985)

### 3-2 Les méthodes utilisant la réflectance dans de multiples bandes spectrales:

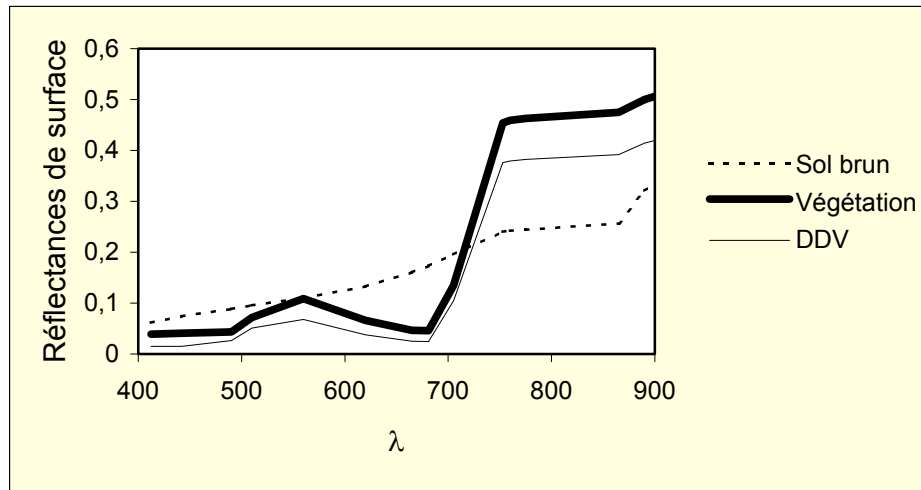
L'augmentation de la réflectance atmosphérique en présence d'aérosols est la caractéristique la plus distinctive en télédétection spatiale (King et al., 1999). Une large couche d'aérosols, un événement de poussières désertiques ou un feu de forêt peut être facilement détectés par l'augmentation de la réflectance dans une bande du spectre visible. En première approximation, la réflectance atmosphérique est uniquement dépendante de l'épaisseur optique des aérosols (Eq. 1-16). Le principe de télédétection de l'épaisseur optique des aérosols au-dessus des surfaces sombres est basé sur la linéarité de l'augmentation de la réflectance TOA (pour une quantité fixée de molécules et d'ozone) avec l'augmentation de l'épaisseur optique des aérosols. En appliquant cette linéarité à toutes les géométries, facilement représentables sous forme de tables précalculées (appelées LUT), on peut rechercher l'épaisseur optique des aérosols qui donne la réflectance la plus proche du signal mesuré par le satellite.

L'avantage principal des méthodes à plusieurs bandes spectrales est la possibilité d'obtenir de nouvelles informations. Par exemple, en utilisant deux bandes spectrales suffisamment éloignées, on déduit deux épaisseurs optiques des aérosols et on peut calculer la dépendance spectrale de l'épaisseur optique des aérosols qui fournit une information supplémentaire sur la taille moyenne des aérosols. Un autre exemple pour la couleur de l'eau est le coefficient  $\varepsilon$  qui est un rapport de deux réflectances des aérosols en diffusion primaire à deux longueurs d'onde. Il permet de sélectionner un modèle d'aérosols, puis de corriger toutes les bandes du capteur SeaWiFS du terme atmosphérique (Gordon et Wang, 1994). Enfin un dernier exemple est l'indice spectral pour les aérosols absorbants dans l'ultra-violet utilisant les bandes à 340 et 380 nm du capteur TOMS (J. R. Herman et al., 1997).

De manière générale, la partie la plus délicate des algorithmes de télédétection des aérosols est la soustraction de la réflectance de surface de la réflectance apparente (Eq. 1-17), la réflectance de surface étant beaucoup plus difficile à caractériser sur les terres émergées que sur les océans à cause de l'hétérogénéité spatiale des surfaces terrestres.

### 3-2-1 Les surfaces de végétation sombre (DDV)

La méthode de télédétection des aérosols au-dessus des surfaces de végétation sombre (appelées DDV) est basée sur le principe de la forte absorption des pigments chlorophylliens dans les bandes spectrales du bleu (400-500 nm) et du rouge (600-700 nm). La figure (1-7) montre les spectres de réflectance d'un sol brun (en pointillés), de végétation standard (en trait gras) et de DDV (en trait fin). Les valeurs plus faibles de réflectances sur tout le spectre de la DDV par rapport à la végétation standard peut s'expliquer par la structure du couvert. En effet, les interactions multiples à l'intérieur du couvert entraînent un phénomène de piégeage de la lumière.



**Figure 1-7 :** Spectres de réflectance de surface de végétation (en trait gras), d'un sol brun (en pointillés) et de DDV (en trait fin).

L'équation (1-17) s'écrit alors :

$$\rho^* = \rho_{atm} + T_{atm} \rho_{DDV} , \quad [1-18]$$

où  $\rho_{DDV}$  est la réflectance de la DDV. Pour estimer l'épaisseur optique des aérosols au-dessus de la DDV, la réflectance de ces surfaces sombres doit être estimée dans le bleu et le rouge avec une incertitude de 0,5 à 1% (Kaufman et Sendra, 1988). Cette incertitude se traduit par une erreur sur l'épaisseur optique des aérosols de 0,05 à 0,1.

### 3-2-2 La réduction de contraste

La sélection des pixels DDV est une très bonne méthode pour interpréter le signal satellitaire en terme de contribution atmosphérique. Cependant, dans les régions où la couverture DDV est très faible ou inexistante, cette méthode ne peut-être appliquée. Une méthode alternative, la réduction de contraste, a alors été développée pour ces cas de figure. Sur une série temporelle, la présence d'aérosol réduit globalement le contraste (luminance atmosphérique et éclairage au sol) et localement par les effets d'environnement. C'est l'étude de cet effet pixel par pixel et de sa variabilité temporelle d'image à image qui permet de caractériser les aérosols. La différence de réflectance apparente de deux pixels adjacents s'écrit à partir de l'équation (1-17) :

$$\Delta\rho^* = \Delta\rho_{atm} + \Delta T_{atm} \rho_g + T_{atm} \Delta\rho_g . \quad [1-19]$$

On considère tout d'abord que le terme atmosphérique est le même pour les deux pixels adjacents, soit  $\Delta\rho_{atm}=0$ . Ensuite, une image d'une journée claire permet de connaître la différence de réflectance de surface ( $\Delta\rho_g$ ). La différence de réflectance apparente ne dépend alors que de la différence de transmissions atmosphériques  $\Delta T_{atm}$ , qui peut-être attribuée à une variation de la quantité d'aérosols.



Cette méthode a été appliquée aux données TM (Tanré et al., 1988) et aux données AVHRR (Holben et al., 1992) sur des zones arides où le concept d'invariance de la surface est largement validé. La détermination de la différence de réflectance de surface est un point essentiel à cette méthode. Cette détermination ne peut être réalisée que pour des journées très claires, sur des surfaces temporellement invariantes. Ceci est une tâche difficile à réaliser avec des images satellites (présence de nuages, angle de visée différent à chaque prise de vue, géolocalisation précise, etc...) qui, de plus, demande une inspection visuelle de la netteté de l'image. De plus, la réflectance de surface dépend de ses caractéristiques bidirectionnelles et nécessite donc des mesures dans les mêmes conditions géométriques. Les nouveaux capteurs tels MODIS, MISR ou POLDER-2 permettent de déduire la réflectance de surface bidirectionnelle avec une meilleure précision que dans le passé. La méthode de réduction de contraste pourrait alors être appliquée à toutes les conditions géométriques. Enfin la méthode de réduction de contraste dépend fortement de la résolution du capteur. Par exemple, la réduction de contraste est 40 % plus faible pour un capteur à une résolution de 1 km que pour un capteur à une résolution de 30 m (Tanré et Legrand, 1991) mais elle reste forte lorsque les conditions de visibilité sont très faibles.

### 3-2-3 Les observations multi-directionnelles

La télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées dépend fortement de la connaissance de la surface. La réflectance de la surface peut être soustraite par l'utilisation de mesures multi-directionnelles. Une méthode de télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées utilisant les observations multi-directionnelles a été développée pour le capteur MISR. L'intérêt principal de ces différentes observations de la même scène est une meilleure estimation de la réflectance de surface. Cette méthode est basée sur l'interprétation du signal diffusé par les aérosols au-dessus des surfaces sombres. Le but est alors de trouver la réflectance atmosphérique et la réflectance de surface qui minimise la différence entre le signal mesuré et le signal simulé (Martonchik et al., 1998). Cette méthode, basée sur les surfaces sombres et donc limitée en couverture spatiale, a ensuite été modifiée pour prendre en compte toutes les surfaces (Martonchick et al., 2002).

Il est important de noter que les données MISR pourraient être utilisées avec des méthodes à une seule observation en moyennant les différentes observations. En revanche, Veefkind et al. (2000) ont développé une méthode basée sur la double directionnalité du capteur ATSR-2 et sur l'utilisation de la bande dans le moyen IR. La méthode est basée sur le rapport, indépendant de la longueur d'onde et notée  $k$ , entre les deux réflectances de surface mesurées pour la visée au nadir  $\rho_{g,n}$  et la visée en avant  $\rho_{g,f}$  (avec un angle de visée de  $56^\circ$ ). Ainsi, la réflectance de surface de la visée en avant s'écrit simplement :

$$\rho_{g,f}(\lambda) = k\rho_{g,n}(\lambda) \quad [1-20]$$

La valeur du rapport est estimée dans un premier temps dans la bande du moyen IR (à  $1,6 \mu\text{m}$ ) où la contribution atmosphérique est négligée. Ensuite, en combinant les deux réflectances apparentes mesurées, on peut, à l'aide de l'équation (1-17), faire disparaître la réflectance de surface, soit :

$$\frac{\rho_n^* - \rho_{atm,n}}{T_{atm,n}} = \frac{\rho_f^* - \rho_{atm,f}}{kT_{atm,f}} \quad [1-21]$$

En considérant que la réflectance atmosphérique augmente avec l'épaisseur optique des aérosols, une méthode itérative permet de retrouver les épaisseurs optiques des aérosols à trois longueurs d'onde. Enfin, une dernière sélection est réalisée sur la dépendance spectrale des épaisseurs optiques des aérosols.

### 3-2-4 La lumière polarisée

La télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées avec l'aide de la polarisation a été développée autour du capteur POLDER. Le principe qui se cache derrière l'utilisation de la polarisation est que la lumière polarisée est beaucoup plus sensible à la diffusion atmosphérique qu'à la réflectance de surface (M. Herman et al., 1997). Ainsi en lumière polarisée, l'équation (1-17) s'écrit :

$$\rho_{pol}^* = \rho_{atm,pol} + T_{atm}\rho_{g,pol} \quad [1-22]$$

Sous l'hypothèse d'un sol lambertien, il n'y a pas de directions privilégiées et donc la contribution de la surface est nulle en lumière polarisée ( $\rho_{g,pol}=0$ ). Cependant les surfaces naturelles ne sont pas lambertiennes et

il est nécessaire de les caractériser pour les éliminer du signal (M. Herman et al., 1997). Pour cela Nadal et Bréon (1999) ont développé un modèle de BRDF de surface à partir des signaux polarisés et multi-directionnels dans le rouge et le PIR. Ce modèle utilise des coefficients empiriques ajustés pour différentes classes de surfaces terrestres. La principale limitation de l'utilisation de la polarisation pour la télédétection des aérosols est liée au fait que l'efficacité de polarisation de la diffusion atmosphérique diminue lorsque la taille des particules augmente. De fait seules les petites particules seront détectées au-dessus des terres émergées (Deuzé et al., 2001).

Nous avons vu précédemment que la télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées était basée sur l'interprétation du signal mesuré par le satellite. Ce signal est composé d'un terme atmosphérique et d'un terme de surface. Différentes méthodes permettent de soustraire le signal de surface mais il est aussi nécessaire de connaître la composante d'absorption gazeuse et la composante de diffusion Rayleigh afin d'extraire du signal atmosphérique le signal des aérosols.

### 3-3 Soustraire la composante d'absorption gazeuse et la composante Rayleigh

D'une manière générale, on décompose les propriétés optiques de l'atmosphère en quatre termes : la diffusion moléculaire (ou diffusion Rayleigh), l'absorption moléculaire (ou absorption gazeuse), la diffusion des aérosols et l'absorption des aérosols. La diffusion Rayleigh s'applique à des molécules de tailles très inférieures à la longueur d'onde considérée. La diffusion Rayleigh est estimée par une épaisseur optique Rayleigh ( $\tau_R$ ), qui dépend fortement de la longueur d'onde et de la pression atmosphérique, et par une fonction de phase Rayleigh ( $P_R(\Theta)$ ) qui s'écrit d'une manière simplifiée:

$$P_R(\Theta) = \frac{2(1-\delta)}{2+\delta} \frac{3}{4} (1 + \cos^2(\Theta)) + \frac{3\delta}{2+\delta}, \quad [1-23]$$

où  $\delta=0,0279$  est le facteur de dépolarisation. On retient que la fonction de phase Rayleigh est symétrique par rapport à  $90^\circ$  d'angle de diffusion.

Dans le spectre solaire, l'absorption gazeuse est principalement due à l'oxygène ( $O_2$ ), l'ozone ( $O_3$ ) et la vapeur d'eau ( $H_2O$ ). L'oxygène est considéré comme uniformément mélangé dans l'atmosphère et ne dépend que de la pression barométrique au sol alors que les quantités d'ozone et de vapeur d'eau varient sensiblement de manière spatiale et temporelle. L'absorption gazeuse est caractérisée par un terme de transmission qui dépend du composant et de la longueur d'onde. On retiendra essentiellement que l'ozone absorbe les rayonnements dont les longueurs d'onde sont inférieures à 290 nm ainsi qu'une partie du rayonnement dans le rouge. L'oxygène, quant à lui, présente une bande étroite d'intense absorption autour de 760 nm et la vapeur d'eau absorbe une majeure partie du rayonnement solaire de l'infrarouge à l'infrarouge thermique.

### 3-4 L'interprétation de la composante aérosols

Les propriétés optiques des aérosols sont très variables spatialement et temporellement. Entre l'émission de poussières qui accompagne une éruption volcanique, en passant par les tempêtes de sable, les feux de forêts jusqu'aux émissions de particules dues à l'industrialisation, les propriétés optiques des aérosols sont beaucoup plus complexes.

Les aérosols ont des origines très diverses et des tailles comprises entre 0,01 et 100  $\mu\text{m}$  (d'Almeida et al., 1991). Ils peuvent venir de sources primaires (poussières désertiques, embruns marins, cendres volcaniques et poussières industrielles) ou de sources secondaires par transformation gaz-particule (sulfates, composés organiques). Certaines de ces particules sont émises par des sources naturelles et d'autres par des sources anthropiques (Table 1-1).

La quantité annuelle émise dans l'atmosphère de particules d'origine naturelle est estimée à environ 3100 Mt/an et celle des particules d'origine anthropique à environ 450 Mt/an (Kiehl et Rodhe, 1995). Une majeure partie des aérosols d'origine naturelle est constituée de grosses particules alors que les aérosols anthropiques

sont principalement des particules fines. On considère généralement une variabilité spatiale à l'échelle régionale de la plupart des aérosols due à leur faible temps de résidence dans l'atmosphère (de quelques secondes à plusieurs jours suivant la taille). Cette variabilité spatiale peut atteindre une échelle globale dans le cas d'éruptions volcaniques projetant des particules dans la stratosphère (les temps de résidence peuvent être alors d'une ou plusieurs années) ou le transport des aérosols désertiques par les masses d'air sur de très longues distances. Dans notre cas, nous nous sommes essentiellement focalisés sur les aérosols primaires troposphériques au-dessus de l'Europe de l'Ouest, restreignant les différentes sources d'aérosols aux sources régionales d'origines marines et industrielles dans la plupart des cas.

Source	Estimated Flux (Tg yr <sup>-1</sup> )			Particle Size Category <sup>a</sup>
	Low	High	Best	
<b>NATURAL</b>				
<b>Primary</b>				
Soil dust (mineral aerosol)	1000	3000	1500	Mainly coarse
Sea salt	1000	10000	1300	Coarse
Volcanic dust	4	10000	30	Coarse
Biological debris	26	80	50	Coarse
<b>Secondary</b>				
Sulfates from biogenic gases	80	150	130	Fine
Sulfates from volcanic SO <sub>2</sub>	5	60	20	Fine
Organic matter from biogenic VOC	40	200	60	Fine
Nitrates from NO <sub>x</sub>	15	50	30	Fine and coarse
<b>Total natural</b>	<b>2200</b>	<b>23500</b>	<b>3100</b>	
<b>ANTHROPOGENIC</b>				
<b>Primary</b>				
Industrial dust, etc. (except soot)	40	130	100	Fine and coarse
Soot	5	20	10	Mainly fine
<b>Secondary</b>				
Sulfates from SO <sub>2</sub>	170	250	190	Fine
Biomass burning	60	150	90	Fine
Nitrates from NO <sub>x</sub>	25	65	50	Mainly coarse
Organics from anthropogenic VOC	5	25	10	Fine
<b>Total anthropogenic</b>	<b>300</b>	<b>650</b>	<b>450</b>	
<b>Total</b>	<b>2500</b>	<b>24000</b>	<b>3600</b>	

<sup>a</sup>Coarse and fine size categories refer to mean particle diameter above and below 1 μm, respectively.

Note: Sulfates and nitrates are assumed to occur as ammonium salts. Flux unit: Tg yr<sup>-1</sup> (dry mass).

Source: Kiehl and Rodhe (1995).

**Table 1-1** : Estimation des émissions des principaux aérosols.

### 3-4-1 Les modèles d'aérosol

Dans l'ensemble, il est possible de classer les aérosols en différents types dans le but d'établir une climatologie globale (d'Almeida, 1991). Plusieurs composantes de base des aérosols ont été définies (Shettle et Fenn, 1979 ; WCP-112, 1986 ; Hess et al., 1998), les principales étant appelées « dust-like », « soot », « water-soluble » et « sea-salt ». Les aérosols dits « dust-like » sont d'origine minérale comme les poussières sahariennes, les « soot » comprennent les particules issues de la combustion de matières organiques (biomasse, combustibles fossiles), les « water-soluble » correspondent aux aérosols solubles dans l'eau et enfin les « sea-salt » correspondent aux aérosols générés dans un environnement marin. Ces différentes composantes de base des aérosols ont permis d'établir des modèles qui sont des combinaisons de ces différentes composantes de base suivant la situation géographique et l'importance de chaque composante. Les principaux modèles d'aérosol sont le modèle rural (« dust-like » et « water-soluble »), le modèle

continental (« dust-like », « water-soluble » et « soot »), le modèle maritime (« sea-salt ») et le modèle désertique (« dust-like »).

### 3-4-2 Les propriétés optiques des aérosols

Les caractéristiques physico-chimiques des aérosols qui vont permettre le calcul des propriétés optiques sont la granulométrie et l'indice de réfraction. Si la particule est absorbante, l'indice de réfraction  $n$  est imaginaire et s'écrit  $n=m + ik$ , avec  $k$  négatif. Les aérosols sont généralement considérés comme sphériques et homogènes, c'est-à-dire que l'indice de réfraction est le même à l'intérieur de l'aérosol. Cela permet de calculer leurs propriétés de diffusion par la théorie de Mie.

La granulométrie  $n(r)$  représente la distribution en taille des aérosols : le nombre de particules de rayon compris entre  $r$  et  $(r + dr)$  est  $n(r)dr$ . Plusieurs lois existent pour formuler la granulométrie. Dans ce travail nous avons utilisé la loi de Junge (Junge, 1963) qui se définit par :

$$n(r) = C \cdot r_0^{-\nu}, \text{ pour } r < r_{\min} \text{ et} \quad [1-24]$$

$$n(r) = C \cdot r^{-\nu}, \text{ pour } r_{\min} < r < r_{\max}. \quad [1-25]$$

Le paramètre ajustable  $\nu$ , ou paramètre de Junge, est lié au coefficient d'Angström  $\alpha$  qui exprime la dépendance spectrale de l'épaisseur optique des aérosols, soit :

$$\frac{\tau_a(\lambda)}{\tau_a(\lambda')} = \left(\frac{\lambda}{\lambda'}\right)^\alpha. \quad [1-26]$$

L'épaisseur optique des aérosols étant décroissante avec la longueur d'onde,  $\alpha$  est négatif. Nous avons alors :

$$\nu = -\alpha + 3. \quad [1-27]$$

Ceci n'est vrai que si  $r_{\min} \cong 0$  et  $r_{\max} \rightarrow \infty$ .

La loi de Junge a l'avantage de la simplicité, car elle ne nécessite qu'un seul paramètre pour décrire la distribution en taille contrairement aux lois log-normale ou gamma-modifiée. Elle permet de définir un modèle optiquement équivalent et donc de restituer les paramètres optiques des aérosols de façon précise. Son inconvénient majeur est qu'elle est mono-modale et qu'elle ne présente aucun effet spectral. Cette loi a été largement utilisée pour la télédétection des aérosols (Fraser and Kaufman, 1985 ; Nakajima and Higurashi, 1997 ; M. Herman et al., 1997). Le coefficient d'Angström permet d'avoir une information supplémentaire sur les aérosols avec un  $\alpha \approx 0$  pour les grosses particules et un  $\alpha \approx -2$  pour les petites particules (Fig. 1-8).

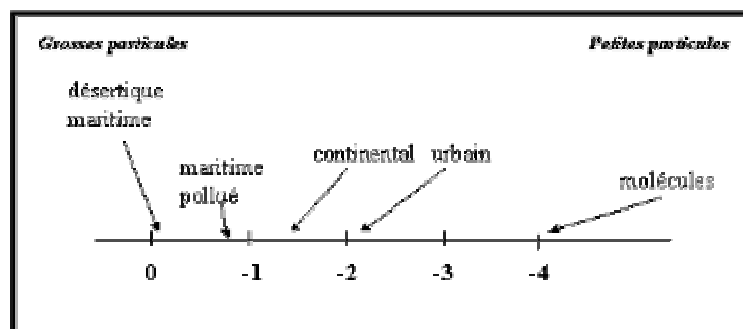
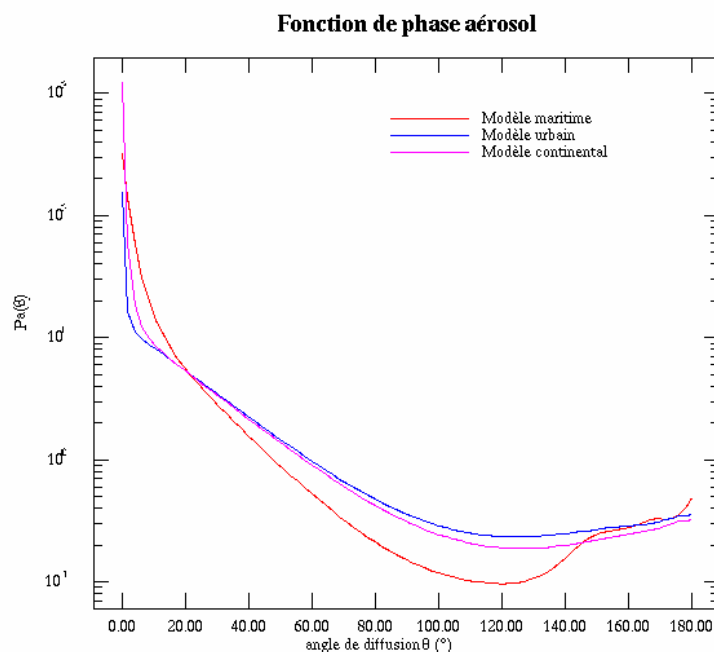


Figure 1-8 : Echelle de variation du coefficient d'Angstrom  $\alpha$ .

Pour interpréter la réflectance des aérosols, il est nécessaire de connaître l'albédo de diffusion simple, l'épaisseur optique et la fonction de phase. En faisant des hypothèses sur la granulométrie et l'indice de réfraction des aérosols, il est possible pour différents modèles d'aérosol de calculer la fonction de phase. La figure (1-9) montre des exemples de fonction de phase pour différents modèles d'aérosol. On remarque la forte pointe avant pour des faibles angles de diffusion et un minimum de la fonction de phase aux alentours de  $120^\circ$ - $130^\circ$ .



**Figure 1-9 :** Exemple de fonction de phase des aérosols pour 3 modèles.

### 3-5 *Que peut-on caractériser depuis l'espace?*

La caractérisation des propriétés optiques des aérosols depuis l'espace est un problème encore ouvert et dépend essentiellement des objectifs que l'on veut atteindre. D'une manière générale, depuis l'espace, on peut obtenir une information sur l'abondance des aérosols par l'intermédiaire de leur épaisseur optique et une information sur leur taille par le coefficient d'Angström. Le paragraphe suivant donne une vue complète des capteurs fournissant à l'heure actuelle des produits officiels « aérosols ».

### 3-6 *Les produits aérosols officiels sur les terres émergées*

Comme nous l'avons vu précédemment, plusieurs méthodes de télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées existent et toutes ces méthodes présentent des avantages et des inconvénients. Ces différentes méthodes ont été développées et appliquées suivant les caractéristiques techniques des capteurs. D'un point de vue opérationnel, il n'y a que 5 capteurs qui fournissent un produit officiel « aérosols » au-dessus des terres émergées. La table 1-2 récapitule les caractéristiques des produits officiels « aérosols » fournis par ces capteurs.

Les produits officiels « aérosols » au-dessus des terres émergées sont accessibles via Internet aux adresses suivantes :

- POLDER : [http://smc.cnes.fr/POLDER/Fr/A\\_produits\\_scie.htm](http://smc.cnes.fr/POLDER/Fr/A_produits_scie.htm)
- MISR : <http://eosweb.larc.nasa.gov/PRODOCS/misr/products/level2.html>
- MODIS : <http://daac.gsfc.nasa.gov/MODIS/>
- TOMS : <http://toms.gsfc.nasa.gov/aerosols/aot.html>
- MERIS : <http://envisat.esa.int/instruments/meris>

Capteur – plateforme / agence spatiale	Période	Méthode de télédétection des aérosols	Résolution spatiale (Km) du capteur	Produits	Références
TOMS - Nimbus 7, Meteor 3, ADEOS, Earth Probe, QuickTOMS / NASA	1979-2000.	Absorption dans l'UV	50	$\tau(380)$ , Indice Aérosol	Herman J. R. et al., 1997 Torres et al., 1998
POLDER 1(2)-ADEOS 1 (2)/ CNES-NASDA	1996-1997 (2003)	Polarisation, multi directionnalité	$7 \times 6$	$\tau(865)$ , $\alpha$ , Indice Aérosol	Herman M. et al., 1997 Deuzé et al., 2001
MODIS – Terra, Aqua / NASA	1999-auj.	Surface sombre	0,25-1	$\tau(550)$ , $\alpha$	Kaufman et al., 1997 Chu et al., 2002
MISR / NASA	2000-auj.	Surface sombre, multi directionnalité	1,1	$\tau(558)$ , $\alpha$	Martonchick et al., 1998, 2002
MERIS-ENVISAT / ESA	2002-auj.	Surface sombre	0,3 – 1,2	$\tau(865)$ , $\alpha$	Santer et al., 1999 Ramon et Santer, 2001

**Table 1-2 :** Récapitulatif des différents satellites qui fournissent un produit officiel « aérosols » au-dessus des terres émergées.

### 3-7 Quelles validations ?

La validation des produits aérosols est une étape nécessaire à l'estimation de la qualité des produits. Cette validation est généralement réalisée à l'aide de mesures photométriques au sol. Pour cela, le réseau AERONET qui mesure l'épaisseur optique des aérosols et le coefficient d'Angström en de multiples sites du globe et qui fournit ces produits gratuitement par Internet, est un outil de validation très intéressant (Holben et al., 1998). La précision des épaisseurs optiques des aérosols AERONET est inférieure à 0,01. Par exemple, la comparaison des épaisseurs optiques des aérosols MODIS avec les données AERONET (entre juillet et septembre 2000, soit 315 comparaisons) a montré que le produit de l'épaisseur optique des aérosols MODIS au-dessus des terres émergées était estimé avec une erreur de  $\Delta\tau_a = \pm 0,05 \pm 0,2\tau_a$  (Chu et al., 2002).

Cependant, la validation des produits aérosols nécessite tout d'abord une validation des hypothèses utilisées dans les schémas d'inversion des propriétés optiques des aérosols :

- La réflectance de surface : pour certaines méthodes la validation des réflectances de surface à l'aide de mesure in situ pourrait être envisagée. On peut aussi l'aborder par une correction atmosphérique incluant les aérosols et comparer les résultats avec les valeurs des modèles.
- Les modèles d'aérosol : la validation des modèles d'aérosol est une partie très importante car ces modèles fixent certaines propriétés optiques comme la fonction de phase et l'albédo de diffusion simple.

## 4 Conclusion

La télédétection passive des aérosols au-dessus des terres émergées dans le spectre visible est basée sur l'utilisation du rayonnement solaire réfléchi vers le capteur. Le signal mesuré par le capteur peut-être simplement séparé en trois composantes : le signal moléculaire, le signal des aérosols et le signal de la surface. De ces trois composantes, le signal moléculaire est le plus facile à estimer car il ne dépend que de la pression. Ainsi, le point critique de la télédétection des aérosols est l'estimation du signal de surface. Différentes méthodes ont été développées pour estimer ce signal (surfaces sombres, polarisation de la

lumière et/ou observations multi-directionnelles). A partir de la composante spectrale des aérosols, on peut déterminer deux informations, l'une sur l'abondance des aérosols reliée par l'épaisseur optique des aérosols et l'autre sur la taille moyenne des particules grâce au coefficient d'Angström. Pour cela, des hypothèses sont nécessaires sur la nature des aérosols comme la forme, la loi de distribution en taille et l'indice de réfraction. L'algorithme MERIS de télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées est basé sur la détection de la DDV à l'aide d'un indice spectral. Un modèle de réflectance de DDV permet d'inverser le signal mesuré pour déterminer les propriétés optiques des aérosols. A partir du moment où le modèle d'aérosol est fixé, la seule inconnue est leur épaisseur optique.

## 5 Références bibliographiques

- Anderson, G. P., A. Berk, P. K. Acharya, M. W. Matthew, L. S. Bernstein, J. H. Chetwynd, H. Dothe, S. M. Adler-Golden, A. J. Ratkowski, G. W. Felde, J. A. Gardner, M. L. Hoke, S. C. Richtsmeier, B. Pukall, J. Mello and L. S. Jeong, "MODTRAN4: Radiative Transfer Modeling for Remote Sensing", In Algorithms for Multispectral, Hyperspectral, and Ultraspectral Imagery VI, Sylvia S. Chen, Michael R. Descour, Editors, *Proceedings of SPIE*, **4049**, pp. 176-183, 2000.
- Chu, D. A., Kaufman, Y. J., Ichoku, C., Remer, L. A., Tanré, D., and Holben B. N., "Validation of MODIS aerosol optical depth retrieval over land", *Geophysical Research Letters*, **29**, MOD 2, pp. 1-4, 2002.
- D'Almeida, G. A., Koepke, P., and Shettle, E. P., "Atmospheric Aerosols: Global climatology and radiative characteristics", *A. Deepak Publishing*, 561 p., 1991.
- Deschamps, P. Y., Herman, M., Tanré, D., « Modélisation du rayonnement solaire réfléchi par l'atmosphère et la terre, entre 0,35 et 4  $\mu\text{m}$  », *Rapport du contrat ESA 4393/80/F/DD(SC)*, 188 p., 1983.
- Deuzé, J.L., Bréon, F. M., 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", *Journal of Geophysical Research*, **106**, pp.4913-4926, 2001.
- Deuzé, J. L., Herman, M., and Santer, R., "Fourier series expansion of the transfer equation in the atmosphere-ocean system", *Journal Quantitative Spectroscopy Radiative Transfer*, **41**, pp. 483-494, 1989.
- Fell, F., and Fischer, J., "MOMO – a radiative transfer model based on the Matrix-Operator-Method. Model description and user manual", *Final report, CEC, Project MAS2-CT92-0020*, 1995.
- Fraser, R. S., and Kaufman, Y. J., "The relative importance of aerosol scattering and absorption in remote sensing", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **23**, pp. 625-633, 1985.
- Gordon, H. R., and Wang, M., « Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm», *Applied Optics*, **33**, pp. 443-452, 1994.
- Herman, J. R., Bhartia, P., K., Torres, O., Hsu, C., Seftor, C., and Celarie, E., "Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data", *Journal of Geophysical Research*, **102**, pp. 16911-16922, 1997.

- Herman, M, Deuzé, J. L., Devaux, C., Goloub, P., Bréon, F. M., and Tanré D., “Remote sensing of aerosols over land surfaces including polarization measurements and application to POLDER measurement”, *Journal of Geophysical Research*, **102**, pp. 17039-17049, 1997.
- Hess, M., Koepke, P., and Schult., I., “Optical Properties of Aerosols and Clouds: the software package OPAC”, *Bulletin of the American Meteorology Society*, **79**, pp. 831-844, 1998.
- Holben, B.N., Vermote, E., Kaufman, Y. J., Tanré, D., and Kalb, V., “Aerosol retrieval over land from AVHRR data – Application for atmospheric correction”, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **30**, pp. 212-222, 1992.
- 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., Lavenu, F., Jankowiak, I., and Smirnov, A., “AERONET- A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization”, *Remote Sens. Environ.*, **66**, pp. 1-16, 1998.
- Junge C.E., “Air chemistry and radiochemistry”, *Academic Press*, New York, 1963.
- Kaufman Y. J, Tanré, D., Remer, L. A., Vermote, E., Chu, A., and Holben, B. N., “Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer”, *Journal of Geophysical Research*, **102**, pp. 17051-17067, 1997.
- Kaufman, Y. J., and Sendra, C., “Algorithm for automatic corrections to visible and near-infrared satellite imagery”, *International Journal of Remote Sensing*, **9**, pp. 1357-1351, 1988.
- Kaufman, Y. J., Tanré D., Léon, J. F., and Pelon, J., “Retrievals of profiles of fine and coarse aerosols using lidar and radiometric space measurements”, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **41**, pp. 1743-1754, 2003.
- Khiel and Rhode, “Modeling geographical and seasonal forcing due to aerosol”, *Aerosol Forcing of Climate*, edited by R.J. Charlson and J. Heintzenberg, Wiley, New-York, pp. 281-296, 1995.
- King, M. D., Kaufman, Y. J., Tanré, D., and Nakajima, T., “Remote sensing of tropospheric aerosols from space: past, present and future”, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **80**, pp. 2229-2259, 1999.
- Legrand, M., Desbois, M., and Vovor, K., « Satellite detection of Saharan dust : optimized imaging during nighttime », *Journal of Climate*, **1**, pp. 256-264, 1988.
- Lenoble J., Atmospheric radiative Transfer”, *A. Deepak Publishing*, Hampton Virginia USA, 532 p. , 1993.
- Martonchik, J. V., Diner, D. J., Crean, K. A., and Bull, M. A., “Regional aerosol retrieval results from MISR”, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **40**, pp. 1520-1531, 2002.
- Martonchik, J. V., Diner, D. J., Kahn, R. A., Ackerman, T. P., Verstraete, M. M., Pinty, B., and Gordon, H. R., “Techniques for the retrieval of aerosol properties over land and ocean using multiangle imaging”, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **36**, pp. 1212-1227, 1998.
- Nakajima, T., and Higurashi A., “AVHRR remote sensing of aerosol optical properties in the Persian Gulf region”, *Summer 1991, Journal of Geophysical Research*, **102**, pp. 16935-16946, 1997.
- Nadal, F., and F. M. Bréon, “Parameterization of surface polarized reflectance derived from POLDER spaceborne measurements”, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **37**, 1709–1718, 1999.



- Ramon, D., and Santer, R., "Operational remote sensing of aerosols over land to account for directional effects", *Applied Optics*, **40**, pp. 3060-3075, 2001.
- Ramon, D., Santer, R., Ramananaherisoa, R., Fischer, J., Dilligeard, E., and Heinemann, T., « Characterisation of aerosols over land from space sensors », *Final Report of a study for the CEO, contract N 14055-1998-06.*, 137p., 1999.
- Santer, R., Carrère, V., Dubuisson, P., and Roger, J. C., "Atmospheric corrections over land for MERIS", *International Journal of Remote Sensing*, **20**, pp.1819-1840, 1999.
- Shettle, E. P., and Fenn, R. W., "Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties", *AGFL-TR-79-0214*, 94 p., 1979.
- Tanré, D., and Legrand, M., "On the satellite retrieval of Saharan dust optical thickness over land: two different approaches", *Journal of Geophysical Research*, **96**, pp. 5221-5227, 1991.
- Tanré, D., Deroo, C., Duhaut, P., Herman, M., Morcette, J. J., Perbos, J., and Deschamps, P. Y., "Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5S code", *International Journal of Remote Sensing*, **11**, pp. 659-668, 1990.
- Tanré, D., Deschamps, P. Y., Devaux, C., and Herman, M., "Estimation of Saharan aerosol optical thickness from blurring effects in Thematic Mapper data", *Journal of Geophysical Research*, **93**, pp. 15955-15964, 1988.
- Torres, O., Bhartia, P. K., Herman, J. R., Ahmad, Z., and Gleason J., "Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation: theoretical basis", *Journal of Geophysical Research*, **103**, pp. 17099-17110, 1998.
- Veefkind, J. P., De Leeuw, G., Stamnes, P., and Koelemeijer, B. A., "Regional distribution of aerosol over land, derived from ATSR-2 and GOME", *Remote Sensing of Environment*, **74**, pp. 377-386, 2000.
- Vermote, E., Tanré, D., Deuzé, J. L., Herman, M., Morcette, J. J., "Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum", *6S User Guide Version 2*, 1997.
- World Climate Program, WCP-112, "A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation", WMO/TD-No.24, *World Meteorological Organization*, Geneva, 1986.

# CHAPITRE 2

## SeaWiFS et l'algorithme MERIS

### 1 Introduction

Le schéma de télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées pour MERIS est basée sur l'utilisation de trois bandes spectrales : le bleu (412,5 et 442,5 nm), le rouge (665 nm) et le PIR (865 nm). Ces bandes étant utilisées dans les missions spatiales pour la couleur de l'eau, cet algorithme peut être appliqué à d'autres capteurs. Tout d'abord, l'algorithme MERIS fut appliqué aux données MOS (Borde et al., 2003) et ensuite aux données SeaWiFS (Ramon et al., 2001; Vidot et Santer, 2004). Dans ce chapitre, nous allons décrire l'adaptation de l'algorithme de télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées de MERIS à SeaWiFS. Les principales différences concernent les données auxiliaires. Une évaluation des performances de l'algorithme est réalisée par une étude de sensibilité des produits aérosols à chaque étape de l'algorithme. Cette évaluation montre les limitations de l'algorithme. Une comparaison à l'échelle européenne entre les produits aérosols issus des données SeaWiFS et les mesures photométriques du réseau AERONET permet de conclure sur la qualité du produit aérosol MERIS.

### 2 L'adaptation de l'algorithme MERIS à SeaWiFS

#### *2-1 Description de l'algorithme MERIS*

Le capteur MERIS (Rast et al., 1999) embarqué sur la plateforme d'observation de la Terre ENVISAT (ESA) a été mis en orbite le 1<sup>er</sup> mars 2002 (voir le site Internet <http://envisat.esa.int>). La mission première de MERIS est l'observation de la couleur de l'océan et, secondairement, on l'applique à l'étude de l'atmosphère et de la surface terrestre. MERIS est un satellite hyperspectral comprenant 15 bandes du bleu au PIR (400-900 nm). MERIS a pour objectifs une mission globale couvrant l'océan ouvert (résolution spatiale de 1200 m) et une mission régionale couvrant les terres émergées et les zones côtières (résolution spatiale de 300m). Il permet une couverture globale de la Terre en 3 jours. La caractéristique majeure du capteur MERIS est la possibilité de programmation de la largeur et de la position des bandes spectrales (Merheim-Kealy et al., 1999).

#### *2-1-1 Formulation simplifiée pour la correction de la diffusion moléculaire*

L'algorithme corrigeant les données MERIS des effets d'atmosphère a été développé pour fournir les réflectances de surface au-dessus des terres émergées dans toutes les bandes MERIS sauf celles dédiées aux abondances gazeuses (Santer et al. 1999). Il est basé sur l'utilisation de LUTs de fonctions atmosphériques. La lumière captée par le satellite a une origine multiple et une décomposition du signal de type 6S a été développée pour formuler les différentes contributions d'une façon simple. Les différentes contributions au signal mesuré sont l'absorption par les gaz, la diffusion Rayleigh, la diffusion par les aérosols et la contribution de surface. Ainsi, l'atmosphère est modélisée schématiquement suivant trois couches (Fig. 2-1). Cette modélisation est basée sur l'hypothèse classique d'un découplage des effets atmosphériques.

En dehors des bandes à forte absorption gazeuse, où le couplage entre l'absorption et la diffusion est faible, la réflectance au sommet de l'atmosphère  $\rho_{TOA}$  s'écrit:

$$\rho_{TOA} = \rho_{ng} T_g, \quad [2-1]$$

où  $\rho_{ng}$  est la réflectance corrigée de l'absorption gazeuse et  $T_g$  est la transmission gazeuse totale. Cette transmission gazeuse dépend, pour chaque bande spectrale, du composé chimique absorbant (ozone, oxygène ou vapeur d'eau). La transmission totale est alors le produit des transmissions de chaque absorbant.

En considérant que le système « aérosol-surface » est lambertien, la formulation 6S permet d'écrire la réflectance corrigée de l'absorption gazeuse  $\rho_{ng}$  :

$$\rho_{ng} = \rho_R + \frac{\rho_{ag} T_R^\downarrow T_R^\uparrow}{1 - s_R \rho_{ag}}. \quad [2-2]$$

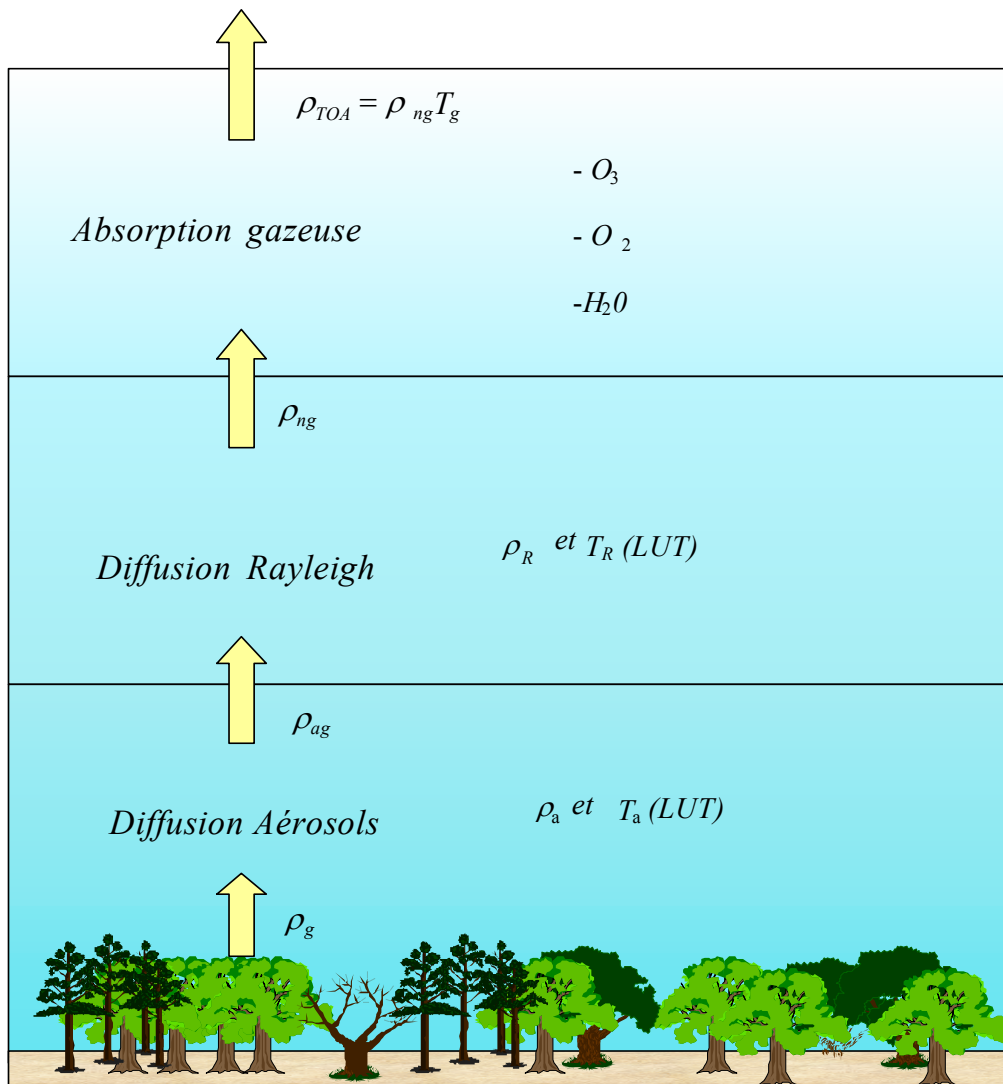


Figure 2-1 : Représentation schématique de l'atmosphère en trois couches.

Et finalement, en considérant la surface lambertienne, la réflectance au-dessus de la couche d'aérosols  $\rho_{ag}$  s'écrit :

$$\rho_{ag} = \rho_a + \frac{\rho_g T_a^\downarrow T_a^\uparrow}{1 - s_a \rho_g}, \quad [2-3]$$

où les indices  $R$ ,  $a$  et  $g$  correspondent aux molécules, aux aérosols et à la surface, respectivement. Les fonctions  $T^\uparrow$  et  $T^\downarrow$ , appelées transmissions montante et descendante, dépendent de l'angle zénithal solaire et de l'angle zénithal de visée, respectivement, et  $s$  est l'albédo sphérique.

Même si cette modélisation de l'atmosphère ne traduit pas totalement la réalité, elle constitue une bonne approximation pour le transfert radiatif et permet de corriger directement les images satellitaires de la diffusion moléculaire. L'intérêt principal de cette correction est alors de pouvoir appliquer des seuils sur la réflectance corrigée de la diffusion moléculaire pour la classification des pixels (présence de nuages, eaux intérieures) et de pouvoir calculer l'indice de végétation pour la sélection des pixels DDV où l'inversion des propriétés optiques des aérosols sera réalisée. Pour MERIS, l'indice de végétation utilisé est l'ARVI (Kaufman et Tanré, 1992) qui se calcule par l'équation suivante :

$$ARVI = \frac{\rho_{ag}^{pir} - (\rho_{ag}^r - \gamma(\rho_{ag}^b - \rho_{ag}^r))}{\rho_{ag}^{pir} + (\rho_{ag}^r - \gamma(\rho_{ag}^b - \rho_{ag}^r))} \quad [2-4]$$

où  $\gamma$  est égale à 1,3 pour la végétation sombre (Santer et al., 1999), les suffixes pir, r et b correspondent aux bandes spectrales MERIS à 865, 665 et 442,5 nm. Kaufman et Tanré (1992) ont montré que l'ARVI est 4 fois moins sensible aux effets atmosphériques que le NDVI, indice standard de classification des surfaces terrestres (Tucker, 1979).

### 2-1-2 Formulation améliorée du signal

Cependant cette formulation est limitée par les hypothèses de réflecteurs lambertien de la surface et de la couche d'aérosols. En effet, l'inversion des propriétés optiques des aérosols étant réalisée au-dessus de pixels couverts de végétation dense (DDV), il est nécessaire de prendre en compte les propriétés directionnelles du couvert végétal. L'estimation du signal TOA sur ces pixels à partir de l'hypothèse d'un sol lambertien est erronée à cause du couplage entre la BRDF de la surface et la BRDF de l'atmosphère (Lee et Kaufman, 1986 ; Vermote et al., 1997). Une formulation non lambertienne de type 6S a alors été introduite par Ramon et Santer (2001) qui décompose l'interaction entre le champ radiatif et la surface en 5 termes. Les 5 termes de couplage entre un milieu diffusant et une surface réfléchissante sont représentés sur la figure (2-2).

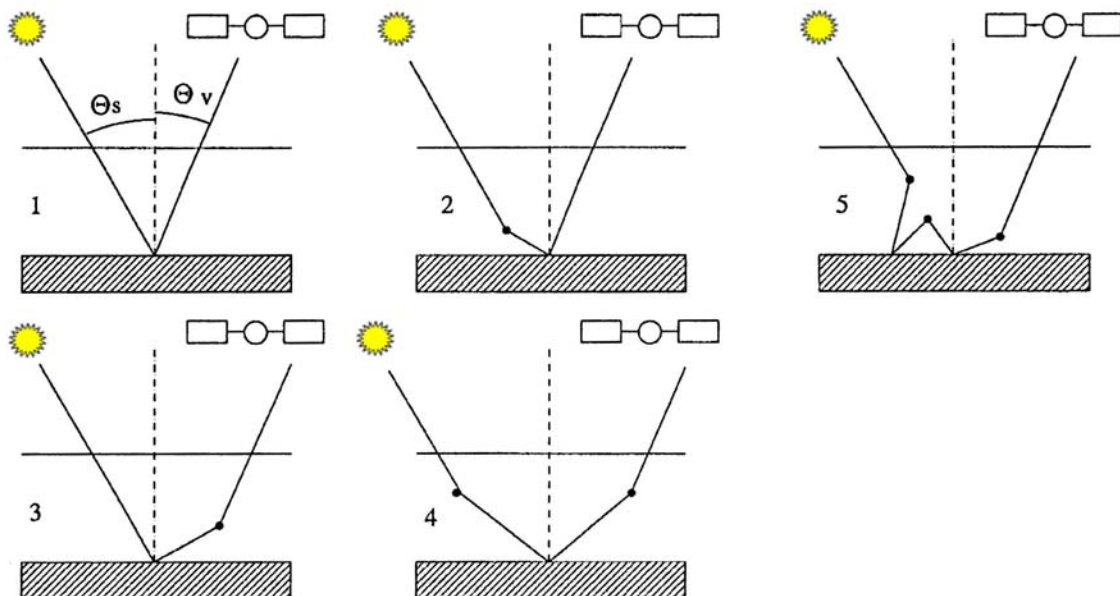


Figure 2-2 : Représentation schématique des cinq termes montrant l'interaction entre la surface et l'atmosphère (d'après Ramon et Santer, 2001).

Ces 5 termes correspondent :

- aux photons directement transmis sur la cible et directement réfléchis vers le capteur,
- aux photons diffusés par l'atmosphère, réfléchis par la surface et directement transmis vers le capteur,
- aux photons directement transmis vers la surface et diffusés par l'atmosphère vers le capteur,
- aux photons diffusés par l'atmosphère, réfléchis par la cible et diffusés par l'atmosphère vers le capteur (soit deux diffusions),
- aux photons ayant de multiples interactions avec l'atmosphère et la cible avant d'être captés.

La même formulation s'applique au couplage entre les aérosols et les molécules. Dans ce cas, on considère les 5 termes de couplage cités ci-dessus mais en remplaçant la surface par la couche « aérosols+surface ». Cette nouvelle formulation du signal est alors écrite :

$$\rho_{ng} = \rho_R + R1.R2 + R3, \quad [2-5]$$

avec  $R1$ , la composante qui tient compte des couplages entre les aérosols et la surface,  $R2$ , la composante qui tient compte des couplages entre le Rayleigh et la surface, et  $R3$ , la composante qui tient compte du couplage entre le Rayleigh et les aérosols (Schmechtig, 2000).

La comparaison de la nouvelle formulation prenant en compte les effets directionnels avec le modèle lambertien a montré que pour les fortes turbidités de l'atmosphère, la différence est faible mais elle devient importante pour les faibles turbidités. En effet, la prise en compte des effets directionnels permet de retrouver des épaisseurs optiques des aérosols faibles alors qu'elle ne le permet pas avec le modèle lambertien. De plus, les coefficients d'Angström retrouvés sont plus réalistes avec la prise en compte des effets directionnels (Ramon et Santer, 2001). La principale limitation de cette nouvelle formulation est pour le cas des grands angles zénithaux solaires, surtout dans le bleu.

## 2-2 Le modèle de réflectance de surface de MERIS

Nous avons vu au chapitre précédent l'importance d'une bonne caractérisation du modèle de réflectance de surface pour toutes les méthodes de télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées. Le principe de télédétection des aérosols de MERIS est basé sur la détection de la DDV. Le modèle de réflectance de surface de MERIS est centré sur la connaissance de la réflectance de la DDV. Pour caractériser la BRDF de la DDV, une étude a été réalisée à l'aide des mesures POLDER à 443, 670 et 865 nm sur deux périodes : novembre 96 et juin 97 (Leroy et al., 1998). Onze biomes ont été étudiés sur l'ensemble de la surface terrestre qui permettent de regrouper les quatre grandes formations végétales du globe: zone boréale, zone tropicale, zone tempérée et zone équatoriale (Fig. 2-3).

A partir de ces 11 biomes, 20 modèles de réflectances DDV ont été sélectionnés en prenant en compte la variabilité saisonnière de certains biomes (différence été/hiver). La méthodologie pour caractériser la BRDF de ces 20 modèles de réflectance DDV est la suivante :

- Sélection des pixels DDV à l'aide du NDVI pour les 11 biomes étudiés, pour les 2 mois d'observations et pour les 3 bandes POLDER dans le visible et le PIR.
- Elaboration des BRDFs moyennes par la mise en commun de l'ensemble des observations de tous les pixels d'un même biome et d'une même période d'observation.
- Extrapolation des BRDFs moyennes pour les configurations particulières de MERIS (bandes spectrales, configurations géométriques d'illumination et d'observation) à l'aide du modèle de transfert radiatif de Kuusk (1995) qui permet de calculer la BRDF d'un couvert végétal.

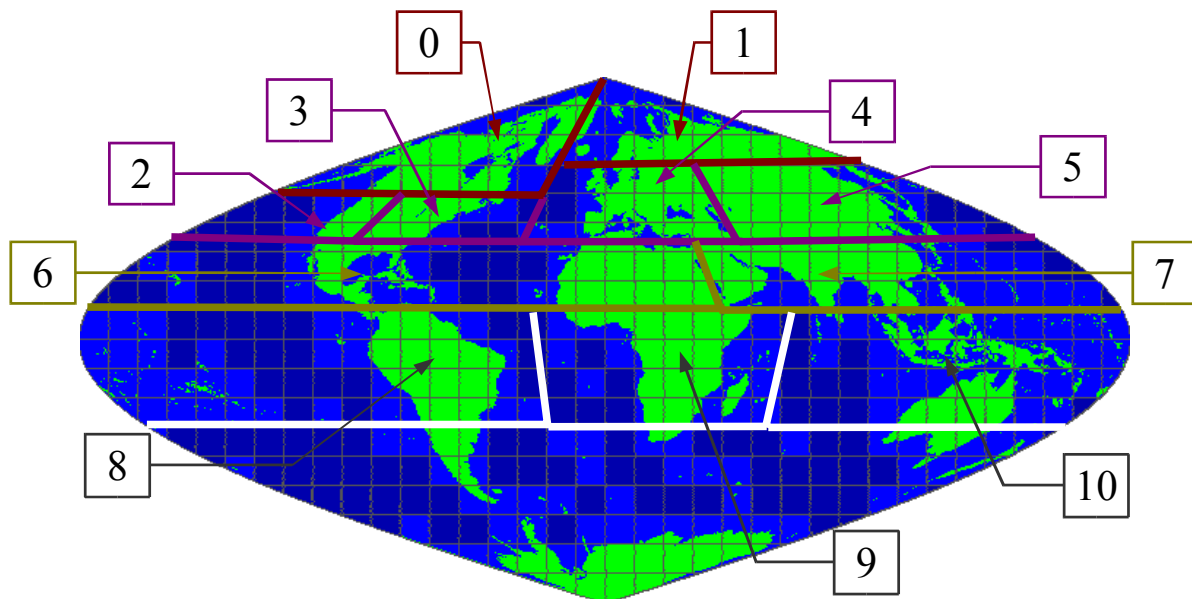


Figure 2-3 : Représentation géographique des 11 biomes MERIS.

La figure 2-4 montre les valeurs de réflectance de la DDV à 442 et 665 nm en fonction de l'angle zénithal solaire, pour une visée au nadir et pour les modèles des latitudes moyennes européennes en hiver (traits pleins) et des latitudes moyennes européennes en été (traits pointillés).

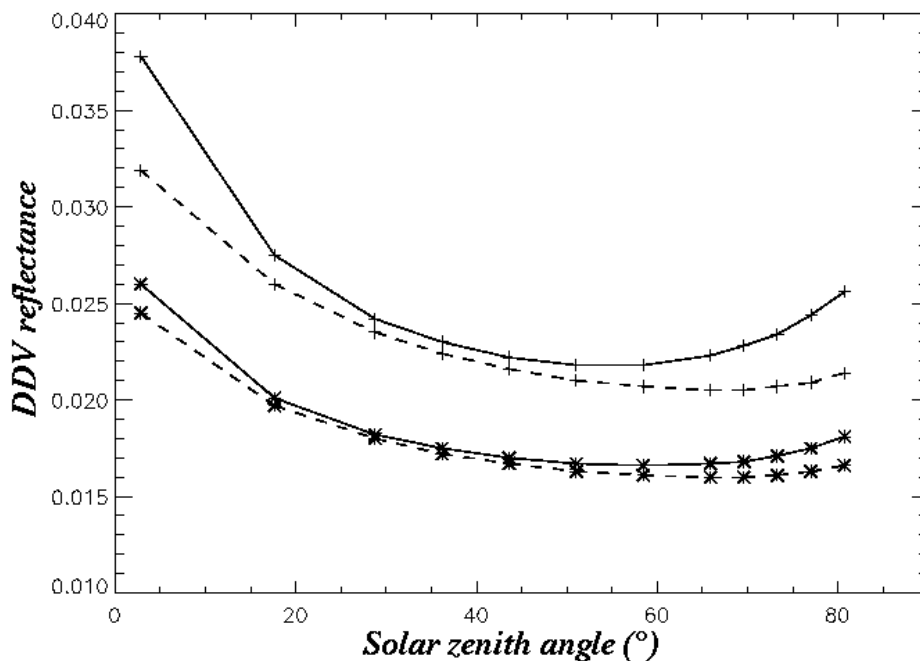


Figure 2-4 : Réflectances DDV à 443 nm (\*) et à 670 nm (+) en fonction de l'angle zénithal solaire  $\theta_s$ , pour une visée au nadir et pour les modèles des latitudes moyennes européennes en hiver (traits pleins) et des latitudes moyennes européennes en été (traits pointillés).

Les réflectances DDV présentent de faibles variations saisonnières. Le « hot-spot », qui est représenté par une augmentation de la réflectance en retrodiffusion pure ( $\theta=180^\circ$ ), correspond aux faibles valeurs de l'angle zénithal solaire. D'une manière générale, on retiendra une valeur de 1.5% pour la réflectance DDV dans le bleu et 2% dans le rouge. Les valeurs de réflectances DDV sont stockées dans des LUTs. Ces LUTs sont indexées pour chacun des 20 modèles de DDV, en fonction d'une quadrature de Gauss à 12 angles formant

78 couples de valeurs de  $\theta_s$  et  $\theta_v$  et des 19 valeurs de différence d'azimut (de  $0^\circ$  à  $180^\circ$  par pas de  $10^\circ$ ). La partie suivante va décrire l'ensemble des étapes de l'algorithme de télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées appliqué aux données SeaWiFS. La formulation du signal et les LUTs de fonctions atmosphériques restent les mêmes pour SeaWiFS mais certains paramètres comme la quantité d'ozone, la pression de surface ou le modèle d'élévation de terrain ont été intégrés avec des données différentes de la chaîne de niveau 2 MERIS.

### 2-3 Les caractéristiques de SeaWiFS

Le capteur satellite SeaWiFS est un capteur dédié à la "couleur de l'océan", embarqué sur la plateforme SeaStar (NASA), et mis en orbite le 1<sup>er</sup> Août 1997. C'est un satellite héliosynchrone avec une orbite circulaire à une altitude de 705 km. L'instrument SeaWiFS est un scanner optique dont les longueurs d'onde s'échelonnent du bleu au PIR. La table (2-1) donne la liste des longueurs d'onde centrales des 8 bandes spectrales, leurs largeurs de bandes ainsi que le résumé des caractéristiques de la mission.

<b>Bandes spectrales de SeaWiFS</b>	
<b>N° de bande et longueur d'onde centrale</b>	<b>Largeur de bande</b>
1 : 412 nm	20 nm
2 : 443 nm	20 nm
3 : 490 nm	20 nm
4 : 510 nm	20 nm
5 : 555 nm	20 nm
6 : 670 nm	20 nm
7 : 765 nm	40 nm
8 : 865 nm	40 nm
<b>Caractéristiques de la mission</b>	
Orbite (altitude)	Héliosynchrone (705 Km)
Croisement à l'équateur	midi +20 min, descendant
Période orbitale	99 minutes
Trace au sol pour champ de vue de 58.3 degrés	2801 Km LAC
Trace au sol pour champ de vue de 45 degrés	1502 Km GAC
Résolution spatiale (au nadir)	1,13 Km (LAC) ou 4,5 Km (GAC)
Répétitivité	1 à 2 images/jour

**Table 2-1** : Caractéristiques de SeaWiFS.

La particularité du capteur SeaWiFS est qu'il possède un mécanisme qui permet à l'instrument d'être orienté de  $+20^\circ$ ,  $0^\circ$  ou  $-20^\circ$  dans la direction de la sous trace pour éviter la réflexion directe du Soleil sur la surface de l'eau (appelée "Glitter").

## 2-4 L'adaptation de l'algorithme MERIS à SeaWiFS

### 2-4-1 Bandes spectrales

L'adaptation de l'algorithme MERIS au capteur SeaWiFS a été simplifiée par le fait que les bandes utiles à la télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées sont très proches. La table (2-2) donne les valeurs des longueurs d'onde centrales et des largeurs de bande pour les quatre bandes utiles. Les trois premières bandes (412, 443 et 670 nm) sont nécessaires à l'inversion des propriétés optiques des aérosols ( $\tau_a$  et  $\alpha$ ), car c'est dans le bleu et dans le rouge que la végétation est la plus sombre (DDV). Ces 3 bandes ont été choisies car elles permettent a priori un calcul plus précis de la dépendance spectrale de l'épaisseur optique des aérosols.

SeaWiFS			MERIS		
N° de bande	Longueur d'onde centrale (nm)	Largeur de bande (nm)	N° de bande	Longueur d'onde centrale (nm)	Largeur de bande (nm)
1	412	20	1	412,5	10
2	443	20	2	442,5	10
6	670	20	7	665	10
8	865	40	13	865	20

**Table 2-2 :** Correspondance entre les bandes SeaWiFS et MERIS pour la télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées.

La bande à 865 nm permet, en amont par le calcul de l'ARVI, de sélectionner les pixels où sera réalisée l'inversion. Les longueurs d'onde centrales sont quasi équivalentes entre les deux capteurs alors que les largeurs de bandes sont doublées pour SeaWiFS. La différence des largeurs de bandes n'a pas d'incidence forte car le signal au sommet de l'atmosphère est spectralement monotone.

### 2-4-2 Géométrie

L'étude des conditions géométriques de SeaWiFS montre que 20% des angles de diffusion  $\theta$  sont proches de 140° et que plus de 70% des angles de diffusion sont supérieurs à 150° (Martiny, 2002). Les données MERIS ont tendance à s'effectuer avec des angles de diffusion plus petits. Par exemple, sur 13 images MERIS, 10 images ont des angles de diffusion inférieures à 140°. Ainsi, contrairement à MERIS, les grands angles de diffusion de SeaWiFS peuvent entraîner des problèmes liés à la présence du « hot-spot » ( $\theta=180^\circ$ ), même si l'augmentation de la réflectance de surface dans le « hot-spot » est prise en compte dans les modèles de réflectance de DDV (Fig. 2-4).

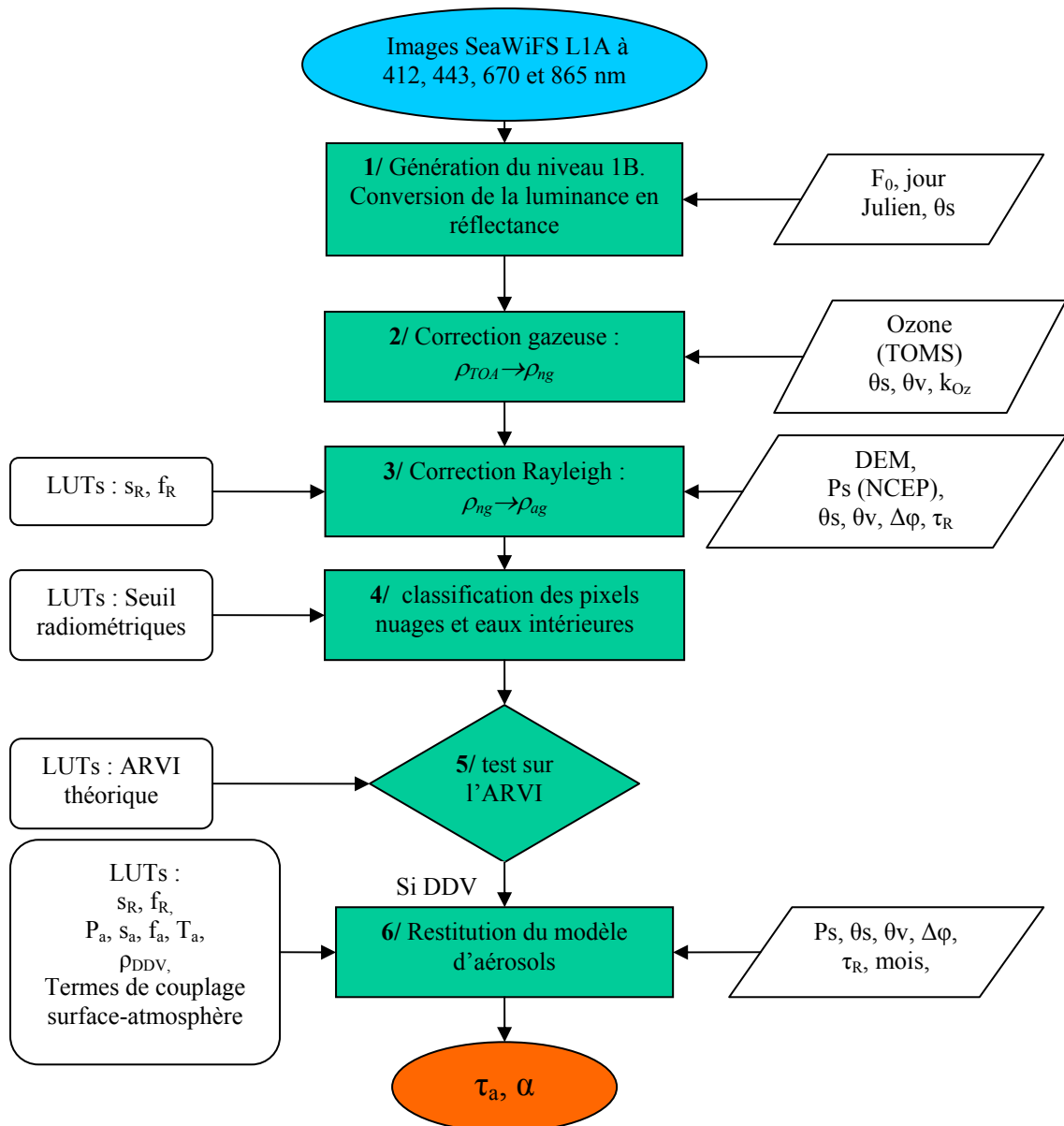
### 2-4-3 Etalonnage

La précision de l'étalonnage radiométrique de SeaWiFS après le lancement a été estimée à 3% dans toutes les bandes (Barnes et al., 2000). Cependant les radiomètres opérant dans le visible et le PIR se dégradent au cours du temps. Un suivi de l'étalonnage de SeaWiFS a donc été mis en place (McClain et al., 1992). Dans le projet SeaWiFS, l'importance est donnée aux luminances au niveau de l'eau et pas aux luminances mesurées par le capteur. Ainsi, l'étalonnage de SeaWiFS est réalisé à l'aide d'une bouée permettant des mesures de luminances de l'eau. Pour être en accord avec les mesures de la bouée il est nécessaire de changer les coefficients d'étalonnage de SeaWiFS. Une table des coefficients d'étalonnage est fournie avec les données SeaWiFS.



## 2-5 L'algorithme de télédétection des aérosols pour SeaWiFS

La figure (2-5) donne le diagramme de l'algorithme de télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées appliqué aux données SeaWiFS. Les données SeaWiFS sont disponibles sur le site du DAAC via Internet (<http://daac.gsfc.nasa.gov>). Les données utilisées ici sont celles de la station de réception de Dundee en Angleterre qui couvrent l'Europe de l'Ouest.



**Figure 2-5 :** Schéma de l'algorithme de télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées.

Les données SeaWiFS de niveau 1A LAC sont des comptes numériques géolocalisées avec une résolution de 1,13 km au nadir. Les entrées de l'algorithme sont les images de niveau 1A dans les quatre bandes spectrales (412, 443, 670 et 865 nm). Les 6 différentes étapes de l'algorithme sont :

- La génération des luminances TOA à 412, 443, 670 et 865 nm et la conversion des luminances en réflectances.
- La correction de l'absorption gazeuse.
- La correction de la diffusion Rayleigh.
- La classification des pixels (masque nuage et eaux intérieures).

- La sélection des pixels DDV.
- L'inversion des propriétés optiques des aérosols sur les pixels DDV.

### 2-5-1 Etape 1 : Génération des luminances et conversion de la luminance en réflectance

Les images de niveau 1B, c'est-à-dire des luminances obtenues par l'application des coefficients d'étalonnage, sont générées par l'intermédiaire du logiciel SEADAS. Ce logiciel a été spécialement développé pour le traitement des données SeaWiFS. Il est accessible gratuitement sur le site Internet (<http://seadas.gsfc.nasa.gov>) mais il nécessite une licence IDL. Dans SEADAS, les seules corrections atmosphériques concernent la couleur de l'océan (Gordon et Wang, 1994). La conversion des luminances au sommet de l'atmosphère  $L_{1B}$  en réflectances  $\rho^{TOA}$  selon l'équation (1-8), s'écrit :

$$\rho^{TOA} = \frac{\pi L_{1B}}{\mu_s E_{s,j}}, \quad [2-6]$$

où  $E_{s,j}$  est l'éclairement solaire corrigée de la distance Terre-Soleil au jour julien  $j$ .

### 2-5-2 Etape 2 : Correction de l'absorption gazeuse

La seconde étape est la correction de l'absorption gazeuse. Comme nous l'avons vu au premier chapitre, dans le visible et le PIR, les principaux absorbants sont la vapeur d'eau, l'ozone et l'oxygène. La correction de l'absorption gazeuse est calculée par l'intermédiaire de la transmission gazeuse (Eq. 2-1). Les valeurs de transmission de ces trois principaux absorbants ont été calculées à partir de 6S pour un profil de latitude moyenne en été (quantité d'ozone  $U_{O_3}=319$  DU) et pour différentes géométries. Les calculs de transmission montre que seul l'ozone contamine le signal dans deux bandes (avec des valeurs de transmissions de 0,998 à 443 nm et comprise entre 0,96 et 0,985 à 670 nm).

Le calcul de la transmission ozone nécessite donc de connaître le contenu en ozone. Il peut être obtenu par l'intermédiaire d'une climatologie (Lenoble, 1993) ou à partir de données auxiliaires. Dans notre cas, nous avons utilisé la quantité d'ozone  $U_{O_3}$  obtenue à partir des données auxiliaires associées aux images SeaWiFS. Ces données proviennent du satellite TOMS, spécialement dédié à la mesure de l'ozone. Elles sont fournies sur une grille de 1° en latitude sur 1,25° en longitude. L'épaisseur optique ozone  $\tau_{O_3}$  est obtenue par le produit de la quantité d'ozone (en  $\text{cm.atm}^{-1}$ , avec  $1000 \text{ DU} = 1 \text{ cm.atm}^{-1}$ ) et d'un coefficient appelé  $k_{O_3}$  fourni pour chaque longueur d'onde des bandes SeaWiFS. La réflectance au sommet de l'atmosphère  $\rho^{TOA}$  est alors corrigée de la transmission ozone  $T_{O_3}$  pour obtenir la réflectance corrigée de l'absorption par l'ozone notée  $\rho_{ng}$ , soit :

$$\rho_{ng} = \frac{\rho^{TOA}}{T_{O_3}}. \quad [2-7]$$

Avec la transmission ozone qui est donnée par :

$$T_{O_3} = \exp(-m \tau_{O_3}), \quad [2-8]$$

où  $m$  est la masse d'air (Eq. 1-6).

### 2-5-3 Etape 3 : Correction de la diffusion Rayleigh

La troisième étape de l'algorithme concerne la correction de la diffusion Rayleigh. Cette correction ne dépend que de la pression atmosphérique. La réflectance corrigée de l'absorption gazeuse et de la diffusion moléculaire, appelée  $\rho_{ag}$ , se déduit de l'équation (2-2). Pour cela, il est nécessaire de connaître les autres termes de l'équation. Les termes de transmissions dépendent de la géométrie et de l'épaisseur optique Rayleigh. L'albédo sphérique moléculaire ( $s_R$ ) est précalculé pour des épaisseurs optiques Rayleigh comprises entre 0,02 et 0,34 par pas de 0,02. La réflectance Rayleigh  $\rho_R$  est calculée analytiquement suivant une décomposition en série de Fourier de l'azimut à trois termes (Santer et al., 1999).

L'épaisseur optique Rayleigh  $\tau_R$  est calculée à partir de l'épaisseur optique Rayleigh au niveau de la mer corrigée de l'altitude. Pour cela on considère un profil exponentiel de la pression avec une hauteur d'échelle des molécules ( $H_R$ ) de 8340 m. Ce qui permet d'écrire :

$$P = P_0 \exp\left(-\frac{z}{H_R}\right) \quad [2-9]$$

La pression au niveau de la mer  $P_0$  est fournie par les fichiers auxiliaires NCEP associés aux données SeaWiFS. Ces fichiers auxiliaires couvrent le globe sur une grille de  $1^\circ$  par  $1^\circ$  et contiennent plusieurs données météorologiques dont la pression au niveau de la mer (en millibars), l'humidité relative (en %), la quantité d'eau précipitable (en  $\text{kg.m}^{-2}$ ), les vents, méridional et zonal (en  $\text{m.s}^{-1}$ ). L'altitude  $z$  de la cible est fournie par un modèle d'élévation de terrain GTOPO 30 (accessible sur le site Internet : <http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.asp>). Ce modèle est un modèle global d'élévation de terrain avec une résolution de  $30'$  d'arc (environ 1 km). L'épaisseur optique Rayleigh à l'altitude  $z$ , s'écrit alors :

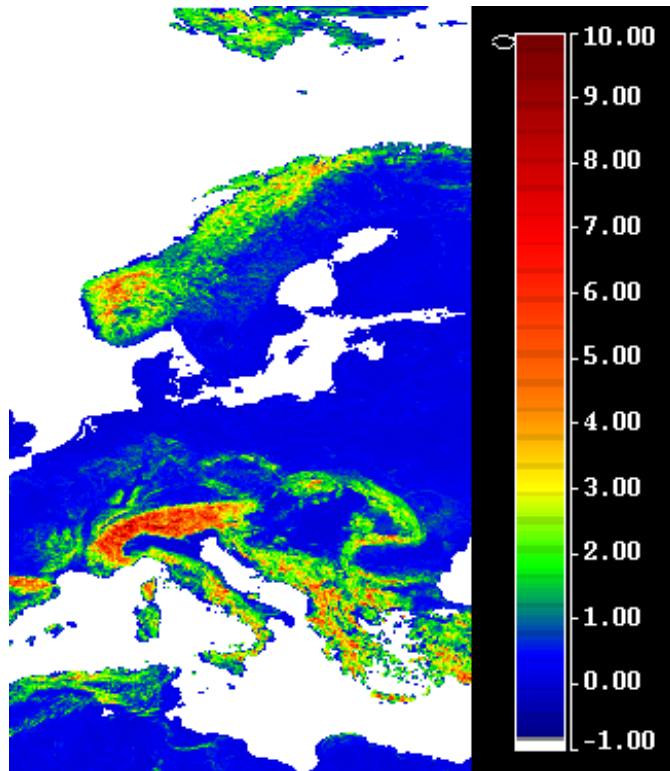
$$\tau_R = \tau_{R0} \frac{P}{P_{ST}} \quad [2-10]$$

où  $\tau_{R0}$  sont les épaisseurs optiques Rayleigh fournies par SeaWiFS, soient 0,3112, 0,2336, 0,0446 et 0,0169 à 412, 443, 670 et 865 nm et  $P_{ST}$  est la pression standard de 1013 hPa.

La précision du modèle d'élévation de terrain dépend de la géolocalisation. Pour SeaWiFS, la géolocalisation est obtenue au niveau 1B avec une précision de  $1\pm 2$  pixels (Patt, 2002). Cet écart n'a pas de grande incidence sur le calcul de l'épaisseur optique Rayleigh sauf dans le cas de régions montagneuses. Pour MERIS, le modèle d'élévation de terrain a une résolution de 16 par 16  $\text{km}^2$ . Quelle est alors l'erreur commise sur l'épaisseur optique Rayleigh avec un modèle d'élévation de terrain de résolution moins fine? Pour calculer cette erreur, on se réfère à l'équation (2-9) qui permet d'écrire en différenciant :

$$\frac{\Delta P}{P} = \frac{\Delta z}{H_R} \quad [2-11]$$

L'erreur commise sur l'altitude se reporte directement en erreur sur la pression et par l'intermédiaire de l'équation (2-10) se retrouve sur l'épaisseur optique Rayleigh. La figure (2-6) montre le rapport  $\Delta z/H_R$  en dégradant la résolution du modèle d'élévation de terrain de SeaWiFS à 16 par 16  $\text{km}^2$ . La zone géographique représentée est comprise entre  $30^\circ$  et  $80^\circ$  de latitude et entre  $0^\circ$  et  $30^\circ$  de longitude. On observe que l'erreur est inférieure à 3% sur toute l'Europe excepté dans les régions montagneuses où elle peut atteindre 10%.



**Figure 2-6 :** Rapport  $\Delta z/H_R$  (en %) en dégradant la résolution du modèle d'élévation de terrain à 16 par 16  $\text{km}^2$ .

#### 2-5-4 Etape 4 : Classification des pixels terres émergées en ciel clair

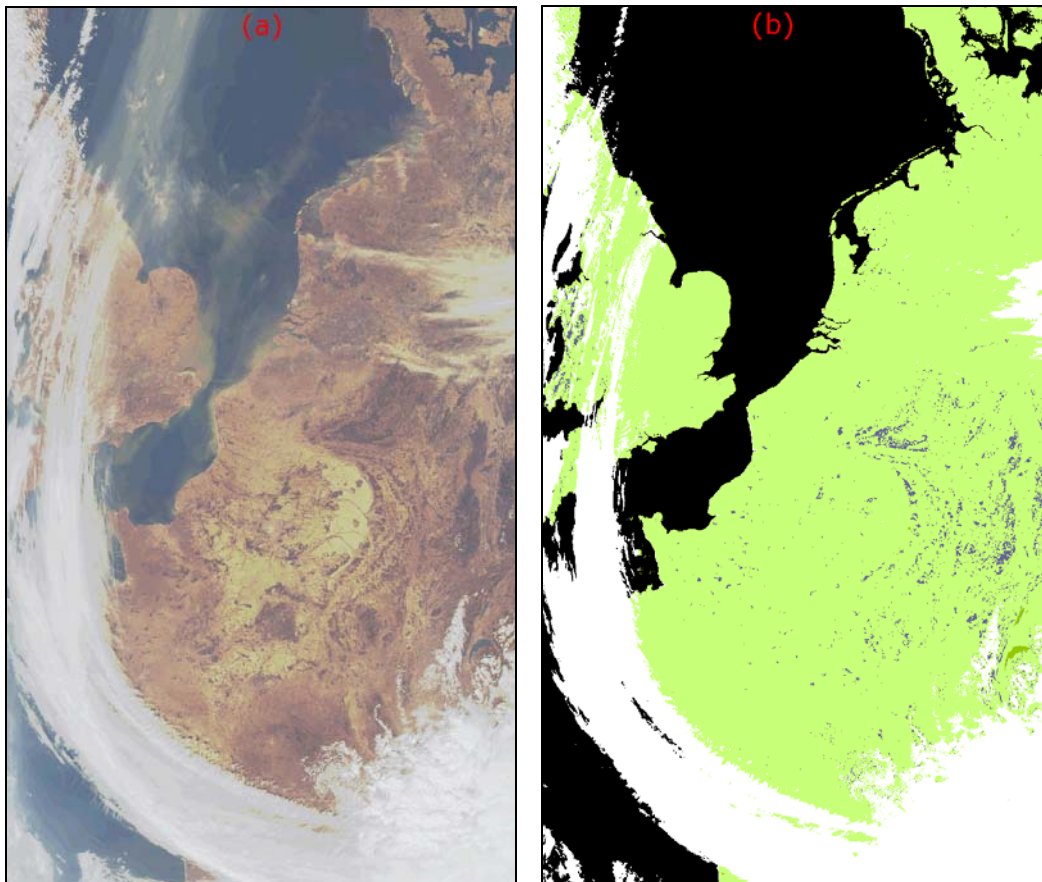
La quatrième étape est une étape préliminaire de classification des pixels pour masquer les nuages et les eaux intérieures. La classification des pixels nuages et eaux intérieures est réalisée à partir de seuils radiométriques sur les réflectances dans le bleu, le rouge et le PIR. Pour les nuages, un seuil sur la réflectance corrigée de l'absorption gazeuse et de la diffusion Rayleigh à 443 nm a été précalculé. Pour les eaux intérieures, un test est réalisé sur les réflectances corrigées de l'absorption gazeuse à 670 nm et à 865 nm. Premièrement, la réflectance à 670 nm doit être inférieure à un seuil précalculé et deuxièmement, la réflectance dans le rouge doit être supérieure à la réflectance dans le PIR.

#### 2-5-5 Etape 5 : Classification des pixels DDV

La cinquième étape concerne la sélection des pixels DDV. Cette sélection est réalisée par comparaison entre l'ARVI calculé à partir des réflectances corrigées de l'absorption gazeuse et de la diffusion Rayleigh à 443, 670 et 865 nm (Eq. 2-4) et un seuil nominal d'ARVI. Les seuils nominaux d'ARVI ont été précalculés à partir des valeurs de réflectances des 20 modèles de DDV surmontés d'une couche d'aérosol de visibilité de 23 km, d'indice de réfraction de 1,44 et de coefficient d'Angström de -1. Pour chaque modèle de DDV, les pixels sont alors identifiés DDV s'ils ont un ARVI supérieur au seuil nominal d'ARVI. Les valeurs des seuils nominaux d'ARVI sont stockées dans des LUTs. Ces LUTs sont indexées par chacun des 20 modèles de DDV, par un des 78 couples d'angle solaire et de visée et par une des 19 valeurs de différence d'azimut.

#### 2-5-6 Qualité de la classification

La classification des pixels est illustrée sur la figure (2-7b) pour une image SeaWiFS acquise au-dessus de l'Europe de l'Ouest le 3 septembre 1999 à 12h16 (720 par 1250 pixels).



**Figure 2-7 :** (a) Image SeaWiFS en fausse couleur du 03/09/1999 prise à 12:16:03. (b) Classification des pixels : les mers en noir, les terres en vert clair, les eaux intérieures en vert foncé et la DDV en bleu.

Cette image est très intéressante car elle montre la qualité de la classification mais aussi ses limites. La classification des mers (en noir), des terres émergées (en vert clair) et eaux intérieures (en vert foncé) est bien réalisée. Pour les eaux intérieures, on identifie le Lac Léman. Cependant seuls les lacs d'une taille assez importante sont repérés. Les grosses masses nuageuses sont également bien classées mais, sur le haut de l'image, au-dessus de la Hollande, certains nuages fins ne sont pas détectés ainsi que les bords de nuages. Le taux de couverture DDV est très faible (en bleu) avec seulement 2,3%. Ce faible taux de couverture est le point critique de l'algorithme car il ne permet pas d'avoir une représentativité suffisante des aérosols au-dessus des terres émergées.

### 2-5-7 Etape 6 : Restitution du modèle d'aérosol au-dessus de la DDV

La restitution du modèle d'aérosols est basée sur 2 calculs indépendants sur les pixels DDV où la réflectance de surface est connue. Avant tout, l'indice de réfraction des aérosols est sélectionné avec une valeur par défaut de 1,44. Cet indice n'a pas de partie imaginaire car il correspond aux sulfates qui n'absorbent pas. Cet indice est généralement employé pour décrire des aérosols continentaux. Les modèles d'aérosols ont alors été définis pour 26 coefficients d'Angström compris entre 0 et -2,5 par pas de 0,1. Ces 26 modèles couvrent une large gamme d'aérosols (Fig. 1-8).

Ainsi, aux 26 modèles d'aérosols des LUTs sont associées :

- La fonction de phase ( $P_a$ ) : elle est calculée en appliquant la théorie de Mie. L'utilisation de la loi de Junge rend la fonction de phase indépendante de la longueur d'onde. Elle est pondérée par l'albédo de diffusion simple ( $\omega_0 P_a$ ) qui vaut 1 car l'indice est réel ( $m=1,44$ ). Elle est définie en 80 angles de Gauss compris entre 0 et 180°.
- Le coefficient de correction de la diffusion primaire sur la diffusion multiple ( $f_a$ ) : ce coefficient est recomposé à partir des 6 premiers termes de la série de Fourier (Santer et al., 1999). Il est précalculé pour 78 couples d'angles d'incidence et d'observation et pour des épaisseurs optiques des aérosols à 550 nm variant de 0 à 1,5 par pas de 0,1.
- La transmission aérosol ( $T_a$ ) : elle est précalculée pour 12 angles de Gauss compris entre 0 et 90° et pour des épaisseurs optiques des aérosols à 550 nm variant de 0 à 1,5 par pas de 0,1.
- L'albédo sphérique des aérosols ( $s_a$ ) : Il est précalculé pour des épaisseurs optiques des aérosols à 550 nm variant de 0 à 1,5 par pas de 0,1.

Une fois l'indice de réfraction choisi, l'inversion des propriétés optiques des aérosols au-dessus de la DDV commence par un premier calcul d'épaisseurs optiques des aérosols à 412, 443 et 670 nm. Celui-ci est fait de la manière suivante :

- Pour chaque longueur d'onde associée à la DDV (412, 443 et 670 nm), on boucle sur les 26 coefficients d'Angström et on incrémente l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm (16 valeurs de 0 à 1,5 par pas de 0,1).
- Le coefficient d'Angström permet le calcul de l'épaisseur optique des aérosols à la longueur d'onde considérée. Cette épaisseur optique des aérosols et le coefficient d'Angström permettent la simulation du signal au-dessus de la couche Rayleigh suivant la formulation tenant compte des effets directionnels (Eq. 2-5). A l'ordre 0, c'est-à-dire pour une épaisseur optique des aérosols nulle, si le signal simulé est supérieur au signal mesuré par le capteur alors l'épaisseur optique des aérosols est fixée à 0. Si le signal simulé est inférieur au signal mesuré alors on incrémente l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm de 0,1. On continue ainsi de suite jusqu'à encadrer la valeur des réflectances mesurées.
- Ensuite, par interpolation linéaire, on calcule l'épaisseur optique aérosols correspondant au signal mesuré à la longueur d'onde considérée.

Le second calcul concerne le coefficient d'Angström qui est calculé par régression linéaire sur les 3 épaisseurs optiques des aérosols. Au final, on recherche le coefficient d'Angström calculé le plus proche de celui utilisé pour la simulation. Ainsi en sortie de l'algorithme, nous avons pour chaque pixel DDV, une épaisseur optique des aérosols et un coefficient d'Angström. Ce schéma d'inversion des propriétés optiques

des aérosols au-dessus des terres émergées a été développé de sorte que la seule inconnue, à partir du moment où le modèle d'aérosols est fixé, est l'épaisseur optique des aérosols.

### 3 Evaluation des performances de l'algorithme

#### 3-1 Précisions espérées sur les produits aérosols

Une étude de sensibilité de l'algorithme MERIS sur les produits aérosols au-dessus des terres émergées a été réalisée et les résultats sont résumés ici (Schmechtig et al., 2003). La méthodologie fut de simuler des images tests pour différentes conditions et d'évaluer les erreurs dues à l'étalonnage, à la correction ozone, à la pression de surface et à la réflectance DDV. Deux visibilitées ont été choisies, 23 km et 8 km (soit à 550 nm,  $\tau_a=0,232$  et  $\tau_a=0,510$ ) et un modèle d'aérosol continental ( $\alpha=-1$ ,  $m=1,44$ ). Les réflectances de DDV ont été fixées à 1,5% dans le bleu et à 2,5% dans le rouge. La table (2-3) récapitule les erreurs absolues retrouvées.

L'impact de l'erreur sur l'étalonnage de 3% n'est pas critique sur l'épaisseur optique des aérosols mais semble assez important sur le coefficient d'Angström. Une erreur de 10% sur la quantité d'ozone a un très faible impact sur les produits aérosols retrouvés. Une erreur de 3% sur la pression de surface (équivalent à environ 30 hPa, pour des conditions standard de pression au niveau de la mer) n'est pas critique sur l'épaisseur optique des aérosols mais semble avoir un impact important sur le coefficient d'Angström pour une visibilité de 23 km. Cela s'explique par l'influence plus forte du Rayleigh sur le signal atmosphérique dans le bleu lorsqu'il y a peu d'aérosols. L'erreur sur la réflectance de DDV est de loin la plus importante. Lorsque l'on double la réflectance de DDV, on élimine quasiment la contribution des aérosols (pour une visibilité de 23 km,  $\tau_a=0,232$  et  $\Delta\tau_a=-0,22$ ). Cette erreur sur la réflectance de DDV peut se comparer à une variation de seuil d'ARVI. L'étude de sensibilité au seuil d'ARVI est développée au paragraphe suivant. La prise en compte de la polarisation dans le calcul des LUTs montre un impact non négligeable sur l'épaisseur optique des aérosols (Santer et al., 2004).

	Visibilité de 23 km			Visibilité de 8 km	
	$\Delta$	$\Delta\tau_a(550nm)$	$\Delta\alpha$	$\Delta\tau_a(550nm)$	$\Delta\alpha$
étalonnage	3%	0,025	0,250	0,040	0,123
U <sub>O3</sub>	10%	0,002	0,031	0,003	0,019
Pression	3%	0,019	0,210	0,014	0,084
$\rho_{DDV}$	100%	-0,22	-0,37	-0,184	-0,194

**Table 2-3 :** Erreurs absolues sur les produits aérosols.

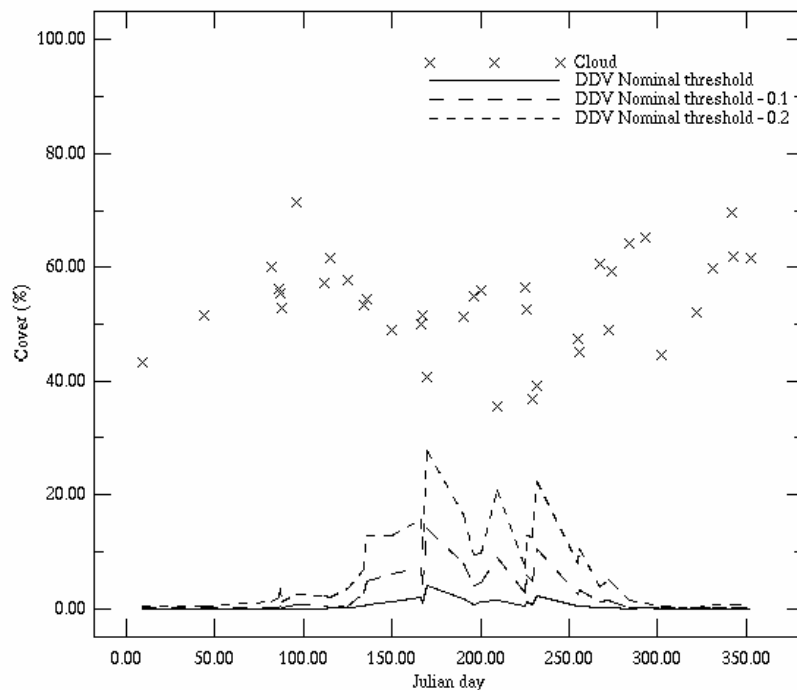
#### 3-2 Influence du seuil d'ARVI

La télédétection des aérosols au-dessus de la DDV est réalisée par comparaison entre l'ARVI mesuré par le satellite et des seuils nominaux d'ARVI précalculés à partir des réflectances DDV des différents modèles de surface additionnés d'une couche standard d'aérosols continentaux. Malgré sa « résistance » à l'atmosphère par définition, l'ARVI peut varier d'environ 0,1 lorsque l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm varie de 0 à 0,8 (Borde et al., 2003). Cette ambiguïté amène deux questions. Tout d'abord, si pour un même seuil nominal d'ARVI, l'ARVI mesuré peut varier en fonction de l'épaisseur optique des aérosols, quel est l'impact sur la couverture DDV? On pourra avoir une réponse à cette question en faisant varier le seuil

nominal d'ARVI. La seconde question est alors de savoir comment varient les produits aérosols lorsque l'on fait varier le seuil nominal d'ARVI?

### 3-2-1 Que se passe-t-il en terme de couverture DDV ?

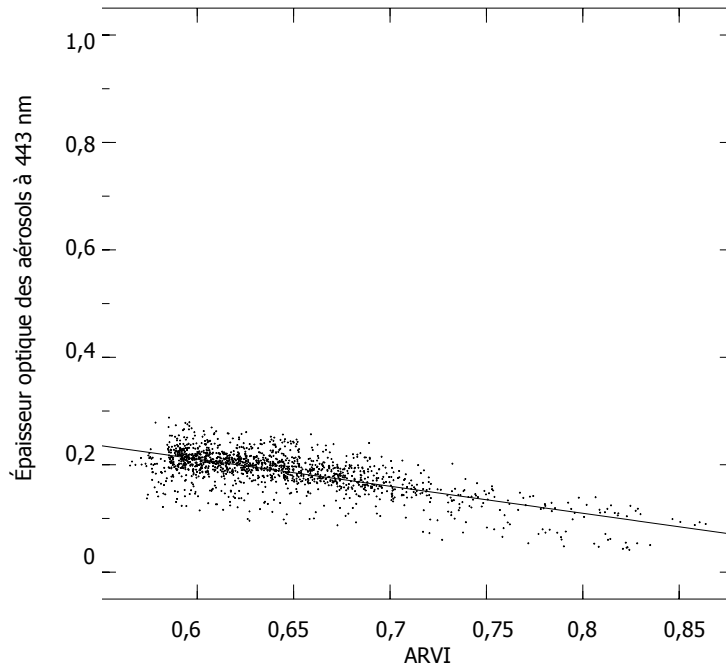
La figure (2-8) montre les taux de couverture DDV pour une série de 37 images SeaWiFS couvrant l'Europe de l'Ouest (environ 1200 par 4000 km<sup>2</sup>) sélectionnées tout au long de l'année 2002. La couverture DDV au seuil nominal est inférieure à 2% en été et elle est inférieure à 0,1% en hiver (trait plein). Cette différence été-hiver s'explique par l'apparition de la végétation verte au printemps et sa disparition en automne. Il est aussi intéressant de noter que la couverture nuageuse annuelle est environ de 50%. Lorsque l'on diminue le seuil nominal d'ARVI de 0,1, on voit apparaître de la DDV en été avec un taux d'environ 10% mais très peu de DDV en hiver (trait pointillé long). On pourra donc s'attendre à avoir une variation de la couverture DDV en fonction de la turbidité atmosphérique indépendamment de la réflectance de surface. Cependant une étude réalisée sur des séries temporelles d'images SeaWiFS autour de Lille (France) et Barcelone (Espagne) montre la stabilité temporelle de la couverture DDV avec de faibles variations d'une image à une autre (Ramon et al., 2001).



**Figure 2-8 :** Taux de couverture DDV (au seuil nominal (trait plein) ; au seuil nominal diminué de 0,1 (trait pointillé long) ; au seuil nominal diminué de 0,2 (trait pointillé court)) et nuageuse (x) pour une série de 37 images couvrant l'Europe de l'Ouest durant l'année 2002.

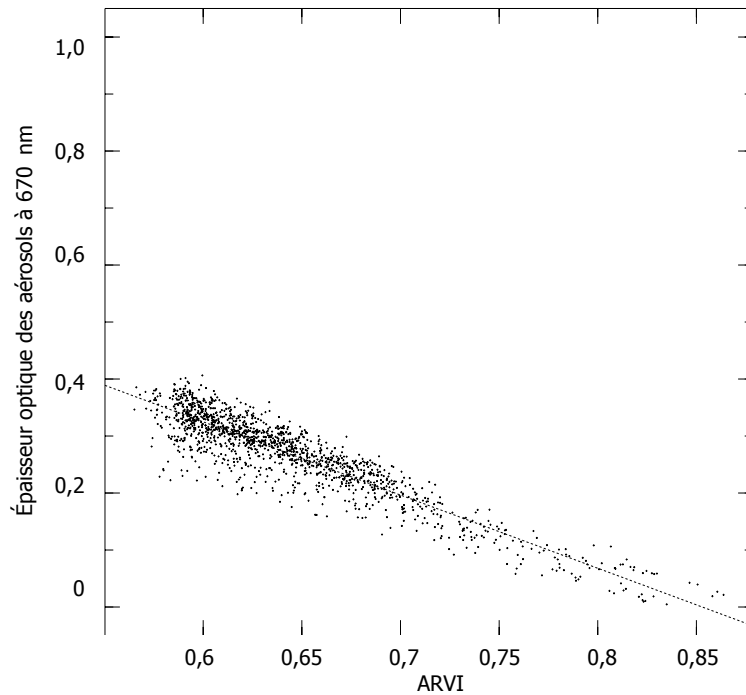
### 3-2-2 Que se passe-t-il en terme de produits aérosols ?

L'inversion des propriétés optiques des aérosols est réalisée à l'aide des bandes dans le bleu et dans le rouge. C'est donc à ces longueurs d'onde qu'il faut regarder l'influence du seuil d'ARVI sur le produit aérosol. La figure (2-9) montre l'épaisseur optique des aérosols à 443 nm en fonction de l'ARVI pour une image SeaWiFS acquise au-dessus de la frontière franco-belge le 3 septembre 1999 (environ 300 par 300 pixels). Le seuil nominal d'ARVI est d'environ 0,8 avec une épaisseur optique des aérosols centrée sur 0,1. On remarque la diminution de l'épaisseur optique des aérosols à 443 nm en fonction de l'ARVI (on passe d'une épaisseur optique de 0,2 pour un ARVI de 0,6 à une épaisseur optique de 0,1 au seuil nominal). On remarque aussi la linéarité de la diminution de l'épaisseur optique des aérosols avec l'ARVI. Cette linéarité est représentée sur la figure par une droite de régression linéaire.



**Figure 2-9 :** Epaisseurs optiques des aérosols à 443 nm en fonction de l'ARVI pour l'image SeaWiFS du 03/09/1999.

La variation de l'épaisseur optique des aérosols à 670 nm en fonction de l'ARVI est montrée à la figure (2-10).

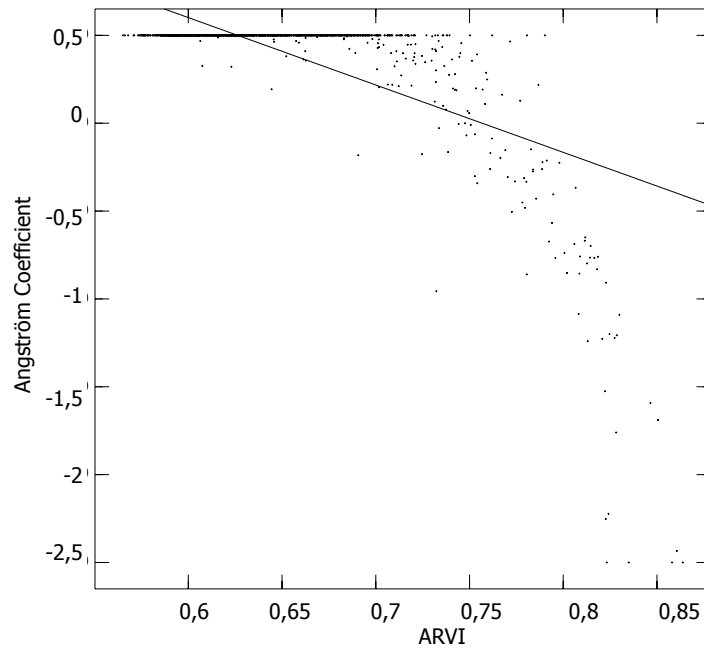


**Figure 2-10 :** Epaisseurs optiques des aérosols à 670 nm en fonction de l'ARVI pour l'image SeaWiFS du 03/09/1999.

A cette longueur d'onde, on observe aussi la diminution de l'épaisseur optique des aérosols à 670 nm en fonction de l'ARVI. Cette diminution est plus rapide qu'à 443nm. Dans le rouge, la linéarité de la diminution de l'épaisseur optique des aérosols en fonction de l'ARVI est visible. Elle est aussi représentée sur la figure par une droite de régression linéaire de pente supérieure à celle dans le bleu. On remarque aussi qu'en diminuant le seuil d'ARVI de 0,2, les épaisseurs optiques des aérosols à 670 nm sont supérieures à celles à 443 nm. Cela aura un impact sur le calcul du coefficient d'Angström.

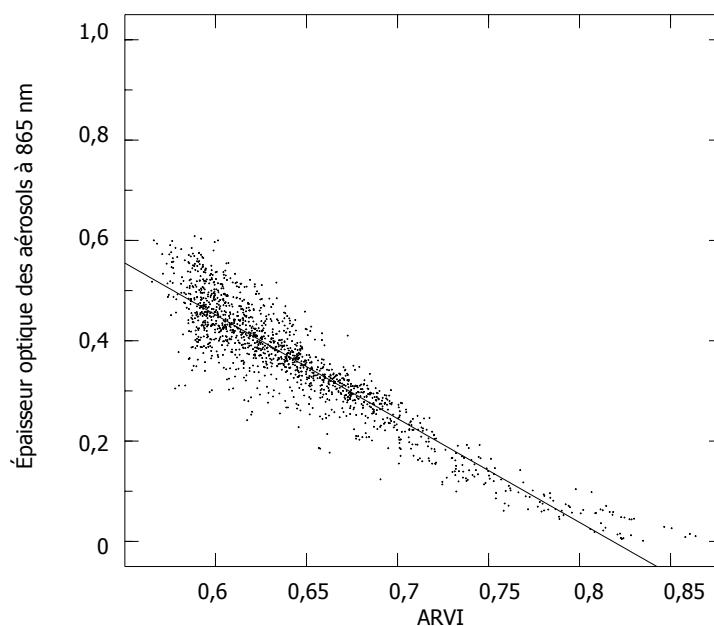


La variation du coefficient d'Angström en fonction de l'ARVI est montrée à la figure (2-11). Lorsque l'on diminue le seuil d'ARVI, le coefficient d'Angström augmente très rapidement. En diminuant le seuil d'ARVI, l'inversion sur les nouveaux pixels donne des valeurs plus proches de zéro (correspondant à un modèle d'aérosol « blanc », c'est-à-dire à des grosses particules). A partir d'une diminution de 0,1 du seuil nominal d'ARVI (c'est-à-dire 0,7 en ARVI), les coefficients d'Angström atteignent des valeurs positives jusqu'à la valeur plafond de 0,5. Le trait plein correspond à une droite de régression linéaire qui est biaisée par les valeurs plafonds. Il ne semble pas qu'il y ait de linéarité entre le coefficient d'Angström et l'ARVI. Cette sélection d'aérosols « blancs », c'est-à-dire ayant un coefficient d'Angström proche de zéro, aura un impact très important sur le calcul de l'épaisseur optique des aérosols à 865 nm.



**Figure 2-11** : Coefficient d'Angström en fonction de l'ARVI pour l'image SeaWiFS du 03/09/1999.

La figure (2-12) montre la variation de l'épaisseur optique des aérosols à 865 nm en fonction de l'ARVI.



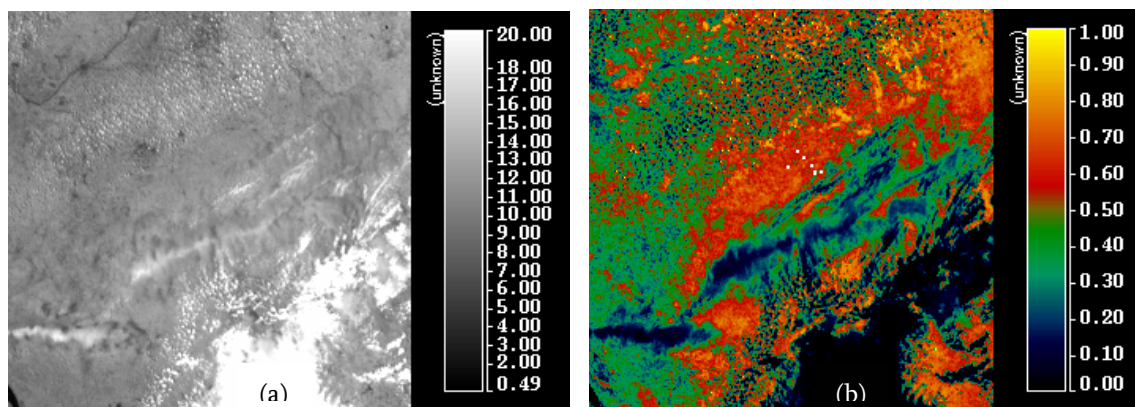
**Figure 2-12** : Epaisseurs optiques aérosols à 865 nm en fonction de l'ARVI pour l'image SeaWiFS du 03/09/1999.

L'augmentation de l'épaisseur optique des aérosols est encore plus importante à 865 nm qu'à 443 nm ou 670 nm, avec des épaisseurs optiques des aérosols multipliées par 5 lorsque l'on diminue le seuil d'ARVI de 0,2. L'augmentation de l'épaisseur optique des aérosols dans le bleu et le rouge par la diminution du seuil d'ARVI s'explique par la sélection de nouveaux pixels ayant une réflectance de surface plus forte que celle des pixels sélectionnés au seuil nominal, c'est-à-dire la valeur provenant des modèles de DDV. Ainsi, lors de l'inversion, cette différence de réflectance de surface entraînera une surestimation de l'épaisseur optique des aérosols. Cette surestimation sera alors directement transmise dans le calcul du coefficient d'Angström et de l'épaisseur optique des aérosols à 865 nm. Basé sur des images MOS, il est montré dans Borde et al. (2003) que c'est la réflectance de surface dans le rouge qui augmente le plus rapidement avec l'ARVI.

### 3-2-3 Quelles sont les limitations et les solutions?

La diminution du seuil d'ARVI permet d'un côté d'augmenter la couverture de DDV mais de l'autre entraîne une surestimation de l'épaisseur optique des aérosols inversée sur les nouveaux pixels sélectionnés. Cette surestimation est plus forte dans le rouge. On peut donc diminuer le seuil d'ARVI pour avoir une meilleure couverture de DDV mais on doit prendre en compte l'augmentation de la réflectance de surface et étendre le modèle de réflectance DDV à des surfaces plus brillantes pour corriger cette surestimation. Cette solution a été initialisée sur des images MOS (Borde et al., 2003). Elle est basée sur la linéarité de l'augmentation de la réflectance de surface dans le rouge et l'ARVI. Une simple équation de droite permet de corriger la réflectance de surface d'un pixel en fonction de la différence entre son ARVI propre et le seuil nominal d'ARVI. Les épaisseurs optiques des aérosols étaient alors retrouvées sur plus de 10% des images avec une petite perte de précision en comparaison avec les épaisseurs optiques retrouvées au seuil nominal.

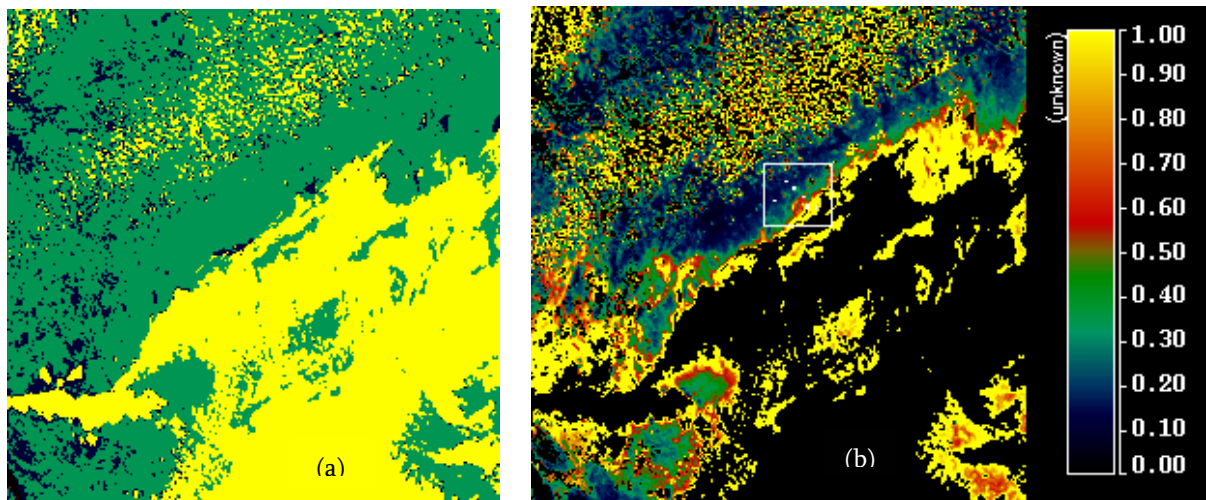
Une autre limitation à la diminution du seuil d'ARVI est la présence de nuages fins et des ombres de nuages. En présence d'ombres de nuages, certains pixels peuvent être sélectionnés comme de la DDV (Borde et al., 2003). Un simple test sur la réflectance TOA à 865 nm, qui doit être supérieure à 0,2 pour les vrais pixels DDV, permet d'éliminer ces pixels. La présence de nuages fins pose un problème de contamination du signal. La figure (2-13a) montre la réflectance au sommet de l'atmosphère à 865 nm d'une image SeaWiFS acquise au-dessus du Sud-Ouest de la France. On remarque la présence d'une grosse masse nuageuse en bas à gauche de l'image ainsi qu'un ensemble de petits cumulus en haut de l'image. La figure (2-13b) représente l'ARVI associé à la figure (2-13a). On observe sur la figure (2-13b) une zone d'ARVI supérieure à 0,6 (repérée par des petits points blancs). Sur l'image de classification des pixels représentée à la figure (2-14a), ces pixels sont classés DDV. Pour obtenir un maximum de pixels DDV, le seuil nominal d'ARVI a été diminué de 0,5.



**Figure 2-13 :** (a) image de la luminance à 865 nm d'une scène SeaWiFS au-dessus du Sud Ouest de la France. (b) image associée de l'ARVI.

Il est bien évident que ces pixels ne sont pas de la végétation sombre mais cela permet de voir ce qui se passe lorsque l'on se rapproche d'un nuage. Sur la figure (2-14a), la grosse masse nuageuse et les petits cumulus sont bien masqués. La figure (2-14b) montre l'épaisseur optique des aérosols à 443 nm. On

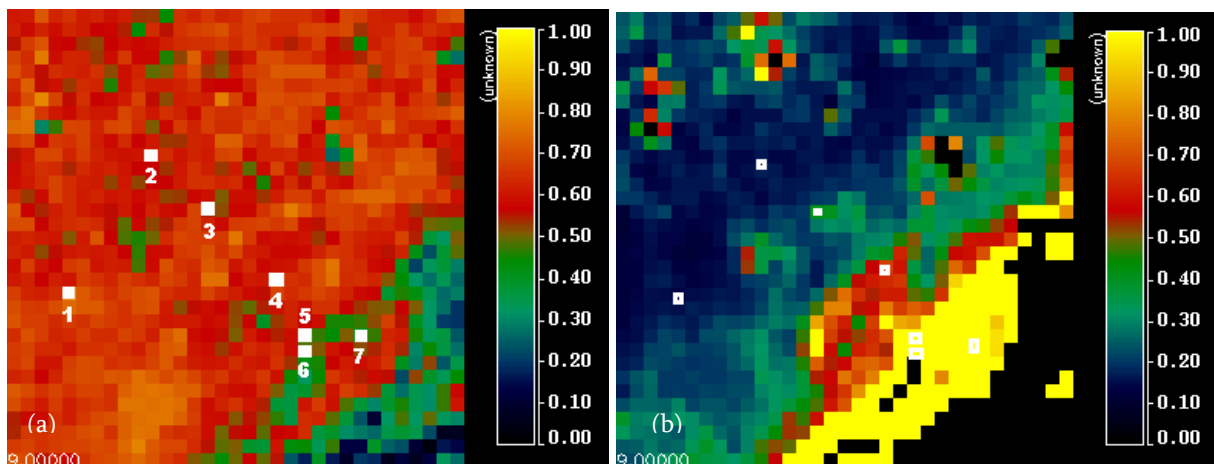
remarque tout de suite qu'en bord de nuage les épaisseurs optiques des aérosols augmentent très fortement. Les figures (2-15a) et (2-15b) montrent l'extraction de la zone d'intérêt représentée par un carré blanc sur la figure (2-14a). Sept points ont été extraits (numérotés de 1 à 7 sur les figures) et leur ARVI sont donnés dans la table (2-4).



**Figure 2-14 :** (a) image de la classification des pixels (en noir les pixels terres non DDV, en vert la DDV et en jaune les nuages). (b) Epaisseurs optiques des aérosols à 443 nm.

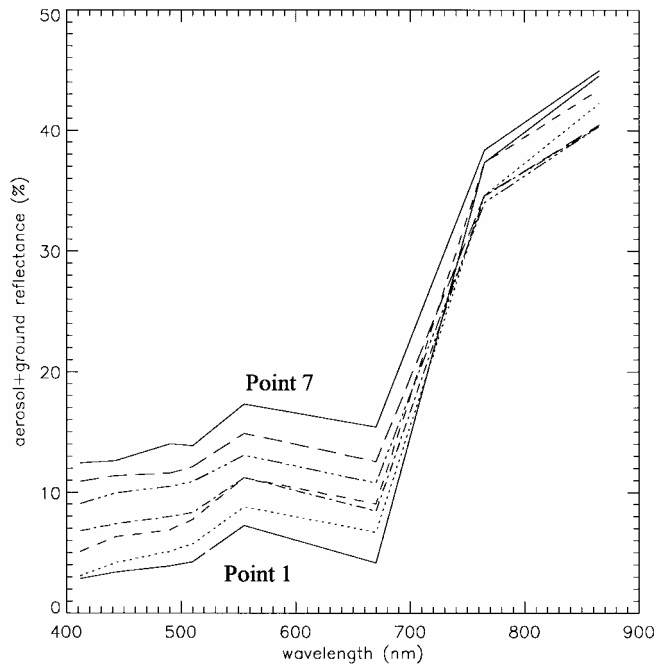
N° du point	1	2	3	4	5	6	7
ARVI	0,76	0,6	0,56	0,57	0,52	0,46	0,39

**Table 2-4 :** ARVI des 7 points de la figure (2-14a).



**Figure 2-15 :** (a) Image de l'ARVI de la zone d'intérêt. (b) Image de l'épaisseur optique des aérosols de la zone d'intérêt.

Ces points présentent une augmentation croissante de l'épaisseur optique des aérosols à 443 nm avec une diminution de l'ARVI. Les spectres de réflectances au sommet de la couche d'aérosol sont donnés à la figure (2-16). Les différents spectres exhibent une croissance de la réflectance dans le bleu en fonction du numéro du point. Ces points ont une signature spectrale typique de la végétation (voir Fig. 1-7) mais plus on s'approche du nuage, plus les réflectances dans le visible augmentent et les réflectances dans le PIR diminuent (excepté pour le point 7).



**Figure 2-16** : Spectres des réflectances au-dessus de la couche d'aérosols des points 1 à 7. Les numéros des points d'extraction de la figure (2-15a) correspondent aux spectres croissants des réflectances dans le visible.

On peut expliquer cet effet simplement à l'aide de l'équation (1-17). Dans le visible, c'est la réflectance atmosphérique  $\rho_{atm}$  qui prédomine et la présence de nuages fins ou de bord de nuages va entraîner un surplus de signal. Dans le PIR, c'est le terme de surface  $\rho_g$  qui prédomine mais il sera atténué par le terme de transmission atmosphérique  $T_{atm}$  qui diminue avec la présence de nuage. Les pixels contaminés par des nuages fins ou des bords de nuages sont très difficiles à classer à l'aide de seuils radiométriques. Une solution pourra être envisagée pour les bords de nuage par l'utilisation d'un filtre morphologique qui agira sur les pixels voisins (selon un cercle de diamètre de quelques pixels ou un carré d'une certaine dimension) d'un pixel classé nuage. Le problème sera toujours présent pour les nuages fins de type cirrus qui peuvent avoir un impact important sur le produit aérosol. De plus, dans certaines zones comme les couloirs aériens la présence de traînées d'avions est quasi quotidienne et joue sur le produit aérosols.

## 4 Evaluation du produit aérosol au-dessus des terres émergées

### 4-1 Intercomparaison de deux méthodes

L'évaluation du produit aérosol sur SeaWiFS a été réalisée en collaboration avec Régis Borde (Vidot et al., 2003). Pour cela nous avons comparé deux méthodes de télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées. Les produits aérosols issus de l'algorithme SeaWiFS ont été comparés aux produits aérosols issus d'une méthode développée par Borde et Verdebout (2003). Cette méthode est basée sur l'utilisation du modèle RPV (Rhaman et al., 1993) qui prend en compte la BRDF de surface. A partir des hypothèses sur le coefficient d'Angström et d'une atmosphère standard, le modèle RPV peut simuler le signal TOA à partir de quatre paramètres : l'épaisseur optique des aérosols et 3 paramètres de BRDF. Ainsi pour déterminer l'épaisseur optique des aérosols à partir de mesures spatiales, il est nécessaire de spécifier les paramètres BRDF de la surface. Pour cela, un nombre limité de mesures photométriques *in situ* permet la caractérisation de la surface. Cette caractérisation de la surface est réalisée par minimisation entre les luminances TOA mesurées par le satellite et un jeu de luminances simulées représentatif de différentes conditions géométriques, de différentes turbidités et de différents paramètres de BRDF. Pour les simulations, le modèle

d'aérosol est un modèle continental avec  $\alpha=-1$  et  $m=1,44$ . Le modèle BRDF défini et considéré comme stable dans le temps, permet de retrouver les luminances TOA en déterminant l'épaisseur optique des aérosols.

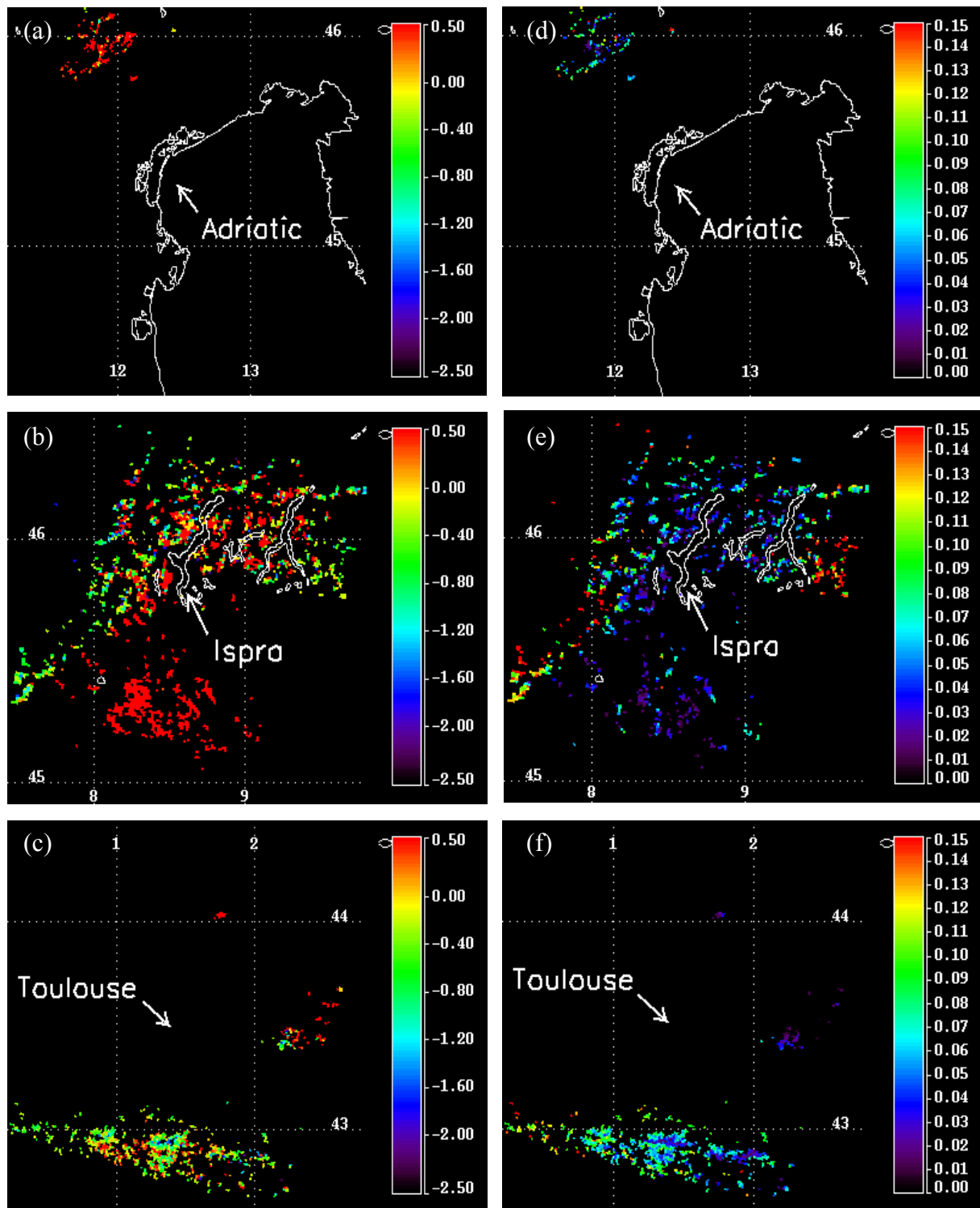
Les méthodes DDV et RPV ont été comparées au-dessus de trois sites (Toulouse : 43,58°N ; 1,37°E, Ispra : 48,80°N ; 8,63°E et Venise : 45,31°N ; 12,51°E) faisant partie du réseau AERONET. Les critères de sélection des journées étaient la stabilité temporelle de l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm in situ sur une période de  $\pm 30$  min par rapport à l'heure de passage du satellite et des conditions de ciel clair pour les images satellites. Ainsi 9 journées ont été sélectionnées pour le site de Toulouse, 13 pour le site d'Ispra et 33 pour le site de Venise sur une période de trois mois entre les mois de juin et septembre 1999. Les épaisseurs optiques des aérosols à 550 nm issues des mesures photométriques in situ couvrent une large gamme, entre 0,065 et 0,423 pour Toulouse, entre 0,066 et 0,63 pour Ispra et entre 0,085 et 0,468 pour Venise. La caractérisation de la BRDF de la surface a nécessité 3 jours de mesures *in situ* pour Toulouse, 5 jours pour Ispra et 4 jours pour Venise. Ces journées ont été sélectionnées pour couvrir un maximum de conditions géométriques. L'algorithme de télédétection des aérosols au-dessus de la DDV a été appliqué à des sous-scènes d'image SeaWiFS de 1,5° de latitude sur 2° de longitude autour du site AERONET. Dans l'algorithme SeaWiFS, l'indice de réfraction est fixé à 1,44. Pour la comparaison, les épaisseurs optiques des aérosols et les coefficients d'Angström ont été moyennés sur tous les pixels DDV de la sous-scène.

Les images des produits aérosols de la méthode DDV sont montrées pour chaque site sur une journée à la figure (2-17). La distribution de la DDV autour du site d'Ispra (représenté par une flèche sur la figure) est très bonne et donc il y a une bonne représentativité des aérosols (Figs. 2-17b et 2-17e). En revanche, pour le site de Venise (Adriatique, Figs. 2-17a et 2-17d), la couverture de la DDV est faible et la zone concernée est assez éloignée du site de mesure in situ (environ à une cinquantaine de kilomètres au Nord-Ouest du site AERONET). Pour Toulouse (Figs. 2-17c et 2-17f), la couverture DDV est plus importante dans les chaînes de montagne des Pyrénées (au Sud de Toulouse) et des Cévennes (à l'Est) qui se trouvent aussi à une cinquantaine de kilomètres du site AERONET. Les produits aérosols détectés en montagne ne sont certainement pas représentatifs des mesures in situ effectuées en plaine près de Toulouse.

La table (2-5) rappelle les caractéristiques des journées avec les valeurs moyennes de l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm et du coefficient d'Angström. Parce qu'il est nécessaire d'avoir une couverture de DDV suffisante, nous avons pris des sous-scènes assez larges qui entraînent des écarts-type des épaisseurs optiques des aérosols et des coefficients d'Angström assez grands. Pour les trois sites, les valeurs moyennes des épaisseurs optiques des aérosols à 550 nm sont faibles. Cela entraîne une incertitude plus importante sur les coefficients d'Angström retrouvés.

Site	jour	Taux de couverture de pixels DDV (%)	$\langle \tau_a (550\text{nm}) \rangle$	Ecart-type de $\tau_a$	$\langle \alpha \rangle$	Ecart-type de $\alpha$
Venise	24/07/99	1,3 %	0,067	0,038	-0,38	0,25
Ispra	24/07/99	10,7 %	0,069	0,060	-0,69	0,52
Toulouse	01/09/99	4,1 %	0,068	0,033	-0,59	0,44

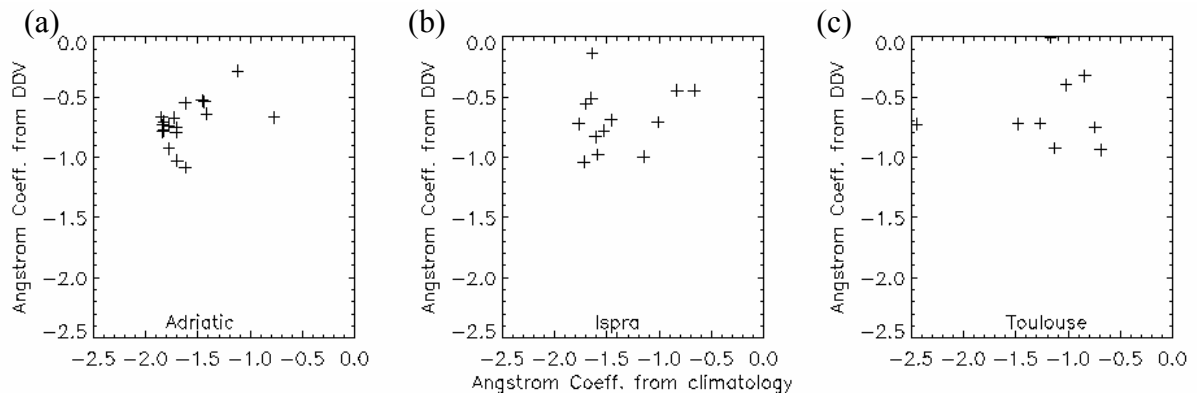
**Table 2-5 :** Taux de couverture DDV (en %), valeurs moyennes des épaisseurs optiques aérosols à 550 nm, coefficient d'Angström sur la sous-scène et écart-types associés.



**Figure 2-17 :** Images du coefficient d'Ångström (a-b-c) et de l'épaisseur optique aérosols (d-e-f) issus de la méthode DDV pour les trois sites.

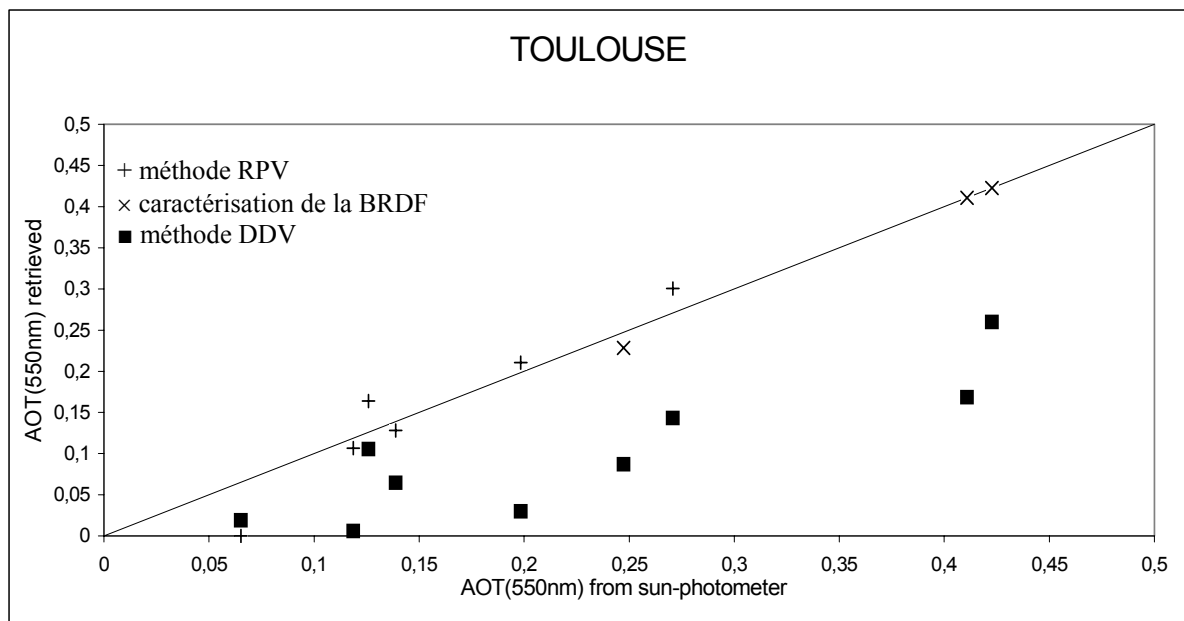
La figure (2-18) donne, pour chaque site, les coefficients d'Ångström issus de la méthode DDV en fonction de ceux calculés à partir des données photométriques in situ. Le coefficient d'Ångström in situ a été calculé à partir des épaisseurs optiques des aérosols AERONET à 440 et 670 nm. Cette figure montre la difficulté de retrouver le coefficient d'Ångström avec la méthode DDV. Les deux types de mesure semblent montrer la même variabilité du coefficient d'Ångström. L'hypothèse de  $\alpha$  égale à -1 semble une bonne

approximation pour le site de Toulouse (Fig. 2-18c) et d'Ispra (Fig. 2-18b) mais pour Venise (Fig. 2-18a), des aérosols plus petits semblent dominer (avec des  $\alpha$  in situ plus petits).

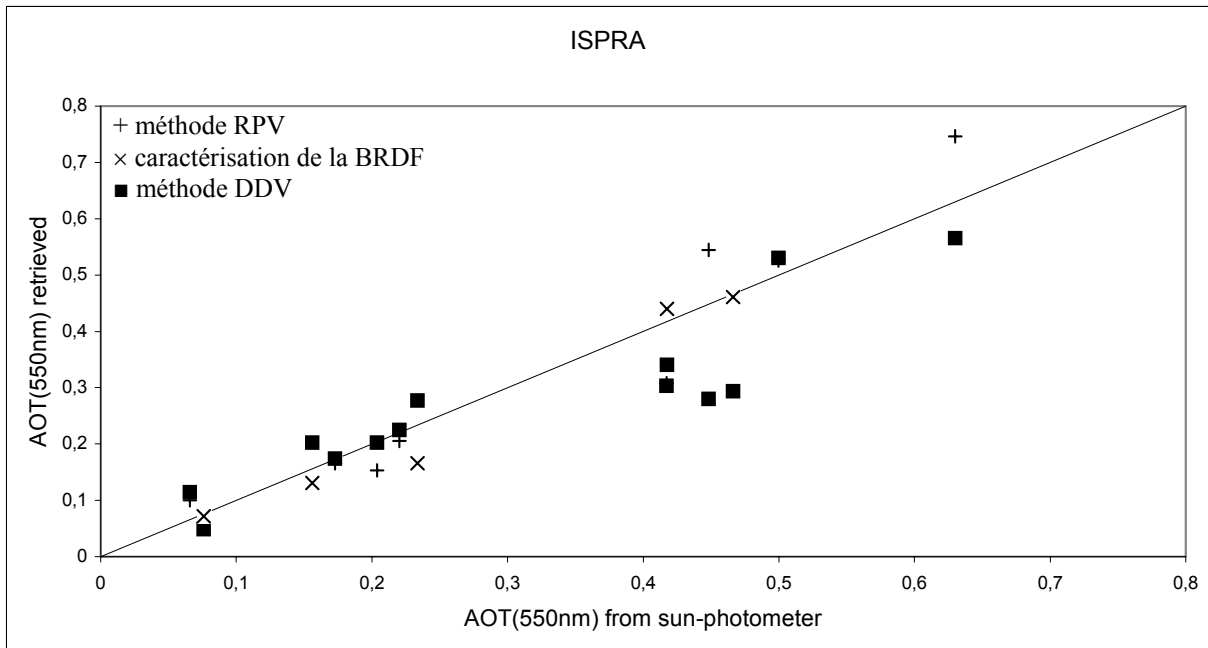


**Figure 2-18** : Coefficient d'Angström moyens issus de la méthode DDV en fonction de ceux calculés à partir des mesures photométriques in situ.

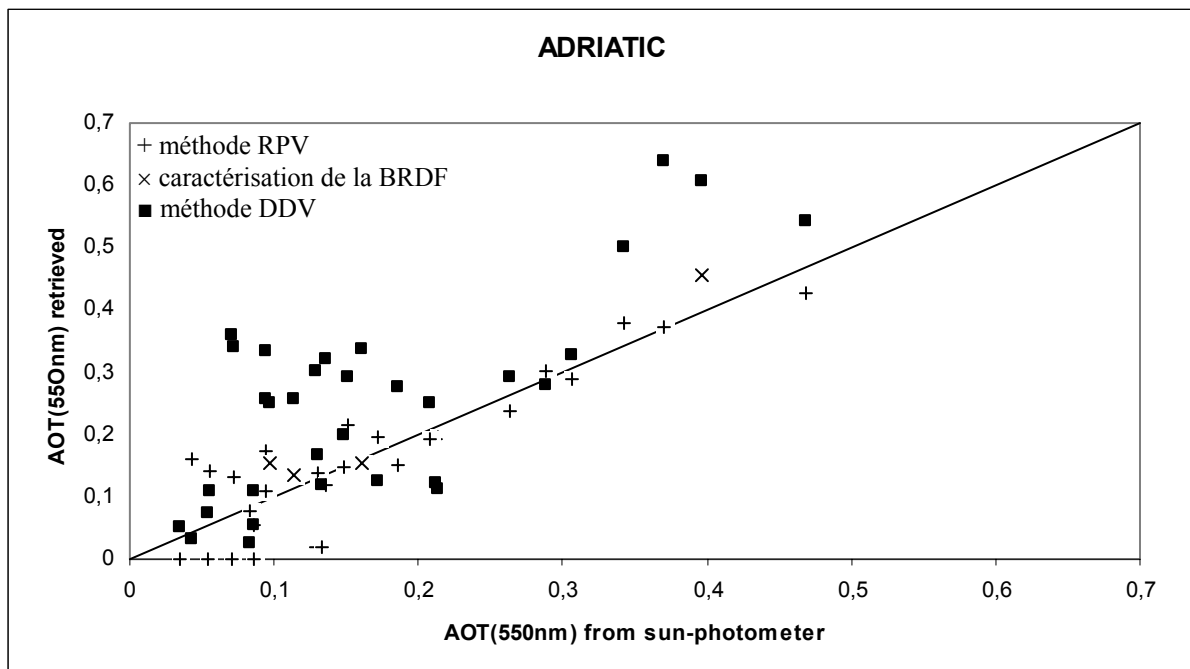
Concernant les épaisseurs optiques des aérosols, les comparaisons des deux méthodes avec les mesures AERONET sont présentées aux figures (2-19), (2-20) et (2-21) pour les sites de Toulouse, Ispra et Venise, respectivement.



**Figure 2-19** : Comparaison entre les épaisseurs optiques des aérosols à 550 nm mesurées par le photomètre in situ et celles retrouvées par les deux méthodes pour le site de Toulouse. Les croix représentent les données utilisées pour la caractérisation de la BRDF de surface. Les plus représentent les sorties de la méthode RPV alors que les carrés représentent les sorties de la méthode DDV.



**Figure 2-20** : Même légende qu'à la figure (2-19) mais pour le site d'Ispra.



**Figure 2-21** : Même légende qu'à la figure (2-19) mais pour le site de Venise.

Les données représentées par les symboles (×) ont été utilisées pour la caractérisation de la BRDF de la surface de la méthode RPV. Pour ces points, la différence avec les mesures in situ est très faible et cela montre que le modèle de BRDF décrit convenablement la réflectance de surface. Les symboles (+) représentent les sorties de la méthode RPV et les symboles (■) représentent les sorties de la méthode DDV. Pour le site de Venise, la valeur par défaut de l'épaisseur optique des aérosols égale à zéro de la méthode RPV apparaît pour quatre journées. Cela peut s'expliquer par le fait que le modèle d'aérosol continental utilisé ne soit pas le bon. Sur le site d'Ispra, la comparaison de la méthode DDV avec les mesures in situ est



bonne. L'accord n'est pas aussi bon pour les deux autres sites et cela est certainement dû à la distance entre le site de mesure in situ et la DDV. La méthode RPV donne de très bonnes comparaisons avec AERONET pour les trois sites.

#### 4-2 Comparaison à l'aide des données AERONET à l'échelle européenne

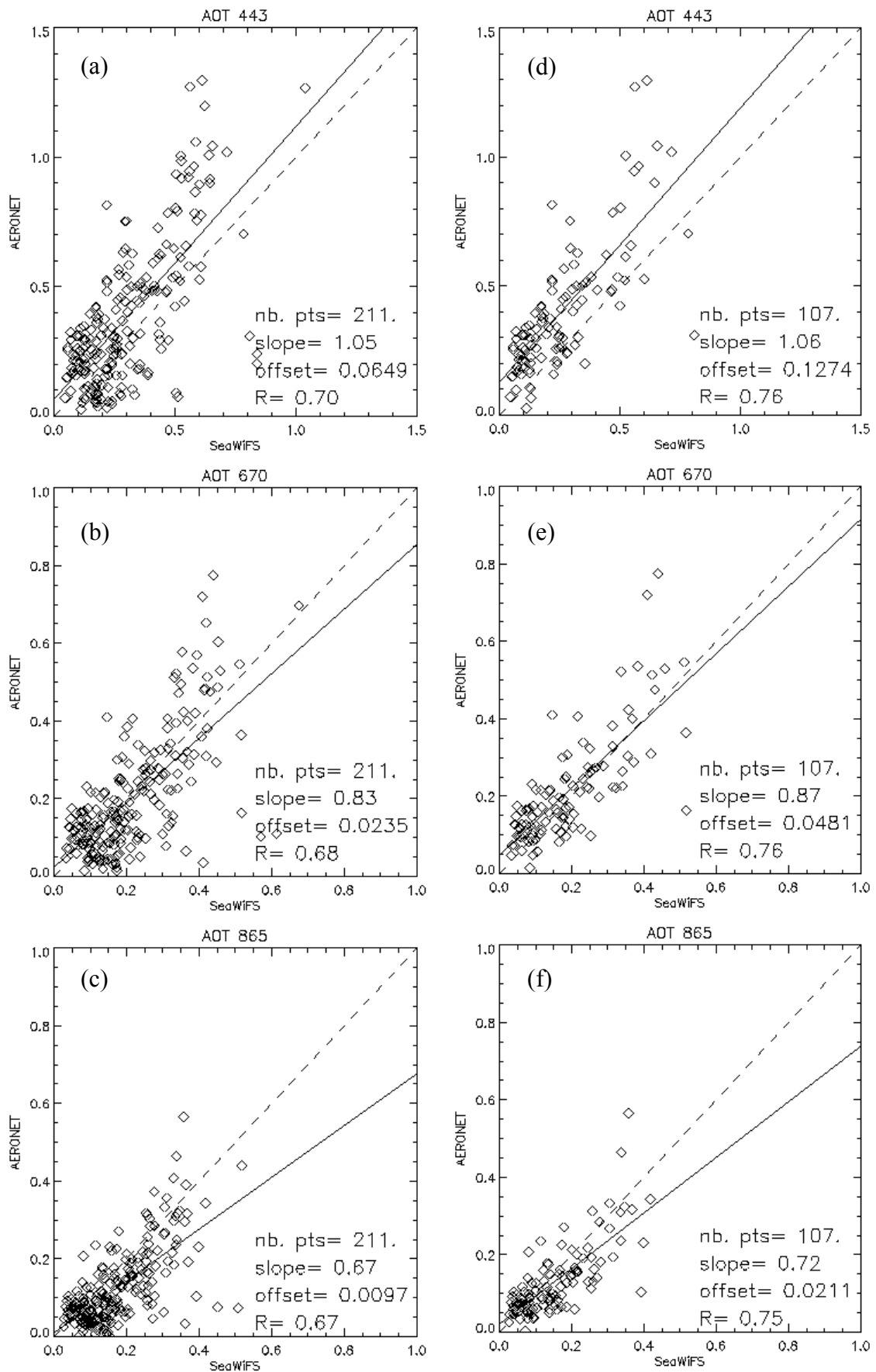
Les données AERONET couvrent une large partie de l'Europe. Nous avons sélectionné 14 sites, couvrant l'Europe de l'Ouest sur les années 2000, 2001 et 2002. Les critères de sélection des journées de comparaison étaient la stabilité temporelle de l'épaisseur optique des aérosols AERONET sur une période de  $\pm 30$  min par rapport à l'heure de passage du satellite et un taux de couverture de DDV supérieur à 1% sur des sous-scènes de  $0,5^\circ$  de latitude par  $0,5^\circ$  de longitude (environ  $50 \times 50$  pixels), ce qui représente environ 25 pixels. Tenant compte de ces critères, seuls 5 sites sur les 14 sélectionnés permettent des comparaisons des épaisseurs optiques des aérosols au seuil nominal d'ARVI. Les caractéristiques de ces sites sont reportés Table (2-6). Le site d'Ispra est le site le plus représenté avec plus de 90% des journées sélectionnées.

Pays	Ville	Latitude	Longitude
Allemagne	Leipzig	51,35	12,44
France	Fontainebleau	48,41	2,68
France	Palaiseau	48,70	2,21
France	Lille	50,61	3,14
Italie	Ispra	48,80	8,63

**Table 2-6 :** Sites de comparaison de l'épaisseur optique des aérosols.

La comparaison est donnée à la figure (2-22). La partie droite montre la comparaison pour 211 journées sélectionnées sur les critères définis plus haut. On remarque la bonne corrélation dans le bleu (Fig. 2-22a) avec une pente de régression linéaire de 1,05. Cette pente de régression diminue avec la longueur d'onde pour atteindre 0,67 dans le PIR (Fig. 2-22c). Dans les trois cas, le coefficient de corrélation est proche de 0,7. La partie gauche de l'image montre les mêmes comparaisons mais avec un critère supplémentaire qui élimine les journées ayant un  $\Delta\tau_a(443\text{nm}) > 0,1$ . Il permet essentiellement d'éliminer les pixels où l'on soupçonne la présence de nuages. On observe peu de différences avec ce nouveau critère, si ce n'est le doublement de l'ordonnée à l'origine de la droite de régression et l'augmentation du coefficient de corrélation. Au seuil nominal d'ARVI, la présence de nuages n'influence pas les épaisseurs optiques retrouvées pour les aérosols.

La comparaison de l'algorithme appliquée au capteur MERIS a été réalisée en collaboration avec la société HYGEOS. Les produits aérosols issus des images MERIS RR d'octobre 2002 à octobre 2003 ont été comparés aux données AERONET (Ramon et al., 2004). Les résultats de comparaison sur des sous-scènes MERIS de  $100 \times 100$  pixels (régressions linéaires :  $y = 1,24x + 0,01$  à 442 nm avec un coefficient de corrélation de 0,8 pour 86 points et  $y = 0,28x + 0,08$  à 865 nm avec un coefficient de régression de 0,32 pour 45 points) sont comparables aux résultats obtenus avec les données SeaWiFS. Pour les deux capteurs, la conclusion principale est que l'on a confiance dans l'épaisseur optique des aérosols dans le bleu mais que l'on n'a pas confiance dans le PIR. La surestimation de l'épaisseur optique des aérosols à 865 nm est due à une surestimation de l'épaisseur optique des aérosols à 670 nm qui par l'intermédiaire du coefficient d'Angström, se propage et s'amplifie à 865 nm. Le point critique de la télédétection des aérosols se situe donc à 670 nm. Il semble que la réflectance de surface à 670 nm soit sensiblement sous évaluée.



**Figure 2-22 :** Comparaisons des épaisseurs optiques des aérosols AERONET et SeaWiFS. La différence de la partie droite est un critère de sélection pour le produit SeaWiFS de  $\Delta\tau_a(443\text{nm}) > 0,1$ .

Les résultats de comparaison entre les données AERONET et MODIS (sur 30 sites AERONET à travers le monde donne, soit 315 points) donne à 470 nm une pente de régression linéaire de 0,86 avec une ordonnée à l'origine de 0,06 et un coefficient de corrélation de 0,91 (Chu et al., 2002). Pour MISR, la comparaison sur 16 sites AERONET des Etats-Unis donne à 558 nm et sur 267 points, une pente de régression linéaire de 0,88 avec une ordonnée à l'origine de 0,04 et un coefficient de corrélation de 0,8 (Liu et al., 2004). Pour ces deux capteurs les régressions linéaires ont été calculées sur les épaisseurs optiques satellitaires en fonction des mesures AERONET, au contraire des régressions linéaires sur SeaWiFS et MERIS, ce qui explique la différence des pentes de régression. Dans tous les cas, les épaisseurs optiques des aérosols dans le bleu issues de la télédétection spatiale sont sous estimées par rapport aux données AERONET.

## 5 Conclusions

L'algorithme de télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées développé pour MERIS a été appliqué aux données SeaWiFS. Cet algorithme permet de restituer l'épaisseur optique des aérosols à partir du moment où le modèle d'aérosol est fixé. Ce modèle d'aérosol est décrit par un indice de réfraction de 1,44 et par un coefficient d'Angström. L'application aux données SeaWiFS a permis dans un premier temps d'évaluer le produit aérosol et ensuite de montrer les limitations de l'algorithme. L'évaluation du produit aérosol SeaWiFS par comparaison aux mesures photométriques in situ montre une bonne estimation de l'épaisseur optique des aérosols dans le bleu mais une sous-estimation dans le rouge. Par l'intermédiaire du coefficient d'Angström, cette sous-estimation s'amplifie dans le PIR. Il semble donc qu'il y ait une sous-estimation de la réflectance de DDV dans le rouge. La principale limitation de l'algorithme est la couverture de DDV. Des études réalisées sur les capteurs MOS, SeaWiFS et MERIS, montrent qu'au seuil nominal d'ARVI, la couverture de DDV est trop faible pour avoir une représentativité suffisante des aérosols au-dessus des terres émergées. Afin d'augmenter la couverture de DDV, une extension du concept de DDV à des surfaces plus brillantes a été initialisée, dans un premier temps sur des images MOS (Borde et al., 2003), et ensuite consolidée sur des images SeaWiFS et MERIS.

## 6 Références bibliographiques

- Barnes, R. A., Eplee, R. E., Biggar, S. F., Thome, K. J., Zalewski, E. F., Slater, P. N., and Holmes, A. W., "SeaWiFS transfer-to-orbit experiment", *Applied Optics*, **39**, pp. 5620-5631, 2000.
- Borde, R., and Verdebout, J., "Remote sensing of aerosols optical thickness over various sites using SeaWiFS or vegetation and ground measurements", *Remote Sensing of Environment*, **86**, pp. 42-51, 2003.
- Borde, R., Ramon, D., Schmechtig, C., and Santer, R., "Extension of the DDV concept to retrieve aerosol properties over land from the Modular Optoelectronic Scanner sensor", *International Journal of Remote Sensing*, **24**, pp. 1439-1467, 2003.
- Chu, D. A., Kaufman, Y.J., Ichoku, C., Remer, L.A., Tanré, D., and Holben B.N., "Validation of MODIS aerosol optical depth retrieval over land", *Geophysical Research Letters*, **29**, MOD 2 pp. 1-4, 2002.
- Gordon, H. R., and Wang, M., « Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm», *Applied Optics*, **33**, pp. 443-452, 1994.

- Kaufman, Y.J., and Tanré, D., “Atmospherically resistant vegetation index (ARVI) for EOS-MODIS”, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **30**, pp. 261-270, 1992.
- Kuusik, A., “A fast invertible canopy reflectance model”, *Remote Sensing of Environment*, **33**, pp. 342-350, 1995.
- Lee, T. Y., and Kaufman, Y.J., “Non-lambertian effects on remote sensing of surface reflectance and vegetation index”, *IEEE Transactions in Geoscience and Remote Sensing*, **GE-24**, pp. 699-708, 1986.
- Lenoble J., “Atmospheric radiative Transfer”, *A. Deepak Publishing*, Hampton Virginia USA, **532** pp. , 1993.
- Leroy, M., Bruniquel-Pinel, V., Hautecoeur, O., Bréon, F. M., and Baret, F., « Corrections atmosphériques des données MERIS/ENVISAT: caractérisations de la BRDF de surfaces “sombres” », *European Space Agency final report*, **98** p , 1998.
- Liu, Y., Sarnat, J. A., Coull, B. A., Koutrakis, P., and Jacob, D. J., « Validation of Multiangle Imaging Spectroradiometer (MISR) aerosol optical thickness measurements using Aerosol Robotic Network (AERONET) observations over the continuous United States », *Journal of Geophysical Research*, **109**, D06205, 2004.
- Martiny, N, « Validation des corrections atmosphériques: application au capteur SeaWiFS en milieu côtier », *Thèse de Doctorat, ULCO*, 231 p., 2001.
- McClain, C. R., Esaias, W. E., Barnes, W., Guenther, B., Endres, D., Hooker, S. B., Mitchell, B. G., and Barnes, R., “SeaWiFS calibration and validation plan”, *NASA Tech. Memo.*, 104566, **3**, S. B. Hooker and E. R. Firestone, Eds., (NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Md.), 1992.
- Merheim-Kealy, P., Huot, J.P., and Delwart, S., “The MERIS Ground Segment”, *International Journal of Remote Sensing*, **20**, pp. 1703-1712, 1999.
- Patt, F. S., “Navigation algorithms for SeaWiFS mission”, *NASA Tech. Memo.*, 206892, **16**, S. B. Hooker and E. R. Firestone, Eds., (NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Md.), 2002.
- Rahman, H., Pinty, B., and Verstraete, M., “Coupled surface-atmosphere reflectance model 2 Semiempirical surface model usable with NOAA advance Very High Resolution Radiometer Data”, *Journal of Geophysical Research*, **98**, pp. 20791-20801, 1993.
- Ramon, D., and Santer, R., “Operational remote sensing of aerosols over land to account for directional effects”, *Applied Optics*, **40**, pp. 3060-3075, 2001.
- Ramon, D., Vidot, J., Pécourt, C., and Santer, R., “A MERIS-like algorithm for SeaWiFS”, *ESA Report*, 2001.
- Ramon, D., Santer, R., Dilligeard, E., Jolivet, D., and Vidot, J., “Validation of MERIS products over land”, *Proceedings of the MERIS user workshop*, ESA ESRIN, 10-13 November 2003, Frascati, Italy, Proceedings on CD-ROM, 2004.
- Rast, M., Bezy, J.L., and Bruzzi, S., “The ESA Medium Resolution Imaging Spectrometer MERIS: A review of the instrument and its mission”, *International Journal of Remote Sensing*, **20**, pp. 1681-1702, 1999.
- Santer, R., Carrère, V., Dubuisson, P., and Roger, J. C., “Atmospheric corrections over land for MERIS”, *International Journal of Remote Sensing*, **20**, pp.1819-1840, 1999.

- Santer, R., Zagolski, F., Ramon, D., Fischer, J., and Dubuisson, P., "Uncertainties in radiative transfer computations consequences on the MERIS products over land", accepté dans *International Journal of Remote Sensing*, 2004.
- Schmechtig, C., « Corrections atmosphériques au-dessus des terres émergées. Application au capteur ENVISAT/MERIS », *Thèse de doctorat, ULCO*, **253** p., 2000.
- Schmechtig, C., Carrère, V., Dubuisson, P., Roger, J.C., and Santer, R., "Sensitivity analysis for the aerosol retrieval over land for MERIS", *International Journal of Remote Sensing*, **24**, pp. 2921-2944, 2003.
- Tucker C. J., "Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation", *Remote Sensing of Environment*, **8**, pp. 127-150, 1979.
- Vermote, E., El Saleous, N., Justice, C.O., Kaufman, Y.J., Privette, J.L., Remer, L., Roger, J.C., and Tanré D., "Atmospheric correction of visible to middle-infrared EOS-MODIS data over land surfaces: background, operational algorithm and validation", *Journal of Geophysical Research*, **102**, pp. 17131-17141, 1997.
- Vidot J., Borde R. and Santer R., "Aerosol remote sensing over land: Comparison of two methods", *Proceedings of SPIE, Optical Remote Sensing of the Atmosphere and Clouds III*. Editor(s): Hung-Lung Huang, Daren Lu, Yasuhiro Sasano, **4891**, pp. 535-545, 2003.
- Vidot, J., and Santer, R., "SeaWiFS level 3 products over land", Remote sensing of Clouds and the Atmosphere VIII, *Proceedings of SPIE*, 9-12 September 2003, Barcelona, Spain, (Eds. K. P. Schäfer, A. Comerón, M. R. Carleer, R. H. Picard), **5235**, pp. 357-365, 2004.

# CHAPITRE 3

## Modifications de l'algorithme MERIS

### 1 Introduction

Ce chapitre est dédié aux modifications apportées à l'algorithme de télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées du fait de la nouvelle modélisation de la réflectance de surface. La nécessité de développer un nouveau modèle de réflectance de surface provient de la faible couverture de la DDV qui atteint dans les meilleurs cas 2% des terres émergées. Pour remédier à ce problème de couverture, l'idée est d'étendre le concept de DDV à des surfaces plus brillantes en diminuant le seuil d'ARVI. Ces surfaces plus brillantes sont appelées LARS (Land Aerosol Remote Sensing). Nous avons vu que l'inversion du signal au-dessus des pixels LARS entraîne une surestimation de l'épaisseur optique des aérosols. Cette surestimation provient de l'augmentation de la réflectance de surface lorsque l'on diminue l'ARVI. Les modèles initiaux de réflectance de DDV ne prennent pas en compte cette augmentation. Une nouvelle modélisation de la réflectance de surface est alors nécessaire. L'algorithme MODIS utilise la bande dans le moyen IR pour déduire la réflectance de surface (Kaufman et al., 1997). Dans cette partie du spectre, la contribution de la réflectance des aérosols est négligeable devant la réflectance de surface. Des relations linéaires simples ont été établies expérimentalement entre la réflectance de la DDV dans le moyen IR (2,1  $\mu\text{m}$  et 3,8  $\mu\text{m}$ ) et le visible (470 nm et 660 nm). Ces relations s'écrivent simplement :

$$\rho_{DDV}(\lambda) = C(\lambda)\rho_{DDV}(2,1\mu\text{m}), \quad [3-1]$$

où C est un coefficient qui vaut 0,25 dans le bleu et 0,5 dans le rouge. La bande à 2,1  $\mu\text{m}$  semble plus appropriée car celle à 3,8  $\mu\text{m}$  doit être corrigée de l'émission thermique et donc est utilisée comme un second choix. Ces relations restent valides pour des surfaces de végétation ayant une réflectance de surface à 2,1  $\mu\text{m}$  inférieure à 15 %, c'est-à-dire inférieure à 3,75 % dans le bleu et inférieure à 7,5 % dans le rouge. Cette méthode permet donc d'obtenir un produit aérosol sur des surfaces plus brillantes que la végétation sombre. D'autres méthodes que la DDV ont été développées sur MERIS pour estimer la réflectance de surface. Celle-ci peut être calculée en appliquant un modèle combinant des spectres de réflectance de végétation et de sols nus (Von Huyningen-Huene et al., 2003). Dans ce cas la réflectance de surface s'écrira :

$$\rho_g(\lambda) = C_{veg}\rho_{veg}(\lambda) + (1 - C_{veg})\rho_{sn}(\lambda), \quad [3-2]$$

où le coefficient  $C_{veg}$  est calculé à partir du NDVI. Une méthode similaire pour la réflectance de surface a été développée par Guanter et al. (2004). La différence de cette méthode est qu'elle s'appuie sur l'homogénéité spatiale des aérosols sur une fenêtre de petite taille (30 par 30 km). Béal et al. (2004) utilisent un réseau de neurones entraîné avec des simulations d'un code de transfert radiatif du couvert végétal. C'est une autre façon de décrire la réflectance de surface. Le concept de LARS est similaire à celui de MODIS sauf qu'il est basé sur des relations linéaires entre les réflectances de surface dans le bleu et le rouge et la réflectance de surface dans le PIR. Dans le PIR, la contribution de la réflectance des aérosols n'est pas aussi négligeable que dans le moyen IR mais elle reste faible par rapport à la réflectance de surface. La dépendance des réflectances de surface dans le bleu et le rouge avec la réflectance de surface dans le PIR est contenue dans le calcul de l'ARVI. Le nouveau modèle de réflectance de surface est établi à partir de la linéarité entre la réflectance de surface dans le bleu et le rouge et l'ARVI. Connaissant la différence d'ARVI entre l'ARVI nominal associé à la réflectance de DDV et la diminution d'ARVI, une simple équation de droite permet de modéliser la réflectance des LARS. Une étude statistique sur des images SeaWiFS couvrant l'Europe va permettre de définir ce nouveau modèle de réflectance de surface. Deux méthodes sont utilisées : (i) Classiquement, la réflectance de surface peut être obtenue en appliquant le schéma de correction atmosphérique de MERIS (Santer et al., 1999). (ii) En faisant l'hypothèse de l'homogénéité spatiale des aérosols sur des fenêtres de petites tailles.

## 2 Modèle de réflectance de surface après les corrections atmosphériques

### 2-1 Indications sur l'homogénéité spatiale des aérosols

#### 2-1-1 A l'aide des données AERONET

Pour avoir une idée de la distance sur laquelle les aérosols sont spatialement homogènes, nous avons utilisé les données AERONET de trois sites assez proches. Ces sites sont Lille (50,61°N ; 3,14°E), Dunkerque (51,04°N ; 2,37°E) et Oostende (51,23°N ; 2,93°E). Les trois sites sont répartis sur une zone d'environ 0,8° de latitude sur 0,6° de longitude. La figure (3-1) représente la variation de la moyenne journalière de l'épaisseur optique des aérosols à 440 nm entre le 18 juillet 2003 et le 6 octobre 2003.

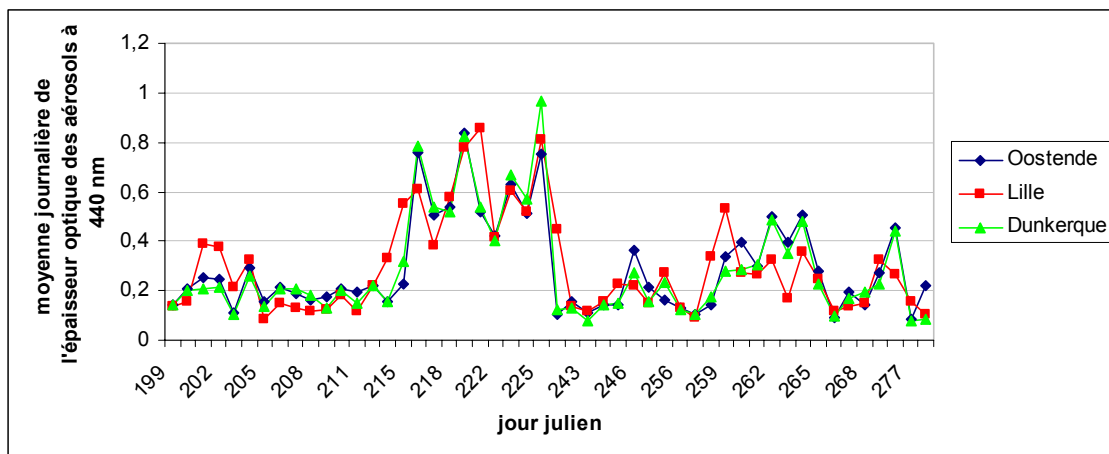


Figure 3-1 : Variation de la moyenne journalière de l'épaisseur optique des aérosols à 440 nm pour les sites de Lille, Oostende et Dunkerque.

On observe que les moyennes journalières de l'épaisseur optique des aérosols à 440 nm sont à peu près les mêmes sur toute la période excepté pour quelques journées. L'hypothèse de l'homogénéité spatiale des aérosols semble valide sur une distance de plus de 50 km.

#### 2-1-2 A l'aide du produit aérosol initial

La variabilité spatiale de l'épaisseur optique des aérosols peut être évaluée à partir du produit aérosol lui-même. La figure (3-2) illustre l'épaisseur optique des aérosols à 865 nm obtenue au seuil nominal d'ARVI pour une scène de 84×98 pixels autour du lac de Balaton en Hongrie (46,5°N, 17,45°E, altitude: 104 m, longueur: 80 km, largeur: 10 km).

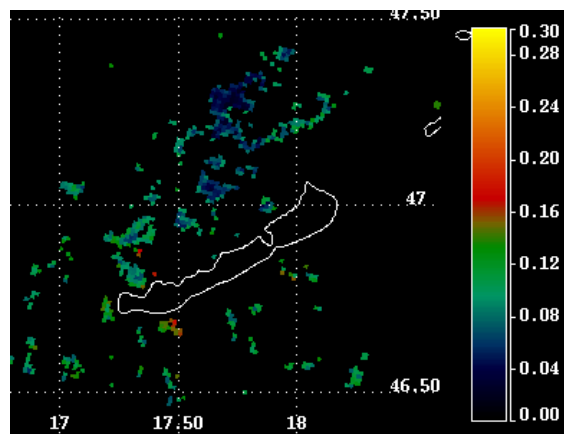
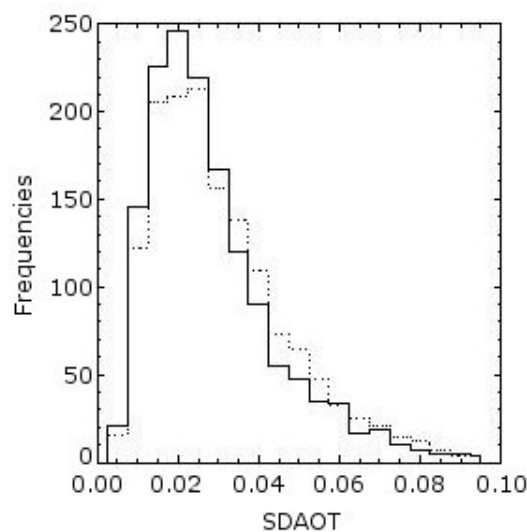


Figure 3-2 : Epaisseur optique des aérosols à 865 nm d'une scène de 128×128 pixels autour du lac de Balaton (Hongrie) prise le 21 Juillet 1998.

Le nombre de pixels DDV est de 615 et la valeur moyenne de l'épaisseur optique des aérosols à 865 nm est de  $0,087 \pm 0,031$ . La variabilité spatiale des aérosols est représentée par la valeur de l'écart-type des épaisseurs optiques des aérosols à 865 nm.

Pour estimer une variabilité moyenne des épaisseurs optiques des aérosols, nous avons traité les données SeaWiFS de la première moitié de l'année 2001, ce qui représentent 336 images. Ces images ont été découpées en sous-scènes de  $32 \times 32$  pixels et traitées suivant l'algorithme initial, c'est-à-dire pour les pixels DDV sélectionnés au seuil nominal d'ARVI. Pour obtenir une variabilité réaliste des aérosols sur ces sous-scènes, on impose un nombre minimum de 20 pixels DDV (environ 2% des pixels « terres émergées »). Les sous-scènes contenant des pixels classés « nuage » ont été exclues pour éviter la contamination par les bords de nuage. La figure (3-3) montre l'histogramme des écarts-type de l'épaisseur optique des aérosols à 443 nm (trait plein) et à 670 nm (trait pointillé) calculés sur les pavés  $32 \times 32$  pixels. On observe que les écarts-type dans le bleu et le rouge sont piqués vers 0,02 et que la largeur à mi-hauteur est d'environ 0,05. Une valeur de 0,05 de l'écart-type des épaisseurs optiques des aérosols est donc choisie comme un maximum de la variabilité naturelle des aérosols sur des pavés  $32 \times 32$  pixels.



**Figure 3-3 :** Histogramme de l'écart-type de l'épaisseur optique des aérosols (SDAOT) à 443 nm (trait plein) et à 670 nm (trait pointillé) sur des sous-scènes de  $32 \times 32$  pixels.

## 2-2 Méthode des corrections atmosphériques

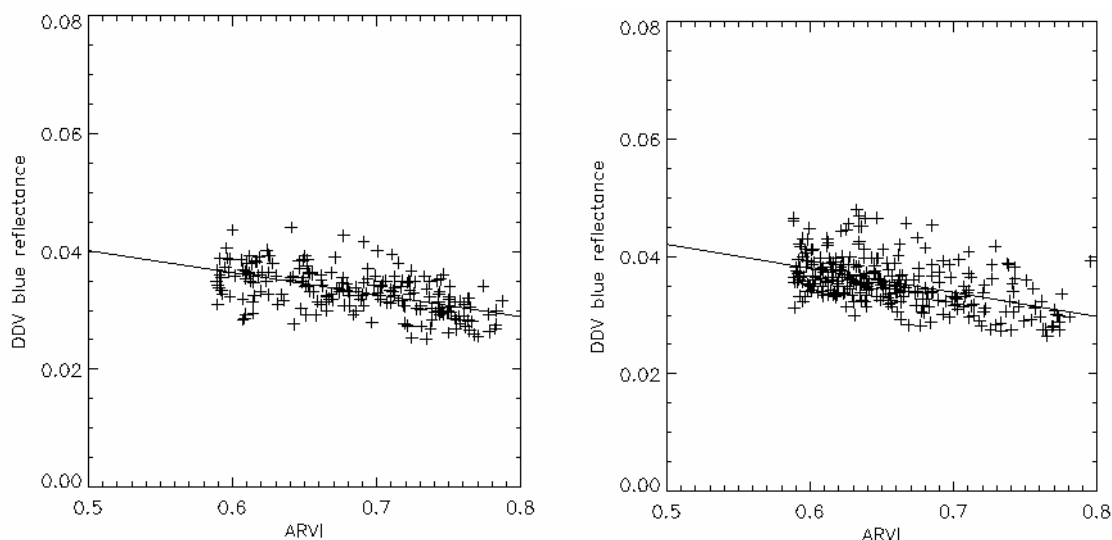
Le schéma de correction atmosphérique a été décrit dans la première partie du chapitre précédent. L'atmosphère est représentée schématiquement par trois couches (gaz absorbants, molécules et aérosols). Pour obtenir les réflectances de surface il faut corriger la réflectance TOA de l'absorption gazeuse, de la diffusion Rayleigh et de la diffusion par les aérosols.

La correction de l'absorption gazeuse est réalisée grâce au calcul de la transmission gazeuse et par l'équation (2-1). La correction de la diffusion Rayleigh est réalisée à l'aide de l'équation (2-2). Ces deux corrections sont appliquées à tous les pixels d'une image. La correction de la diffusion par les aérosols est réalisée à l'aide de l'équation (2-3). Cette correction nécessite une épaisseur optique des aérosols et un coefficient d'Angström. Les produits aérosols ne sont pas déduits sur tous les pixels mais seulement sur la DDV (selon l'algorithme représenté à la Fig. 2-5). L'hypothèse de l'homogénéité spatiale des aérosols permet de calculer une épaisseur optique des aérosols et un coefficient d'Angström moyen sur une sous-scène. Ces valeurs moyennes sont alors utilisées pour la correction de la diffusion par les aérosols sur la sous-scène.



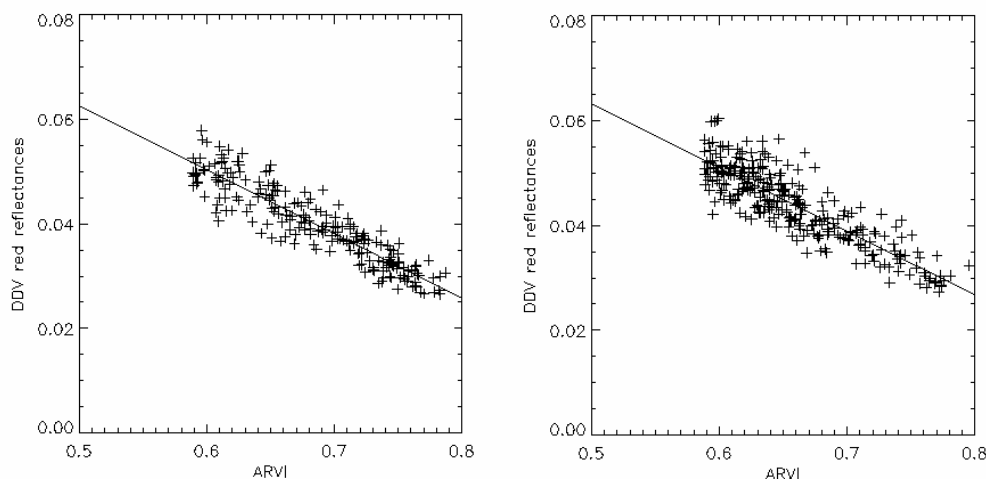
## 2-3 Résultats

Les corrections atmosphériques ont été appliquées à une image SeaWiFS du 28 juillet 2002 (environ 1200×4000 pixels). La correction de la diffusion par les aérosols a été calculée en utilisant l'Eq. (2-3), dans laquelle le modèle d'aérosol ( $\tau_a$  et  $\alpha$ ) retrouvé au seuil nominal d'ARVI a été moyenné sur des sous-scènes de 32×32 pixels. La figure (3-4) montre la variation de la réflectance de surface dans le bleu en fonction de l'ARVI pour deux sous-scènes extraites de l'image. La réflectance de surface dans le bleu varie faiblement et linéairement en fonction de l'ARVI.



**Figure 3-4 :** Réflectance de surface à 443 nm pour deux sous-scènes de l'image SeaWiFS du 28/07/02.

Au seuil nominal d'ARVI (c'est-à-dire environ 0,8), la réflectance de surface est d'environ 3 %, ce qui est le double de la valeur à laquelle on se serait attendu pour de la DDV dans le bleu. De la même manière, la réflectance de surface dans le rouge varie aussi linéairement en fonction de l'ARVI mais de façon beaucoup plus rapide (Fig. 3-5). Ces relations linéaires avaient déjà été observées sur des images MOS (Borde et al., 2003), des images SeaWiFS (Vidot et al., 2004) et des images MERIS (Ramon et al., 2004).



**Figure 3-5 :** Réflectance de surface à 670 nm pour deux sous-scènes de l'image SeaWiFS du 28/07/02.

La relation linéaire entre l'épaisseur optique des aérosols et l'ARVI, observée au chapitre précédent (Figs. 2-9 et 2-10), est une conséquence directe de la relation linéaire entre la réflectance de surface et l'ARVI. Cette linéarité permet d'introduire la notion de pente de correction de la réflectance de surface en fonction de l'ARVI. Ainsi lorsque l'on diminue le seuil d'ARVI, il est possible de corriger la réflectance de surface des

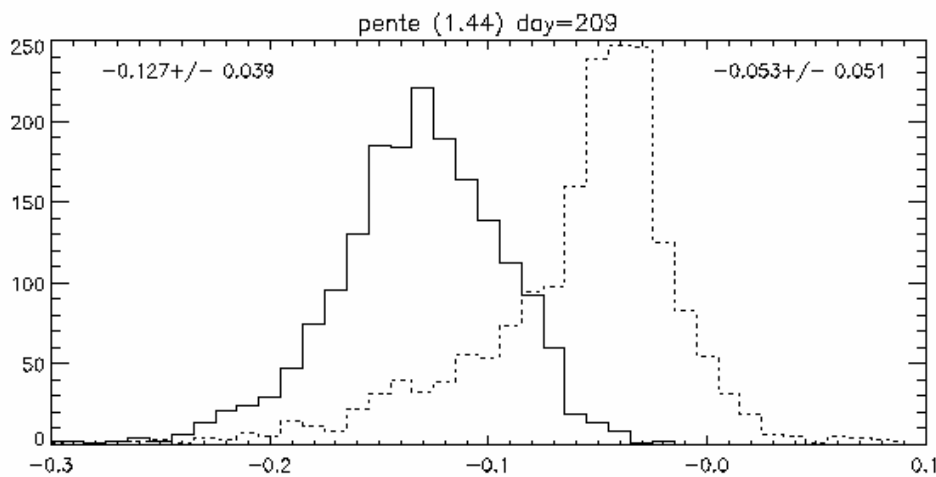
LARS en fonction de la différence entre l'ARVI nominal et l'ARVI propre du pixel considéré. On peut alors modéliser la réflectance de surface des pixels LARS par l'équation suivante:

$$\rho_{LARS} = \rho_{DDV} + \chi(ARVI - ARVInom), \quad [3-3]$$

où ARVInom est l'ARVI nominal et  $\chi$  représente la pente de la relation entre la réflectance de surface et l'ARVI. Cette pente dépend de la longueur d'onde et elle est plus forte dans le rouge que dans le bleu. On peut donc étendre le concept de DDV à des surfaces plus brillantes tant qu'il existe des relations entre les réflectances de surfaces dans le bleu et dans le rouge et les réflectances dans le PIR.

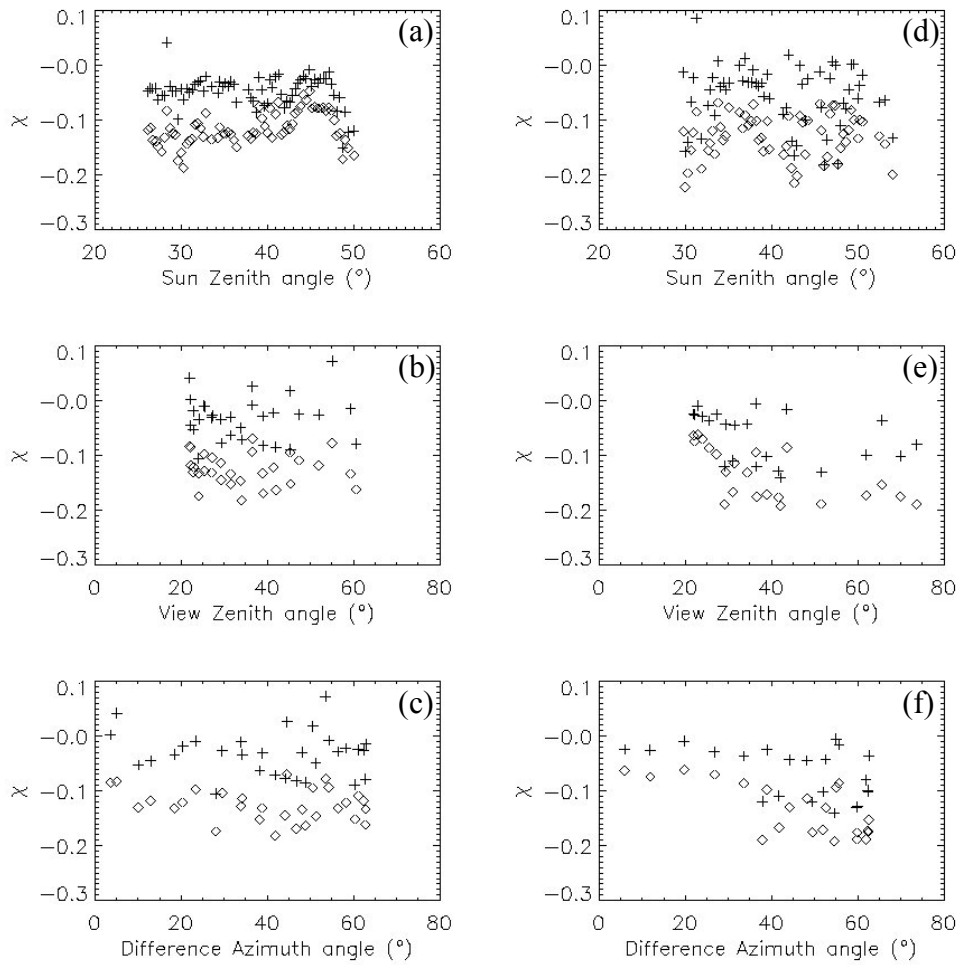
### 2-3-1 Variabilité géométrique de la pente $\chi$

La pente  $\chi$  traduit l'augmentation de la réflectance de surface dans le bleu et le rouge lorsque l'ARVI diminue. Il s'agit donc maintenant d'estimer la variabilité de la valeur de la pente  $\chi$  dans le bleu et dans le rouge sur les images SeaWiFS. Pour cela, l'image SeaWiFS du 28 juillet 2002 a été divisée en sous-scènes de 32×32 pixels et les pentes entre la réflectance de surface dans le bleu et dans le rouge et l'ARVI ont été calculées par régression linéaire sur chaque sous-scène. La (figure 3-6) représente les histogrammes de ces pentes dans le bleu (trait pointillé) et dans le rouge (trait plein).



**Figure 3-6 :** Histogrammes des pentes  $\chi$  déduites de l'image SeaWiFS du 28/07/2002 au-dessus de l'Europe de l'Ouest découpée en sous-scènes de 32×32 pixels dans le rouge (trait plein) et dans le bleu (trait pointillé).

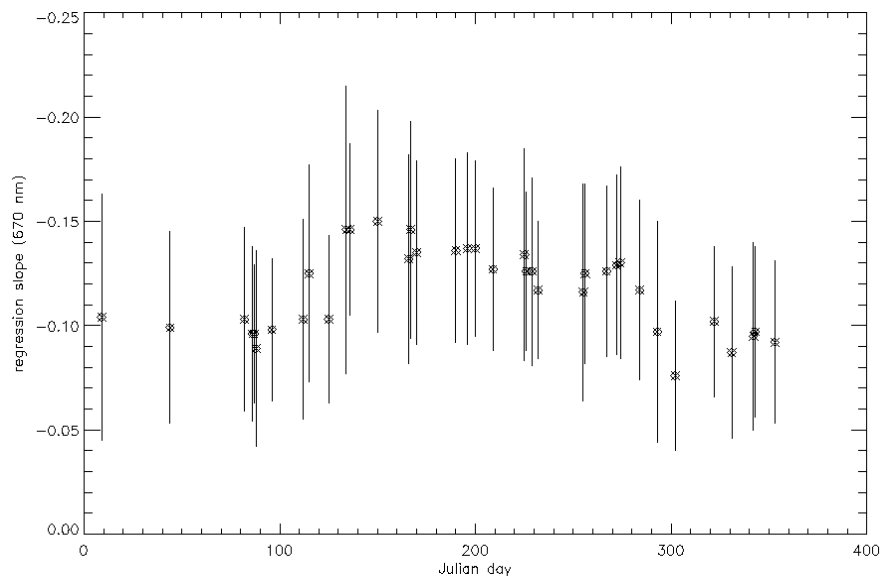
Les valeurs moyennes et les écarts-type des pentes sont de  $-0,127 \pm 0,039$  dans le rouge et de  $-0,053 \pm 0,051$  dans le bleu. Ces écarts-types traduisent une certaine variabilité qui peut être naturelle mais qui peut traduire une réelle dépendance vis-à-vis des paramètres géométriques. La variation des pentes avec la géométrie est montrée à la figure (3-7). Pour deux radiales (colonnes de gauche et de droite), les valeurs de pente dans le bleu (symbole +) et dans le rouge (losanges), déduites de l'image SeaWiFS du 28/07/2002, sont représentées en fonction de l'angle zénithal solaire (Figs. 3-7a et 3-7d), de l'angle zénithal de visée (Figs. 3-7b et 3-7e) et de la différence d'azimut (Figs. 3-7c et 3-7f). Aucune tendance ne ressort de ces courbes. Il semble que la variabilité des pentes n'est pas dépendante de la géométrie.



**Figure 3-7** :  $\chi$  dans le bleu (plus) et dans le rouge (losanges) pour deux radiales sur l'image SeaWiFS du 28/07/02 (colonnes de gauche et de droite), en fonction de  $\theta_s$  (en haut), de  $\theta_v$  (au milieu) et de  $\Delta\phi$  (en bas).

### 2-3-2 Variabilité saisonnière de la pente $\chi$

La valeur moyenne et l'écart-type des pentes dans le rouge de la figure (3-6) ont été reportés sur la figure (3-8).



**Figure 3-8** : Variabilité annuelle de la pente  $\chi$  dans le rouge.

Le même calcul a été effectué pour 36 images SeaWiFS de plus, couvrant l'année 2002, et les valeurs moyennes (représentées par des croix) et les écarts-type (représentés par des barres) sont reportés sur la figure (3-8) en fonction du jour julien. On observe une variabilité saisonnière de la valeur moyenne des pentes dans le rouge passant de -0,10 en hiver à -0,13 en été. On peut attribuer cette variabilité saisonnière à la croissance de la végétation au printemps. Les écarts-types des pentes ne semblent pas varier au cours de l'année.

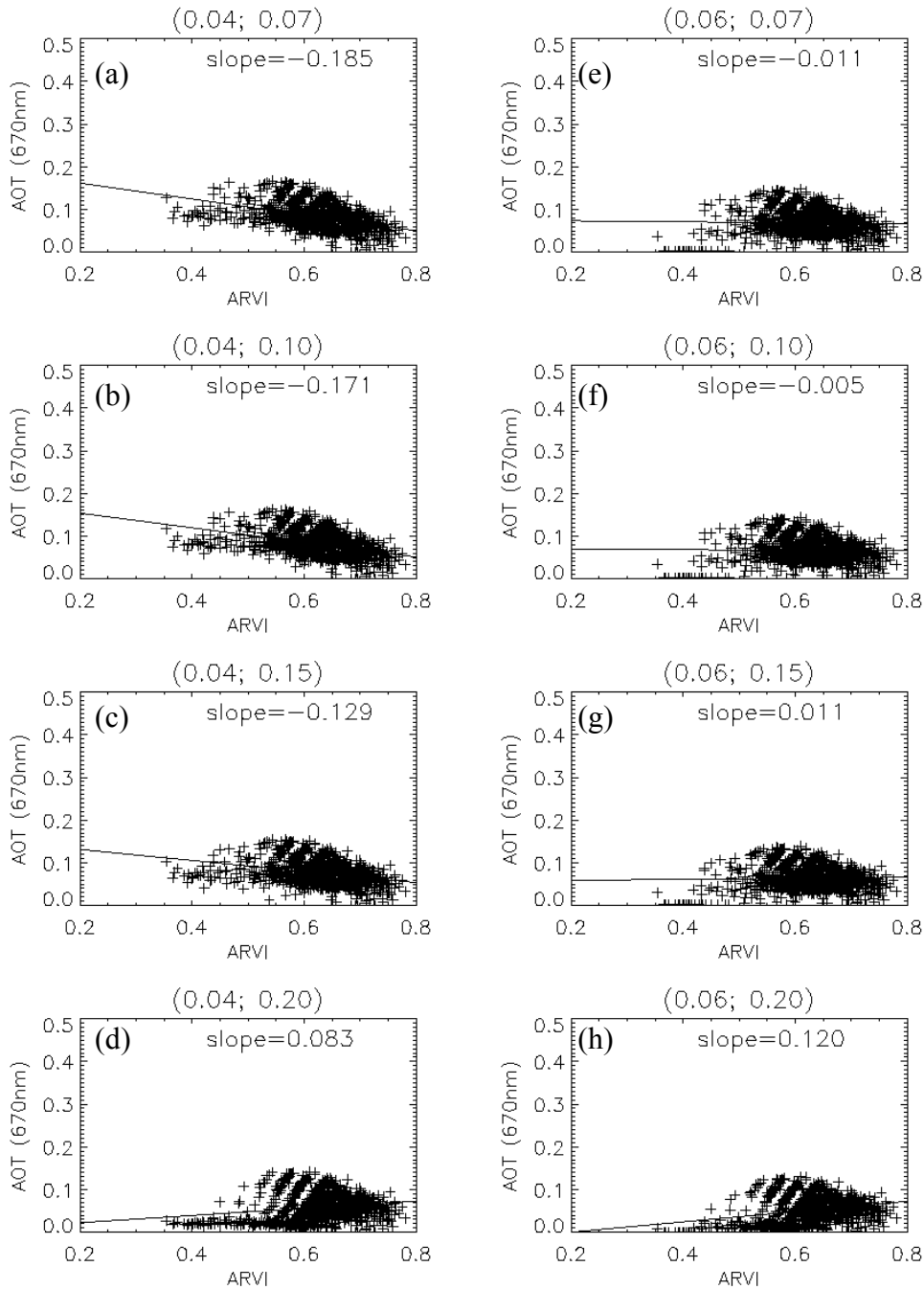
### 3 Le nouveau modèle de réflectance de surface

Le nouveau modèle de réflectance de surface se base sur l'hypothèse principale de l'homogénéité spatiale des aérosols et sur les modèles de réflectance de DDV établis initialement et sur une pente  $\chi$  de correction de la réflectance de surface en fonction de l'ARVI (Eq. 3-3). D'un point de vue opérationnel, cette correction a l'avantage d'introduire un nouveau paramètre ce qui n'implique pas de modifications importantes dans la chaîne de traitement des niveaux 2 MERIS.

#### 3-1 La méthode

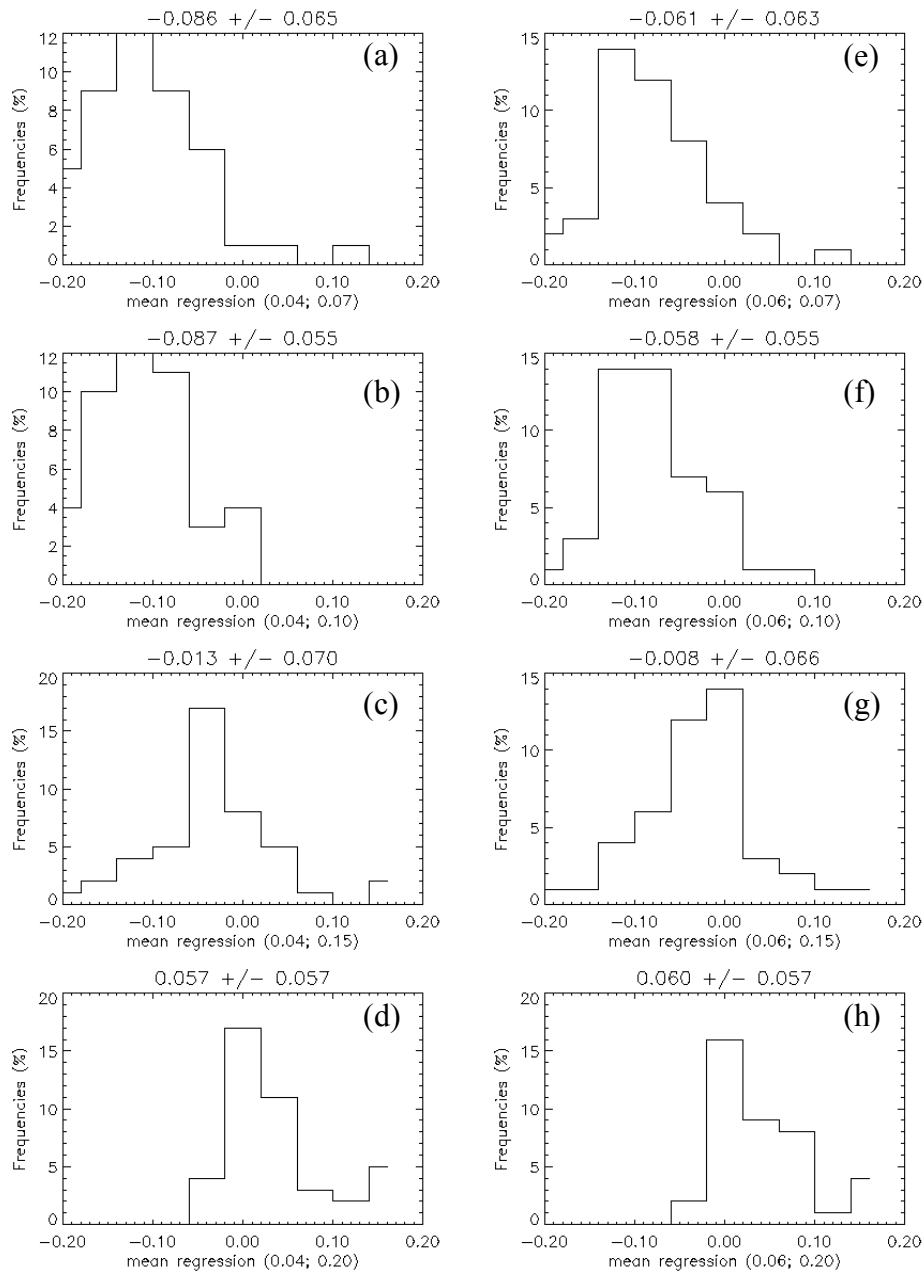
Nous avons vu au chapitre précédent que sans une correction de la réflectance de surface, la diminution du seuil d'ARVI a pour effet l'augmentation de l'épaisseur optique des aérosols (cf. Figs. (2-9) et (2-10)). On peut alors considérer que si le modèle de réflectance de surface est correct sur une petite fenêtre, les aérosols seront spatialement homogènes. La méthode proposée pour définir le nouveau modèle de réflectance de surface est une étude statistique basée sur l'homogénéité spatiale du produit aérosol. Pour respecter la variabilité saisonnière des pentes, cette étude s'appuie sur toutes les images SeaWiFS acquises au-dessus de l'Europe de l'Ouest de la première moitié de l'année 2001, soit un peu moins de 350 images. Pour rester en accord avec les données MERIS, l'angle zénithal de visée est limité à 40°.

L'approche statistique repose sur le traitement de toutes les images suivant le schéma de télédétection des aérosols avec différents modèles de réflectance de surface. Ces modèles reposent sur des couples de valeurs de  $\chi$  dans le bleu (-0,04 et -0,06) et dans le rouge (-0,07 ; -0,10 ; -0,16 et -0,20). En combinant les différentes valeurs, on obtient 8 modèles de réflectance de surface. Les sorties sont pour chaque pixel LARS, l'ARVI et les épaisseurs optiques des aérosols à 443 nm et 670 nm. Ensuite, pour chaque pavé de 32x32 pixels, nous avons calculé la régression linéaire de l'épaisseur optique des aérosols en fonction de l'ARVI. Un exemple est donné à la figure (3-9) pour un pavé extrait d'une image SeaWiFS du 19 mai 2001. Les 8 graphiques correspondent aux épaisseurs optiques des aérosols à 670 nm en fonction de l'ARVI, calculés à partir des 8 modèles de réflectance de surface. Les pixels LARS ont été sélectionnés en diminuant le seuil nominal d'ARVI de 0,5. Les valeurs des pentes de correction dans le bleu et dans le rouge sont rappelées au-dessus de chaque graphique (en valeur positive). Lorsque les pentes  $\chi$  sont sous-estimées, la réflectance de surface est sous-estimée en diminuant l'ARVI et les épaisseurs optiques des aérosols sont surestimées (par exemple Fig. 3-9a). Dans ce cas l'homogénéité spatiale des aérosols est représentée par une pente de la régression linéaire de -0,185. La Figure (3-9f) valide le modèle de réflectance de surface avec une pente de -0,005 qui est la pente la plus proche de zéro, c'est-à-dire que pour ce modèle de réflectance, l'homogénéité spatiale des aérosols est la meilleure. Pour le pavé de cette image, le modèle de réflectance de surface choisi est celui pour lequel les pentes  $\chi$  sont égales à -0,06 dans le bleu et -0,10 dans le rouge.



**Figure 3-9 :** Régressions linéaires sur l'épaisseur optique des aérosols à 670 nm en fonction de l'ARVI pour une sous-scène SeaWiFS du 19/05/01. Les pentes de la régression linéaire sont données pour les 8 modèles de réflectance de surface (les pentes  $\chi$  des modèles sont rappelées au-dessus de chaque graphique).

Cette sélection du meilleur modèle de réflectance de surface a été effectuée sur toutes les images SeaWiFS. Les sous-scènes ayant un écart-type sur la régression linéaire des épaisseurs optiques des aérosols en fonction de l'ARVI supérieure à 0,05 ont été éliminées. Cette valeur correspond à une trop grande variabilité de l'épaisseur optique des aérosols sur un pavé (Fig. 3-3). La figure (3-10) représente les histogrammes des pentes des régressions linéaires de tous les pavés sélectionnés au mois de mai pour les 8 modèles de réflectances. Les valeurs moyennes et les écarts-types de chaque histogramme sont donnés au-dessus de chaque graphique. La valeur moyenne la plus proche de zéro sélectionne le meilleur modèle de réflectance de surface. Pour le mois de mai, le meilleur modèle est celui pour lequel  $\chi = -0,06$  dans le bleu et  $\chi = -0,15$  dans le rouge avec une valeur moyenne de l'histogramme de  $-0,008$  (Fig. 3-10g).



**Figure 3-10 :** Histogrammes des pentes de la régression linéaire de l'épaisseur optique des aérosols dans le rouge en fonction de l'ARVI pour tous les pavés des images du mois de mai 2001. Les valeurs moyennes et les écarts-type des pentes sont donnés au-dessus de chaque graphique.

### 3-2 Les résultats

La table (3-1) récapitule les pentes  $\chi$  dans le bleu et dans le rouge des meilleurs modèles de réflectance de surface sélectionnés sur l'homogénéité spatiale des aérosols pour la première moitié de l'année 2001.

	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin
$\chi$ (443 nm)	-0,04	-0,04	-0,04	-0,04	-0,06	-0,04
$\chi$ (670 nm)	-0,10	-0,10	-0,15	-0,15	-0,15	-0,10

**Table 3-1 :** Meilleur modèle de  $\chi$  à 443 nm et 670 nm à partir des données SeaWiFS de 2001.

Ces résultats confirment les valeurs de pentes obtenues à partir d'images MERIS corrigées de la diffusion par les aérosols à l'aide des données AERONET. Cette méthode a permis de définir le nouveau modèle de réflectance par une diminution maximale du seuil d'ARVI afin d'avoir une couverture acceptable du produit aérosol et par une pente de correction  $\chi$  de la réflectance de surface qui s'écrit pour chaque biome:

$$\rho_{LARS}(m, \lambda, \theta_v, \theta_s, \phi_s - \phi_s) = C(m) \rho_{DDV}(\lambda, \theta_v, \theta_s, \phi_s - \phi_s) (1 + \chi(\lambda, m)(TARVI - ARVI)) \quad [3-4]$$

où  $m$  est le mois et  $C$  est un coefficient appliqué aux réflectances de la DDV pour éviter la transition parfois importante entre les saisons été et hiver. Le coefficient  $C$  a été simplement calculé par une fonction sinusoïdale de période de 6 mois. Le nouveau modèle de réflectance de surface est finalement basé sur les anciennes LUTs de réflectance de surface de la DDV et sur 3 nouvelles LUTs dépendant des paramètres  $C$ ,  $\chi$  et LARVI. La réflectance des LARS est alors calculée à l'aide de l'équation (3-4).

## 4 Discussion

### 4-1 L'effet de la pente de terrain

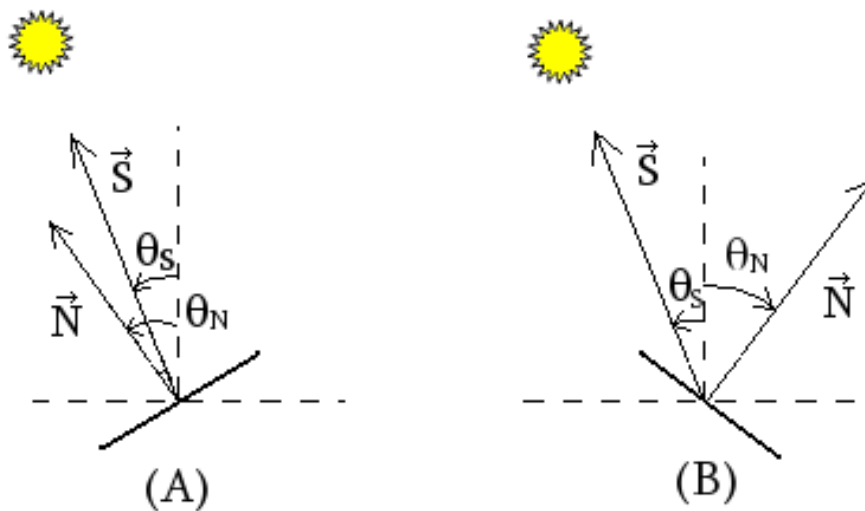
La télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées est basée sur un modèle de réflectance des pixels LARS sélectionnés à l'aide de l'ARVI. Ce modèle de réflectance est maintenant établi pour des surfaces plus brillantes que la végétation sombre. Cependant la réflectance de certaines surfaces peut être mal modélisée. Typiquement, ces surfaces concernent les régions montagneuses où la pente de terrain qui peut être importante, doit être prise en compte. En effet pour les surfaces qui ont une pente orientée face au Soleil ou dos au Soleil, le modèle de réflectance de surface plane ne sera pas valide. La pente de terrain est représentée par une normale à la surface notée  $N$ . Cette normale est alors définie par un angle zénithal  $\theta_N$  et par un angle azimutal  $\varphi_N$ . La réflectance de surface prenant en compte la pente de terrain s'écrira :

$$\rho_G = \frac{\mu_i}{\mu_s} \rho_{LARS}, \quad [3-5]$$

où  $\mu$  est défini à partir de l'angle entre le Soleil et la normale à la pente de terrain et s'écrit :

$$\cos(\theta_i) = \cos(\theta_s) \cos(\theta_N) + \sin(\theta_s) \sin(\theta_N) \cos(\varphi_N - \varphi_s). \quad [3-6]$$

En se plaçant dans le plan solaire (Fig. 3-11), deux cas se présentent :



**Figure 3-11** : Représentation des angles zénithaux solaire  $\theta_s$  et de la normale à la surface  $\theta_N$  dans le cas où la surface est (A) face au Soleil et (B) dos au Soleil.

On aura alors les simplifications suivantes:

- $\cos(\varphi_N - \varphi_S) = 1$ , si la pente est face au Soleil (cas (A)).
- $\cos(\varphi_N - \varphi_S) = -1$ , si la pente est dos au Soleil (cas (B)).

Pour avoir une idée de l'impact de la pente de terrain sur le produit aérosol, nous avons simulé à l'aide de 6S, la réflectance TOA pour un modèle continental, une visibilité de 23 km, un  $\theta_s$  de 30° et une réflectance de surface plane de 1,5% dans le bleu et 2,5% dans le rouge. Ensuite 6 valeurs de  $\theta_N$  ont été considérées, 3 dans le cas où la pente de terrain est face au Soleil (30°, 45° et 60°) et 3 dans le cas où la pente de terrain est dos au soleil (-30°, -45° et -60°). La réflectance de surface est donnée par l'équation (3-4). Il s'agit maintenant de retrouver l'épaisseur optique des aérosols qui permet de simuler la même réflectance TOA. La table (3-2) donne les résultats.

$\theta_N$ (°)	$\mu_i/\mu_s$	$\tau_a(443\text{nm})$	$\rho_g(443\text{nm})$	$\tau_a(670\text{nm})$	$\rho_g(670\text{nm})$	$\alpha$
0	1	0,297	0,015	0,186	0,025	-1,13
30	1,155	0,271	0,017	0,120	0,029	-1,96
-30	0,577	0,367	0,009	0,333	0,014	-0,24
45	1,115	0,278	0,017	0,138	0,028	-1,70
-45	0,299	0,41	0,004	0,420	0,007	0,04
60	1	0,297	0,015	0,186	0,025	-1,13
-60	0	0,453	0	0,498	0	0,23

**Table 3-2 :** Résultats des simulations 6S pour le cas d'une surface plane et les 6 cas de pente de terrain.

L'impact d'une pente de terrain face au Soleil n'est pas trop important sur l'épaisseur optique des aérosols à 443 nm. L'impact est plus important sur l'épaisseur optique des aérosols à 670 nm. Cela se retrouve ensuite sur le coefficient d'Angström. Dans le cas où la pente de terrain est dos au Soleil, les différences d'épaisseurs optiques sont importantes et augmentent avec  $\theta_N$ . Dans le cas où  $\theta_N = -60^\circ$ , la surface n'est plus éclairée et tout le signal est considéré comme provenant des aérosols. Les coefficients d'Angström sont représentatifs d'aérosols plus petits lorsque la pente de terrain est face au Soleil alors qu'ils sont représentatifs d'aérosols plus gros lorsque la pente de terrain est dos au Soleil.

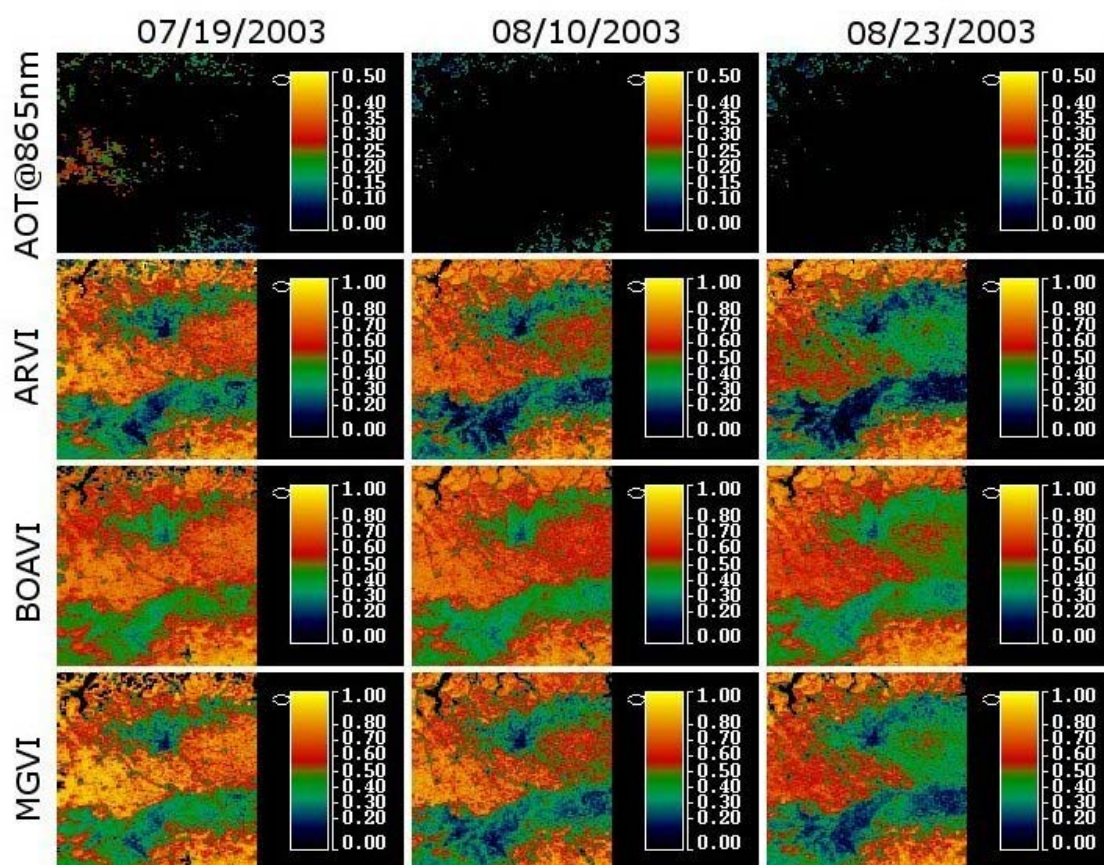
#### 4-2 L'indice de végétation

La sélection des pixels LARS est réalisée à l'aide de l'ARVI. Cet indice a été créé pour être plus résistant aux perturbations atmosphériques que les indices de végétation habituellement utilisés pour la classification des surfaces. Cependant, Borde et al. (2003) ont montré que l'ARVI reste sensible aux aérosols (il varie de 0,1 lorsque l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm passe de 0 à 0,8). On pourrait alors utiliser une approche itérative sur l'algorithme de télédétection des aérosols avec un ARVI corrigé de l'influence des aérosols. Une alternative serait d'utiliser les indices de végétation qu'offrent les produits de niveau 2 MERIS :

- Le BOAVI (Bottom Of Aerosol Vegetation Index) qui est calculé comme le NDVI (différence entre le PIR et le rouge divisée par la somme) avec des réflectances corrigées de la diffusion Rayleigh.
- Le MGVI (MERIS Global Vegetation Index) qui ne nécessite aucune correction atmosphérique et qui est donc basé sur les réflectances TOA (Gobron et al., 1999).

La figure (3-12) illustre ces indices de végétation. Trois sous-scènes de 128×128 pixels ont été extraites au-dessus du nord de l'Italie (représentées par un carré rouge sur l'image en haut de la figure) entre le 19 juillet et le 23 août 2003. On suppose que la végétation n'a pas changé durant cette période. Les épaisseurs optiques des aérosols à 865 nm ont été obtenues à partir des niveaux 2 MERIS. Les moyennes des épaisseurs optiques des aérosols à 865 nm sur le pavé sont de 0,22 pour le 19 juillet, de 0,14 pour le 10 août et de 0,08 pour le 23 août.





**Figure 3-12 :** Indices de végétation de 3 sous-scènes MERIS acquises au-dessus du Nord de l'Italie le 19 juillet 2003, le 10 août 2003 et le 23 août 2003. Les épaisseurs optiques des aérosols à 865 nm, l'ARVI, le BOAVI et le MGVI sont extraits des niveaux 2 MERIS.

On observe sur les images d'épaisseurs optiques des aérosols à 865 nm que la couverture DDV varie avec la turbidité. Une zone importante de pixels DDV est sélectionnée au milieu de l'image du 19/07 mais n'est pas sélectionnée pour les autres journées. L'ARVI semble avoir la plus forte dynamique de valeurs. La variation du BOAVI semble être la plus petite. Dans tous les cas, aucun indice ne paraît meilleur que les autres. Une alternative intéressante serait d'utiliser le MTCI (MERIS Terrestrial Chlorophyll Index) qui est basé sur la position du « red-edge » (Dash et Curran, 2004). La position du « red-edge » est définie par le point d'inflexion de la pente entre le rouge et le PIR (entre 670 nm et 780 nm) du spectre de réflectance d'un couvert végétal. Ce point d'inflexion se décale vers les plus grandes longueurs d'onde avec la quantité de chlorophylle. MERIS et ses 5 bandes spectrales entre 760 nm et 780 nm permet une bonne caractérisation du « red-edge ». La position du « red-edge » peut être considérée comme un indice de végétation intéressant car il est peu sensible aux perturbations atmosphériques et il est très sensible à la concentration en chlorophylle (Clever et al., 2002). Cependant le MTCI n'est pas accessible actuellement dans les produits MERIS de niveaux 2 et les 2 bandes spectrales de SeaWiFS entre 670 nm et 780 nm ne permettent pas une étude de cet indice.

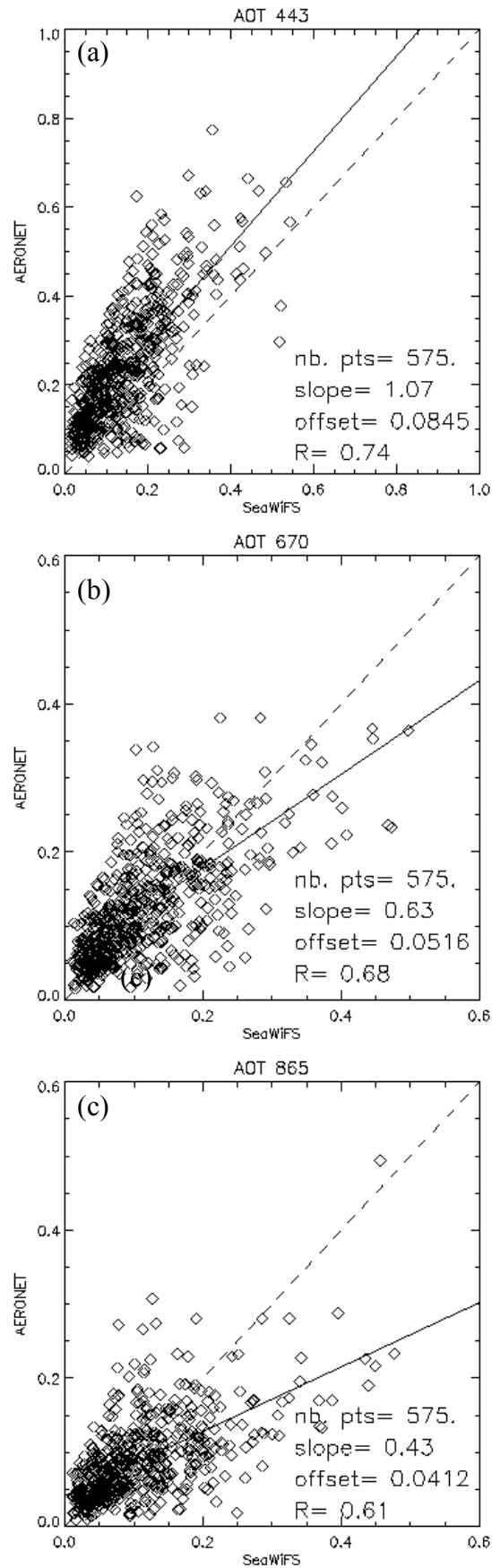
## 5 Comparaison avec AERONET

Une comparaison des épaisseurs optiques des aérosols obtenues avec le nouveau modèle de réflectance de surface et les données AERONET a été réalisée de la même manière qu'au paragraphe 4.2 du chapitre 2. Avec le nouveau modèle de réflectance de surface, 12 sites (au lieu de 5 avec l'ancien modèle) sur les 14 sites sélectionnés ont permis des comparaisons. Les critères de sélection des journées sont les mêmes (stabilité temporelle de l'épaisseur optique des aérosols AERONET sur une période de  $\pm 30$  min par rapport à l'heure de passage du satellite et un taux de couverture de DDV supérieur à 1% sur des sous-scènes de  $0,5^\circ$  de latitude par  $0,5^\circ$  de longitude (environ  $50 \times 50$  pixels)), sauf que l'on ne sélectionne pas les scènes contenant des pixels nuages. Les caractéristiques des 12 sites sont données à la Table (3-3) et la comparaison est montrée à la figure (3-13).

Pays	Ville	Latitude	Longitude
Allemagne	Leipzig	51,35	12,44
France	Fontainebleau	48,41	2,68
France	Palaiseau	48,70	2,21
France	Lille	50,61	3,14
Italie	Ispra	48,80	8,63
France	Avignon	49,93	4,79
Roumanie	Bucarest	44,45	26,53
France	Créteil	48,79	2,44
Allemagne	Hambourg	53,57	9,97
France	Toulouse	43,58	1,35
Italie	Modène	44,63	10,94
Allemagne	Munich	48,21	11,26

**Table 3-3** : Sites de comparaison de l'épaisseur optique des aérosols.

La comparaison est réalisée sur 575 points alors qu'elle était de 211 points avec l'ancien modèle. Dans le bleu (Fig. 3-13a), la comparaison des épaisseurs optiques des aérosols n'a pas changé entre l'ancien et le nouveau modèle de réflectance de surface (la pente de la régression linéaire passe de 1,05 à 1,07). Dans le rouge et le PIR (Figs. 3-13b et 3-13c), le nouveau modèle de réflectance de surface dégrade les épaisseurs optiques des aérosols (la pente de la régression passe de 0,83 pour l'ancien modèle à 0,63 pour le nouveau modèle dans le rouge (Figs. 2-22b et 3-13b) et de 0,67 pour l'ancien modèle à 0,43 pour le nouveau modèle dans le PIR (Figs. 2-22c et 3-13c)).



**Figure 3-13 :** Comparaisons des épaisseurs optiques des aérosols AERONET et SeaWiFS avec le nouveau modèle de réflectance de surface.

## 6 Conclusion

Le nouveau modèle de réflectance de surface pour la télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées a été défini à partir de l'homogénéité spatiale des aérosols sur des images SeaWiFS. Cette étude a surtout permis de confirmer le nouveau modèle établi par HYGEOS à partir des données MERIS. HYGEOS a utilisé des images MERIS entre octobre 2002 et avril 2004 couvrant un maximum de biomes. Ces images ont été corrigées de la diffusion par les aérosols à l'aide de données AERONET suivant le schéma de correction atmosphérique MERIS. Le seuil minimal d'ARVI a été sélectionné par un compromis entre une couverture acceptable des pixels LARS et une bonne qualité du produit aérosol (l'indice de qualité étant l'écart-type de l'épaisseur optique des aérosols). Les pentes  $\chi$  ont été calculées pour chaque biome et chaque mois par la moyenne des pentes calculées sur chaque sous-scène. Ces études ont fait l'objet d'un article soumis à « International Journal of Remote Sensing ». Cet article se trouve en annexe du chapitre. Le nouveau modèle de réflectance de surface est représenté par des paramètres (réflectance de la DDV initiale, pente  $\chi$ , seuil minimal d'ARVI) qui sont facilement intégrables sous forme de LUTs dans une chaîne de traitement opérationnelle. La comparaison de l'ancien et du nouveau modèle aux données AERONET n'est ni meilleure, ni pire. L'intérêt principal est l'augmentation de la couverture du produit aérosol sur les terres émergées, qui était la principale contrainte du nouveau modèle. Cependant, il semble qu'il y ait toujours une surestimation du produit aérosol dans le rouge. Celle-ci peut être due à une mauvaise modélisation de la réflectance de la DDV. On verra dans le chapitre suivant qu'il est possible de corriger cette surestimation en appliquant un simple coefficient correctif. La couverture des LARS étant maintenant satisfaisante, le modèle de réflectance défini et le produit aérosol rendus opérationnel, il est nécessaire d'appliquer ce produit aérosol à des études particulières qui concernent les aérosols au-dessus des terres émergées.

## 7 Références bibliographiques

- Béal, D., Baret, F., Bacour, C., Derive, G., Pavageau K., and Gu, X., « A method for atmospheric correction based on the MERIS spectral and spatial variability, *Proceedings of the ENVISAT symposium*, 6-10 September 2004, Salzburg, Austria, Proceedings to be published on CD-ROM, 2005
- Borde, R., Ramon, D., Schmechtig, C., and Santer, R., "Extension of the DDV concept to retrieve aerosol properties over land from the Modular Optoelectronic Scanner sensor", *International Journal of Remote Sensing*, **24**, pp. 1439-1467, 2003.
- Clevers, J. G. P. W., De Jong, S. M., Epema, G. F., Van der Meer, F. D., Bakker, W. H., Skidmore, A. K., and Addink E., "MERIS and the red-edge position", *Journal of Applied Geophysics*, **3**, pp. 313-320, 2001.
- Dash, J., and Curran, P. J., « MTCI : the MERIS Terrestrial Chlorophyll Index », *Proceedings of the MERIS user workshop*, ESA ESRIN, 10-13 November 2003, Frascati, Italy, Proceedings on CD-ROM, 2004.
- Gobron, N., Pinty, B., Verstraete, M.M., and Govaerts, Y., « The MERIS Global Vegetation Index (MGVI): description and preliminary application », *International Journal of Remote Sensing*, **20**, 1917-1927, 1999.
- Guanter, L., Marti, J. M., Alonso, L., and Moreno, J. F., "A technique for aerosol retrieval over land from MERIS data", *Proceedings of the MERIS user workshop*, ESA ESRIN, 10-13 November 2003, Frascati, Italy, Proceedings on CD-ROM, 2004.

- Kaufman Y. J, D. Tanré, L. A. Remer, E. F. Vermote, A. Chu, and B. N. Holben, “Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer”, *Journal of Geophysical Research*, **102**, pp. 17051-17067, 1997.
- Ramon, D., Santer, R., Dilligeard, E., Jolivet, D., and Vidot, J., “Validation of MERIS products over land”, *Proceedings of the MERIS user workshop*, ESA ESRIN, 10-13 November 2003, Frascati, Italy, Proceedings on CD-ROM, 2004.
- Santer, R., Carrère, V., Dubuisson, P., and Roger, J. C., “Atmospheric corrections over land for MERIS”, *International Journal of Remote Sensing*, **20**, pp.1819-1840, 1999.
- Vidot, J., and Santer, R., “SeaWiFS level 3 products over land”, Remote sensing of Clouds and the Atmosphere VIII, *Proceedings of SPIE*, 9-12 September 2003, Barcelona, Spain, (Eds. K. P. Schäfer, A. Comerón, M. R. Carleer, R. H. Picard), **5235**, pp. 357-365, 2004.
- Von Huyningen-Huene, W., Freitag, M., and Burrows, J. B., “Retrieval of aerosol optical thickness over land surfaces from top-of-atmosphere radiance”, *Journal of Geophysical Research*, **108**, 4260, doi:10.1029/2001JD002018, 2003.

## 8 Annexe

A surface reflectance model for aerosol remote sensing over land.

**Richard SANTER, Didier RAMON, Jérôme VIDOT et Eric DILLIGEARD**

Soumis au journal *International Journal of Remote Sensing* le 28 avril 2005

# A SURFACE REFLECTANCE MODEL FOR AEROSOL REMOTE SENSING OVER LAND

**R. Santer\*‡, D. Ramon§, J. Vidot‡, E. Dilligeard§**

‡MREN, Université du Littoral Côte d'Opale, 32 avenue Foch, 62930 Wimereux, France,

§HYGEO, Technoval, 191 rue Nicolas Appert, 59650 Villeneuve d'Ascq, France,

\*Corresponding author. Email: santer@mren2.univ-littoral.fr

## **Abstract.**

MERIS aerosol remote sensing over land is based on the use of pixels covered by vegetation. Dense Dark Vegetation pixels are selected using the ARVI as spectral index. Above an ARVI threshold, TARVI, at a given wavelength, a standard DDV reflectance  $\rho_{DDV}$  is set to a constant value. Initially, 11 biomes and 20 DDV models have been selected from the POLDER 1 imagery. A clear limitation to the initial process was the limited spatial coverage of DDV pixels. That the reason why, the DDV concept has been extended to include less dark pixels. Preliminary results indicated that a simple linear regression between surface reflectance  $\rho$  and ARVI applies. The goal of this paper is to investigate this potentiality. The first step is to start from the current DDV models and to complementarily define the slope  $\chi$  which describes the linear decrease of  $\rho$  with ARVI and the ARVI range on which it applies. An extensive archive of MERIS images has been fully corrected from the atmosphere using ground based measurements. The outputs are the surface reflectances from which the reflectance model can be built. An independent validation has been conducted on a large SeaWiFS archive on which the MERIS algorithm has been processed. We selected  $32 \times 32$  km<sup>2</sup> windows for which we assess that a good spatial homogeneity of the aerosols exists. If the DDV reflectance model is correct, we then find the same aerosol model in a given window. The two methods lead to a good agreement. The above approach relies on the initial DDV model and simply complements it. We investigate the limitations of this initial model in two aspects. First, locally, we use ground based solar extinction measurements to validate the aerosol products. Validation of the aerosol optical thickness will confirm the initial inputs ( $\rho_{DDV}$ , TARVI). Second, we analyse, thanks to MERIS level 3 aerosol products, the spatial continuity of the DDV models in order to investigate the spatial distribution of the initial biomes.

## **1. INTRODUCTION**

The impact of aerosol particles is considered as one of the main uncertainties in the climate modelling. The atmospheric concentrations of tropospheric aerosols are thought to have increased over recent years due to increased anthropogenic emissions of particles (IPCC 2001). In another hand, when they are inhaled, small particles of tropospheric aerosols can penetrate further in the lung and cause many sort of illnesses and allergy on the human health (Fontan 2003). So, in relation with the increasing emission of anthropogenic particles in the atmosphere, understanding and estimating aerosol properties at local, regional and global scales have become these last years of a considerable interest. Satellite monitoring could achieve both the better spatial and temporal coverage necessary to study and estimate these aerosol properties, every time, everywhere (King et al. 1999).

Satellite remote sensing of aerosols over land is difficult because of the higher brightness and heterogeneity of the land surfaces. The signal reaching the satellite sensor originates from the scattering of solar light by particles in suspension and it is difficult to distinguish from the light reflected by the Earth surface. However the "new generation of sensors", as they are performing multi-angular measurements, i.e., the Multi-angle Imaging Spectro-Radiometer (MISR) and/or as they have better spectral characteristics, i.e., the Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS), or the MODerate resolution Imaging Spectro-radiometer (MODIS), as they use polarization, i.e., the POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances (POLDER1-2), may render possible the detection and quantification of aerosols. For the most part imagers in the visible and the near infrared (NIR), the simplest means of determining the atmospheric contribution to the satellite signal is to make an assumption about the surface reflectivity or albedo. Locations where the surface boundary condition is believed to be reasonably well understood are areas covered by dense dark vegetation (DDV, Kaufman and Sendra 1988). There are several advantages of using the dark targets with low surface reflectances. First, the impact of the uncertainties in the estimated surface reflectances on the aerosol optical thickness (AOT) estimates

is smaller for lower surface reflectances because the atmosphere path radiance dominates in top of atmosphere (TOA) radiance. Second, the absorption effect of aerosol is small for low surface reflectances, but is significant for brighter targets. Thus, the impact of the uncertainties in the aerosol absorption, given by the single scattering albedo, on the AOT estimates is also smaller for lower surface reflectances (Miura et al. 2001). Remote sensing of aerosol using dark targets can be best done for surface reflectance  $\rho \leq 0.06$  (Kaufman et al. 1997). Then, many atmospheric corrections over land algorithms determine aerosol type and aerosol optical thickness over DDV occurrences, when the signal is mainly composed by the atmospheric part: Rayleigh and aerosols scattering and gaseous transmittance. The MERIS aerosol retrieval over land is based on the low reflectance of dense dark vegetation in the blue and in the red. These low reflectances are used in conjunction with an aerosol model to retrieve the optical thickness (Santer et al. 1999). The present paper describes the surface reflectance model used in the last MERIS processing. The MODIS aerosol retrieval over land algorithm is also based on the DDV detection. The estimation of the DDV reflectance in the blue and in the red channels takes advantage of the Mid-IR channels where the aerosol contribution is low (Kaufman et al. 1997). Aerosols are also remote sense over land surfaces by the use of the polarized light. The POLDER aerosol retrieval over land is based on a Bidirectional Reflectance Distribution Function (BRDF) model deduced from polarized and multidirectional radiances measurements in the red and the NIR channels. This model has empirical coefficients adjusted for different classes of land surfaces (Deuzé et al. 2001). Because of the geometry dependence of the surface reflectance, multidirectional measurements are promising method for the aerosol remote sensing over land. Veefkind et al. (2000) developed a method based on the dual-view image radiometer of the Along Tracking Scanning Radiometer 2 (ATSR-2). The method is based on the wavelength-independent ratio between forward and nadir view surface reflection that depends only on the sun/satellite geometry. The value of the ratio is first estimated in the Mid-IR channel of ATSR-2 where the atmospheric contribution is neglected. Another multidirectional measurements algorithm has been developed for MISR. The algorithm uses the presence of spatial contrast to derive empirical function representation of the angular variation of the scene reflectance, which is then used to estimate the path radiance (Martonchik et al. 1998).

We focus here on the algorithm proposed by Santer et al. (1999) in the frame of the atmospheric correction over land for MERIS. What are the bases of this algorithm?

The TOA signal is accurately modelled based on a three layers modelization of the atmosphere. A Simulation of Satellite Signal in the Solar Spectrum (5S) decomposition (Tanré et al. 1987) of the signal has been proposed in a attempt to formulate the different contributions (gaseous absorption, Rayleigh scattering, aerosols scattering and surface) on the TOA signal. The gaseous correction is fully described (Santer et al. 1999). In the first modelization, the assumption of a Lambertian surface for the DDV ground cover as well as of a Lambertian aerosol layer reflection was used. The first modelization of the signal was greatly improved by Ramon and Santer (2001). The improvement was to introduce a simple formulation of the coupling terms between aerosols and Rayleigh scattering and ground reflection. The main result was then a better constraint on the aerosol model with inclusion of directional effects and a weaker effect on the optical thickness of the retrieved aerosol. The look up tables (LUT), used to pre compute the required atmospheric functions use in the signal decomposition, are generated by the radiative transfer Successive Order of Scattering (SOS) code (Deuzé et al. 1989). An extensive inter comparison between two radiative transfer codes has been conducted to assess the accuracy of the LUT (Santer et al. 2003).

The aerosols are spherical; the aerosol size distribution is described by a Junge Size Distribution (JSD) associated to a refractive index of 1.44. The flexible parameter is the slope of the JSD  $\nu$ , which is directly related to the Angström coefficient  $\alpha$ . Once can debate about the suitability of such aerosol model. From the radiative point of view, there are some indications than the JSD enables to retrieve the main optical properties. This has been proved through an extensive inter comparison exercise on the sky radiances between simulated and measured values. CIMEL ground based radiometers from the AERosol RObotic NETwork (AERONET, Holben et al. 1998) have been used. They compared sky radiances in the principal plane in the backscattering region simulated with the JSD and measured sky radiances at 870 nm for three indices of refraction (1.33, 1.44 and 1.55) used in the MERIS aerosol retrieval algorithm. After filtering stable days, 215 days have been selected and finally the choice of the JSD induced an error on the AOT of 15 % (Ramon et al. 2004a).

In aerosol remote sensing over land, the remaining major parameters are the selection of pixels on which the surface reflectance is assumed to be known and the accuracy of this knowledge. Aerosol remote sensing over land is based on the use of pixels covered by vegetation. Because of the absorption of the photosynthesis pigments, these pixels are quite dark in the blue and in the red. This consideration led to introduce the concept of DDV pixels. Compare to "regular" vegetation, the DDV is darker in the blue and in the red parts of the solar spectrum because of the presence of more photosynthesis pigments and because the dense canopy for DDV traps the diffuse light. In parallel, the DDV is less bright in the NIR than the regular vegetation because of the trapping effect. Initially, 11 biomes have been selected from the POLDER 1 instrument (Leroy et al. 1998). From these 11 biomes, 20 DDV models have been defined due to seasonal change and are given on Table 1. The atmospherically resistant vegetation index (ARVI, Kaufman and Tanré 1992) has been used to detect these

pixels. ARVI is defined as a combination of reflectance at the top of aerosol layer in the blue, red and NIR. In practice, DDV are selected by comparison of the measured ARVI and ARVI threshold precalculated from initial DDV reflectance and a continental aerosol model with 23 km of visibility. The initial DDV reflectance model has been used quite extensively and implemented in algorithms developed for Modular Optoelectronic Scanner (MOS) (Borde et al. 2003) and Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) (Vidot and Santer 2004). Successful validation of this algorithm has been reported as well (Schmechtig et al. 2001; Ramon et al. 2004b). A clear limitation to the initial process was the limited spatial coverage of DDV pixels. That the reason why, the DDV concept has been extended to include less dark pixels for the aerosol remote sensing. This extension to brighter pixels leads to introduce the concept of Land Aerosol Remote Sensing (LARS) pixels. These LARS pixels are then selected by decreasing the ARVI threshold and combine DDV pixels and new pixels selected. Section 2 is devoted to the description of the initial DDV reflectance model seasonal variations, their limitations and results of preliminary studies of a new surface reflectance model. Section 3 described the new surface reflectance model. Two independent methods of validation for the new model are given. Section 4 is devoted to the validation of the new surface reflectance model and remaining issues.

## 2. UPDATE THE INITIAL SURFACE REFLECTANCE MODEL

On the performances of the MERIS algorithm, associated to the initial DDV model, we first learn from MOS and SeaWiFS. Then, we got level 2 MERIS data from which we learned more. Section 2 first summarizes this validation exercise on MERIS. Because the number of MERIS images was quite reduced during this validation exercise, complementary, we use the full archive of SeaWiFS image collected over Europe.

### 2.1 The seasonal variation of the DDV model

Table 1 lists the main characteristics of the 11 initial biomes and Figure 1 gives their geographical distribution. Because of the winter-summer seasonality for some of them, we get at the end 20 DDV surface reflectance models. A surface reflectance model first consists of bidirectional reflectances  $\rho(\lambda, \theta_v, \theta_s, \phi_v - \phi_s)$  which respectively depends upon: (i) the wavelength (here the three MERIS bands at 412 nm, 443 nm and 670 nm used for aerosol remote sensing), (ii) the view zenith angle, (iii) the solar zenith angle and (iv) the difference in azimuth between the solar plane and the view plane. Second, we defined a nominal ARVI threshold  $TARVI(\theta_v, \theta_s, \phi_v - \phi_s)$  which is derived from the reflectance model and computed above an aerosol layer characterized by the continental model for a horizontal visibility of 23 Kms.

Figure 2 draws, for 9 biomes, the monthly value of the surface albedo at 670 nm. According to Table 1, for the same area, two different albedo values were proposed depending on a set of months. Of course, at the boundary of two models, there is an undesirable gap. In two consecutive days, you then have substantial difference in the DDV reflectances leading to corresponding differences in the AOT when the TOA radiances are the same. In order to ensure a better temporal consistency, a monthly coefficient  $C$  is introduced when needed.  $C$  is computed, assuming a cosine variation of a six month period, with the winter and summer values of the albedo. This  $C$  factor, applied on the bidirectional reflectances, allows defining for each biome a monthly model with:

$$\rho_{DDV}(m, \lambda, \theta_v, \theta_s, \phi_v - \phi_s) = C(m) \rho_{DDV}(\lambda, \theta_v, \theta_s, \phi_v - \phi_s)_{(1)}$$

The  $TARVI$  is defined for each biome with also a cosine variation of a six month period to be in agreement with the DDV reflectance model.

### 2.2 Separation of DDV from cloud shadows

When we first checked the DDV detection, we did that on MOS imagery (Borde et al. 2003). Quite often, high ARVI pixels are located into the shadow of the cloud. They should be absolutely excluded for any further processing. The main difference between these two panels of pixels is the TOA reflectance at 865 nm. DDV is bright in the NIR. Atmospheric path reflectance and diffuse ground irradiance is low in the NIR. Therefore, in cloud shadows where the main irradiance source is the solar direct sunbeam, TOA reflectance at 865 nm dramatically falls down in shadows whereas the effect is less pronounced for other wavelengths. A simple criterion for DDV / cloud separation is to cut pixels whose TOA reflectance is lower than 0.2 at 865 nm. This threshold value has been set up empirically from the visual inspection of the DDV removal in the cloud shadows. This exclusion of cloud shadows has been identically implemented and tested for MERIS. This procedure is applied for two images collected around Roma (Italy). The first scene (scene 1 on 18/10/2002 at 9H39 UT) corresponds to a clear scene without clouds. The second scene (scene 2 on 22/11/2002 at 9H43 UT) has small clouds. Because DDV is selected on a spectral index, ambiguous pixels appear mainly in the vicinity of clouds. The reflectances of the pixels flagged as DDV are reported in Figure 3.



For the clear day 1, the MERIS DDV reflectances correspond to what it is expected, around one percent in the blue and two percent in the red (represented by lines with square). For the cloudier day, the DDV reflectances are much more scattered towards larger values because of the contamination by the clouds in their vicinity.

The histogram of the DDV reflectances at 865 nm for these two days is given in Figure 4. As expected the reflectances are lower for the cloudy day (dashed line). A threshold of 0.2 will eliminate the DDV pixels under cloud shadows but also eliminate a certain number of DDV pixels under clear sky. This threshold value of 0.2 has to be consolidated.

### 2.3 Limitations of this first DDV model

We produced synthesis aerosol products (kind of level 3 product) with averaged aerosol optical quantities over boxes of  $32 \times 32$  pixels both on SeaWiFS and MERIS. Because MERIS and SeaWiFS bands are very close, we applied the MERIS algorithm to SeaWiFS data in order to evaluate the aerosol remote sensing over land algorithm. The DDV density is acceptable in summer and several zones always exhibit DDV along the year.

Figure 5, against over Europe, gives the percent of DDV coverage for 37 images all over the year 2002. The averaged cloud cover is 50 percent and the DDV coverage for the TARVI is quite inexistent in winter and of a couple of percent during summer (full line). The ARVI threshold is somewhat arbitrary and, more of than subject to uncertainties either because of the aerosol loading or because of its definition. We then study the impact of decreasing this ARVI threshold. We know from Figure 5 what it improves the DDV spatial coverage: decreasing ARVI by 0.2 gives access to pixels in winter and a good coverage in summer over Europe. The question is then, if we decrease the ARVI threshold to get more pixels, what is the relation between the surface reflectance of these new pixels and the LUTs?

### 2.4 The extension of the DDV concept

MERIS level 2 provides the aerosol type and AOT over the DDV pixels. To use this aerosol product for atmospheric correction over the entire image, we need to rely on a spatial homogeneity of the aerosol model in an elementary window. A typical size of window is  $32 \times 32$  pixels. To illustrate what we can expect in terms of aerosol spatial homogeneity, we plotted in Figure 6 the histogram of the standard deviation of the AOT (SDAOT) at 443 nm (dotted line) and at 670 nm (full line) from macro-pixels (here  $32 \times 32$  pixels) collected over Europe on 1st August 2001. DDV concept is used and only the macro pixels for which we have no clouds and more than two percents DDV pixels were considered. To avoid the problem of AOT retrieval at the edge of a cloud, we select macro-pixels without cloud contamination. This problem of cloud contamination is reported in Vidot et al. (2004). A SDAOT less than 0.05 seems to reflect the aerosol homogeneity within the macro-pixel. This value corresponds to the expected accuracy on the AOTs (Schmechtig et al., 2003).

The algorithm to perform the atmospheric correction with the aerosols is described in Santer et al. (1999) and we implement this correction to process both SeaWiFS and MERIS data as follows:

- Based on the spatial homogeneity of the aerosol product, we selected windows of 32 by 32 pixels.
- For these super-pixels, we average the AOT in the blue and in the red to get an average aerosol model.
- We use this aerosol model to perform the atmospheric correction.

We output then the surface reflectances in the blue and in the red for a 100 by 100 pixels MERIS Reduced Resolution (RR,  $1.2 \times 1.2$  kms) scene acquired on Alta Floresta in Amazonia (9.92 S, 56.02 W) on 2 July 2003, we plotted on Figure 7 the difference between retrieved ground reflectance and DDV reflectance stored in the LUTs as a function of the difference between the ARVI and the ARVI threshold used for DDV detection.

There is a linear relationship between ARVI and surface reflectance for DDV classified pixels ( $\Delta\text{ARVI} = \text{ARVI} - \text{TARVI} > 0$ ) but also for non dark targets ( $\Delta\text{ARVI}$  as low as -0.5). This is a strong argument to introduce dynamical DDV reflectance model based on ARVI or any other spectral index. It should improve the aerosol model characterisation since red reflectance varies a lot even for DDV and it should also improve greatly the spatial coverage of the aerosol product. For that purpose, we introduce a new surface reflectance model for MERIS for the aerosol remote sensing over land. The surface reflectance can be fitted by a linear regression. The slope  $\chi$  describes the increase of the vegetation reflectance when the vegetation is less dense or less green.

We first investigate the dependence of  $\chi$  to the geometrical conditions on the SeaWiFS image acquired over Europe on 28 July 2002. Figure 8 illustrates this dependence. Two transects are represented (left and right parts) and at two wavelengths (crosses for 443 nm and squares for 670 nm). Actually, at a first glance, it does not appear  $\chi$  to be sensitive to the geometry. We processed other scenes with no further indications on a potential geometrical dependency. The mean value of  $\chi$  over Europe was computed for a series of 37 SeaWiFS images acquired over Western Europe along the year and its temporal variation in the red band is given in Figure 9. This linear fit was done at -0.2 from nominal ARVI threshold (TARVI). Clearly, a seasonal variability appears despite the large dispersion observed on each image over Europe.

### 3. THE NEW SURFACE REFLECTANCE MODEL

The first surface reflectance model for the aerosol remote sensing over land was based on the detection of DDV targets. The main problem of this model was the weak coverage of DDV over Western Europe (Figure 5) and over other regions of the world as we can suppose. The increasing of the DDV coverage goes through the decreasing of the ARVI threshold. The decreasing of the ARVI threshold leads to select brighter pixels than DDV. Both DDV and brighter pixels are then used for the aerosol optical properties retrieval and are called LARS. The new surface reflectance model is applied to LARS pixels for which the ARVI is above a threshold: LARVI. Its surface reflectance in the blue and in the red is defined:

- On the pixel with an ARVI ranging from LARVI to TARVI+0.05. We will define as well TLARS which is the value to which we can decrease the ARVI from TARVI (LARVI=TARVI+TLARS).
- From the previous DDV model with the nominal values of the DDV reflectance associated to TARVI.
- With a linear behaviour described by the slope  $\chi$ .

The new parameters to be determined are then  $\chi$ , at three wavelengths, and LARVI for each biome on a monthly basis. The reflectance for the so-called LARS pixels is expressed as:

$$\rho_{LARS}(m, \lambda, \theta_v, \theta_s, \phi_v - \phi_s) = C(m)\rho_{DDV}(\lambda, \theta_v, \theta_s, \phi_v - \phi_s)(1 + \chi(\lambda, m)(LARVI - ARVI)) \quad (2)$$

#### 3.1 Determination of the surface reflectance using AERONET

CIMEL sun photometers, implemented in the AERONET network, provide the AOT and the sky radiances in the suitable spectral bands for LARS (440 nm, 670 nm, 870 nm). These pieces of information are used to perform the atmospheric correction which requires the aerosol model defined as followed:

- The Junge size distribution, associated with a refractive index  $m=1.44$ , gives the aerosol type.
- The slope of the Junge size distribution is directly related to the Angström coefficient  $\alpha$  (determined from the AOTs at 440 nm and 670 nm):

$$n(r) = \frac{dN}{dr} = C \cdot r^{(\alpha-3)} \quad (3)$$

This size distribution is used to compute the aerosol phase function.

- The validation of the aerosol phase function is done through the retrieval of the sky radiances as measured by the CIMEL in the principal plane. We simulated the sky radiances in the principal plane for the three CIMEL bands. The successive order of scattering code (Deuzé et al. 1989) is used for this purpose with a boundary condition corresponding to a lambertian surface with standard reflectance value. Because the comparison is done at low solar elevation, the influence of the surface is quite residual. Ramon et al. (2004) used this approach in order to assess the use of the Junge size distribution in the description of the aerosol scattering properties.

The selected AERONET sites are reported in Table 2. For the AERONET sites, we selected days having low turbidity (AOT at 443 nm < 0.15). Then, we performed the atmospheric correction on the MERIS images. The atmospheric correction scheme, implemented with the CIMEL data, is fully compatible with the MERIS processing of level 2: (i) a Junge size distribution with the same refractive index  $m=1.44$ , (ii) selected on the spectral variation between the blue and the red and (iii) the use of the same formulation of the signal and of the same LUTs in the atmospheric correction both with the CIMEL model and for the MERIS ground segment.

The aerosol model derived from the CIMEL data is used for the atmospheric correction on a window of  $100 \times 100$  pixels. What we output are the surface reflectances we will use next to define the LARS model for a specific biome.

#### 3.2 The LARS reflectance model parameters

We first evaluate the sensitivity of the slopes to LARVI. An example is given in Table 3 for the Alta Floresta AERONET site (corresponding to biome 8, see Table 1).  $\chi$  at 412, 443 and 670 nm are quite independent upon LARVI (standard deviation of 0.005 to 0.007) and  $\chi$  is stronger in the red than in the blue. In order to minimize the impact of the heterogeneity of the atmosphere, we selected only macro-pixels for which the standard deviation of the linear fit was simultaneously below 0.003 in reflectance unit at 412, 443 and 670 nm.  $\chi$  and offset have been averaged by month and biome for TLARS ranging from -0.5 to 0 by step of 0.05.

We give the  $\chi$  for the Mid-latitude Europe biome (biome 4) in Figure 10.  $\chi$  has been averaged by month for LARVI ranging from -0.5 to 0.0 by step of 0.05. As for the Alta Floresta site (Table 3),  $\chi$  are quite independent upon the ARVI thresholds used and vary essentially on a seasonal basis. A sinusoidal model was chosen to represent the time variation of the LARS slopes.

When decreasing the ARVI, on one hand, we have more LARS pixels but, on the other hand, it is more inaccurate to describe the surface reflectance by a linear increase versus ARVI. The choice of TLARS is then a

compromise between surface coverage and accuracy of the aerosol product. From the first processing, MERIS images of the aerosol product indicated a good spatial homogeneity of the aerosols in macro pixels of the order of 30×30 RR pixels (Ramon et al. 2004). The Standard Deviation of the Aerosol Optical Thickness (SDAOT) is a good indicator for the quality of the reflectance model.

MERIS images were acquired during the period October 2002 – April 2004. The trade-off is to select TLARS from different criteria:

The first was to have a spatial coverage of 80 % of macro-pixels. A macro-pixel is validated if there are at least 1 % of LARS pixels in a macro-pixel.

The second criterion is the validation of a macro-pixel if the SDAOT is below 0.1.

Table 4 gives the following ARVI thresholds for different biomes along the year. ARVI threshold are between -0.05 and -0.35. ARVI threshold for biome 2 (Mid-latitude West America) and biome 8 (Equatorial America) does not change along the year.

### **3.3 Can we define $\chi$ directly from the aerosol product?**

The approach in section 3.1 based on the used of AERONET data is quite manpower time consuming. What we see in section 3.2 is that the spatial homogeneity of the aerosols can be used as an indicator to validate the surface reflectance model. Then, the SDAOT can be used as well to determine the surface reflectance model. Here, we proposed a statistical approach to confirm the values of  $\chi$  based on the aerosol homogeneity inside macro-pixels. This study is based on the full archive of SeaWiFS images acquired over Western Europe for the period between January and June 2001 (that represents almost 400 images). SeaWiFS is used because it can not be done with MERIS due to the lack of a significant archive. SeaWiFS offers the suitable spectral bands for this study; simply, the view zenith angle was restricted at value less than 40° to be in agreement with MERIS.

The statistical approach is based on the run of the aerosol remote sensing scheme with various reflectance models based on different couples of  $\chi$  in the blue (-0.04 and -0.06) and in the red (-0.07, -0.10, -0.16, -0.20). If you combine the two sets of  $\chi$ , you get 8 surface reflectance models. The LARVI has been selected to -0.2 and -0.5. The outputs are, for each LARS pixel, the ARVI, the AOTs at 443 nm and 670 nm. Then for each macro pixel, we applied a linear regression on the AOT versus ARVI. One example is given in figure 11: the AOTs at 670 nm are plotted versus the ARVI in the range corresponding to TARVI (appreciatively 0.73) to TARVI-0.5. The 8 different couples of  $-\chi$  are given at the top of each figures. Obviously, there is a trend on the AOT retrieval. If the slope  $\chi$  is underestimating, the surface reflectance is underestimated when decreasing ARVI (for example, see the case on the top left). Thus, the AOT is overestimated as it is the case here and the aerosol homogeneity is not obtained as shown on Figure 11 (top left) with a slope of the regression of -0.185. Figure 11 (middle top right) validated the proposed surface reflectance models for the macro pixel with a slope of the regression of -0.005, which propose respective values of  $\chi$  of -0.06 in the blue and of -0.10 in the red.

What is done in one macro pixel is done for the full SeaWiFS image over Europe. For each macro pixel, we selected the model which gives the aerosol homogeneity within the macro pixel. We excluded macro pixels for which the RMS from the regression exceeds 0.05, according to the results reported in Figure 6. On Figure 12 are represented histograms of outputs for the 8 couples models for the month of May 2001. Outputs are the mean regression slope within an image.

Mean values and standard deviations of histograms are given at the top of each models. Mean value closest to zero select the best couple of  $\chi$ . For May, the best couple is -0.06 in the blue and -0.15 in the red with a mean value of the histogram of -0.008. Table 5 give the best values of  $\chi$  at 443 and 670 nm from the SeaWiFS archive. These values confirm what we had derived from MERIS as reported in Figure 10.

This method suggests how useful a MERIS level 3 aerosol product can be. SDAOT analysis is a simple tool to validate the surface reflectance model. If this model is not validated, then, it is quite easy to plug in a new set of LUTs and to test them.

## **4. VALIDATION OF THE SURFACE REFLECTANCE MODEL.**

### **4.1 Comparison with MODIS**

We took the opportunity to use MODIS albedo products (Moody et al. 2005). An example of comparison between MERIS and MODIS LARS reflectance model for Europe in summer is given in Figure 13.

We used pixels for which the cirrus flag, the cloud shadow flag and the high aerosol loading flag were not raised. This filtering and the time aggregation ensure most of the time enough points for a good regression fit. The (0,0) point corresponds to the MERIS initial DDV model. The agreement with MODIS is quite good. Nevertheless, the intercept at 670 nm indicated that the DDV MERIS underestimates the reflectance at 670 nm by 0.005 percent in absolute.

## 4.2 Validation of the AOT

In Figure 14 is reported a first attempt to validate the new surface reflectance model by comparing MERIS derived AOT and AERONET data. We present here only comparisons for cloud free  $32 \times 32$  pixels boxes with at least 3% of aerosol product spatial cover (~27 pixels). The scatter plot includes all the sites described in Table 2 for year 2003 and beginning of 2004. The number of coincident measurements significantly increases between the DDV and LARS version of the algorithm with a decreasing of the r.m.s error at 443 nm.

The bias already present in the DDV algorithm is not removed giving an overestimate of 100% of the near infrared AOT and 11% of the blue AOT. Some of the new points show a very high AOT with respect to AERONET influencing a lot the linear regression. A better filtering of coincident points is necessary in order to avoid situations with both rapidly varying AOT measured by AERONET and high spatial variation of AOT in MERIS sub-scenes like it is the case in the case of forest fires and mountain region (as terrain slopes are not taken into account at present in the algorithm) An important issue now is to better evaluate the accuracy of the DDV models albedo at 443 and 670 nm.

## 4.3 The geographical distribution of the DDV models

The development of a level-3 aerosol product was conceived by ESA as a statistical tool to evaluate the level-2 products. This level 3 monthly synthesis was generated with an updated MERIS processor (MEGS7.0). The main new parameters are the decrement in ARVI threshold to select LARS pixels and the slopes at 412, 443 and 670 nm describing the linear relationship of the LARS reflectance versus ARVI. They are given for biomes 2, 3, 4, 6, 8, 9 on a monthly basis. The biome transition is apparent on AOT and Angström exponent (between biome 6 and 9 in Africa in July around  $10^\circ$  of latitude or between biome 1 and 5 in Asia in September around  $60^\circ$  of latitude for example, see Figure 15). For one biome, there is also dramatic change in the aerosol product from one season to another. This is particularly true for biomes 2, 6, 7 and 10 in august/September transition. Angström exponent between 1 and 1.5 are generally associated with clear biomass burning events or very low AOT levels.

## 4.4 ARVI and other vegetation index

Despite the fact that the ARVI is 4 times less sensitive to the atmosphere compared to the well known Normalized Difference Vegetation Index (NDVI), it has been showed that the ARVI is some what sensitive to the aerosol loading (Kaufman and Tanré 1992). The ARVI can vary to approximately 0.1 when the AOT varies from 0 to 0.8 (Borde et al. 2003). One approach can be to iterate the aerosol remote sensing module with an ARVI corrected from the influence of the aerosols. One can think as well to the use of the Bottom of Atmosphere Vegetation Index (BOAVI) which is an alternative spectral index to identify the LARS pixels. BOAVI is provided in the Level 2 MERIS data. BOAVI is calculated as the NDVI (difference of the NIR and the red bands divided by the sum) with Rayleigh corrected reflectances. Another vegetation index could be the MERIS Global Vegetation Index (MGVI), which is also provided in the Level 2 MERIS data. The difference between the BOAVI and the MGVI is that the MGVI required any atmospheric correction and then is based on the TOA reflectance. The MGVI is estimated in two steps. First, the information contained in the blue band is combined with that in the bands in the red and the NIR, traditionally used to monitor vegetation, in order to generate "rectified channels" at these latter two wavelengths. The "rectification" is done in such a way as to minimise the difference between those rectified channels and the spectral reflectances that would be measured at the top of the canopy under a standard geometry of illumination and observation (Gobron et al. 1999).

On Figure 16 is represented vegetation index extracted from MERIS images. 3 MERIS subscenes of  $128 \times 128$  pixels have been selected over the North of Italy (see the red square on the image at the top of the Figure 16) between the 19 July 2003 and the 23 August 2003. The three subscenes have been selected without cloud. We supposed that the vegetation has not changed during this period. AOTs at 865 nm have been extracted from the Level 2 data. For the 19 July 2003 mean AOT=0.22, for the 10 August 2003 mean AOT=0.14 and for the 23 August 2003 mean AOT=0.08. This figure shows the potentiality of using another spectral index as the MGVI instead of ARVI.

## 5. CONCLUSION

The aerosol remote sensing over land is based on the use of dark target. For MERIS, the method is based on the detection of the DDV thanks to a vegetation index, the ARVI. The global ground surface is separated in different biomes, where ARVI thresholds have been fixed to select DDV. To increase the DDV cover, the idea was to extend the DDV concept to less bright surfaces by decreasing ARVI thresholds. These less bright surfaces have been called LARS for land aerosol remote sensing. A surface reflectance model for aerosol remote sensing over LARS is proposed. It is based on the linear relationship between surface reflectance and ARVI. First, for each

biome, a minimum ARVI threshold has been selected to get an adequate LARS coverage. These ARVI thresholds have mostly a seasonal dependency. Next, slopes have been calculated in the blue and in the red. In this approach the so-called adjacency effects are included. Pionner work by Schmechtig and Santer (2000) suggested that the adjacency effects are indirectly included in the linear dependence  $\rho$  versus ARVI.

It was a time consuming activities if you account for the huge number of CIMEL data and MERIS image we did process. What we are sure about it that we can rely on the linear dependence between the surface reflectance and the ARVI. What we know quite precisely is the slope of this linear dependence. It gives us confidence to get the same results between two independent methods: a traditional method based on retrieved surface reflectance and a more original one based on the spatial homogeneity of the aerosols. This last method has been applied on the SeaWiFS archive and of course should be applied as well on MERIS data. The development of MERIS level 3 aerosol product will allow to validate  $\chi$  through the spatial stability of the aerosol product within the level 3 macro pixel.

Where are we in terms of MERIS aerosol product over land? The answer is contained in the validation of the AOTs using CIMEL data. If our surface reflectance model is correct, we get the aerosol path radiances. To convert this into AOT, we need to rely on the knowledge of the aerosol phase function. Let us believe that the Junge size distribution is doing a reasonable job in the prediction of the aerosol phase function. What did we learn for a validation on the AOT? First the AOT in the blue are quite correct as the surface reflectance certainly is. Second, the MERIS AOTs are by far overestimate in the red. The nominal DDV reflectance model ( $\rho_{DDV}$ , TARVI) has to be revised mainly in the red.

What can we do in a near future: (i) Use the MERIS archive we built after atmospheric correction using CIMEL data and find better ( $\rho_{DDV}$ , TARVI), (ii) use other CIMEL data sets to validate, (iii) investigate an other spectral index than the ARVI in order to make it even more robust to the atmospheric scattering.

The last point concerns the spatial distribution of the DDV model. The unique recommendation is to use surface albedo climatology such as the MODIS one. This climatology can provide the C coefficient (see Eq. 2) but then you need to deeply rely on absolute values which means good radiometric performances, good radiometric calibration and even more important good atmospheric corrections. This is quite challenging because we want to extract low reflectance values. The global albedo maps are more designed for land classification and climate studies than to get the DDV albedo. The use of global albedo maps is then more likely to provide a better spatial distribution of biomes.

At the end, the aerosol product, we get through the development of a LARS reflectance model, can be used for atmospheric correction. We now have enough pixels for which we derive an aerosol model and we can rely on the spatial homogeneity of the aerosols. We know that we will have biases on the surface reflectance product if we have systematic error on the LARS reflectance model. But this LARS reflectance model will be documented as a reference for the reflectance product.

## 6. ACKNOWLEDGMENTS

We first thank ESA which supports this activity under contract no 16837/02/NL/FF. Thanks to the DAAC at the GSFC for the production and the distribution of the Level 1A SeaWiFS images. The level 3 aerosol product was provided by ACRI which developed this product under an ESA contract. Authors also thank to the AERONET at GSFC. Authors also thank to the AERONET PI's for theirs effort in establishing and maintaining AERONET sites.

## 7. REFERENCES

- BORDE, R., RAMON, D., SCHMECHTIG, C., and SANTER, R., 2003, Extension of the DDV concept to retrieve aerosol properties over land from the Modular Optoelectronic Scanner sensor. *International Journal of Remote Sensing*, **24**, 1439-1467.
- DEUZÉ, J.L., HERMAN, M., and SANTER, R., 1989, Fourier series expansion of the transfer equation in the atmosphere-ocean system. *Journal Quantitative Spectroscopy Radiative Transfer*, **41**, 483-494.
- DEUZÉ, J.L., BRÉON, F.M., DEVAUX, C., GOLOUB, P., HERMAN, M., LAFRANCE, B., MAIGNAN, F., MARCHAND, A., NADAL, F., PERRY, G., and TANRÉ, D., 2001, Remote sensing of aerosols over land surfaces from POLDER-ADEOS-1 polarized measurements. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 4913-4926.
- FONTAN, J., 2003, Les pollutions de l'air. Les connaître pour les combattre. VUIBERT (Ed.). 198 p.

- GOBRON, N., PINTY, B., VERSTRAETE, M.M., and GOVAERTS, Y., 1999, The MERIS Global Vegetation Index (MGVI): description and preliminary application. *International Journal of Remote Sensing*, **20**, 1917-1927.
- HOLBEN, B.N., ECK, T.F., SLUTSKER, I., TANRÉ, D., BUIS, J.P., SETZER, A., VERMOTE, E.F., REAGAN, J.A., KAUFMAN, Y.J., NAKAJIMA, T., LAVENU, F., JANKOWIAK, I., and SMIRNOV, A., 1998, AERONET - A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. *Remote Sensing of Environment*, **66**, 1-16.
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC), 2001, Climate Change 2001: The Scientific Basis, 96p. (Available on <http://www.ipcc.ch>)
- KAUFMAN, Y.J., and SENDRA, C., 1988, Algorithm for automatic corrections to visible and near-infrared satellite imagery. *International Journal of Remote Sensing*, **9**, 1357-1381.
- KAUFMAN, Y.J., and TANRÉ, D., 1992, Atmospherically resistant vegetation index (ARVI) for EOS-MODIS. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **30**, 261-270.
- KAUFMAN, Y.J., TANRÉ, D., REMER, L.A., VERMOTE, E.F., CHU, A., and HOLBEN, B.N., 1997, Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 17051-17067.
- KING, M.D., KAUFMAN, Y. J., TANRÉ, D., and NAKAJIMA, T., 1999, Remote sensing of tropospheric aerosols from space: past, present and future. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **80**, 2229-2259.
- LEROY, M., BRUNIQUEL-PINEL, V., HAUTECOEUR, O., BRÉON, F. M., and BARET, F., 1998, Corrections atmosphériques des données MERIS/ENVISAT: caractérisations de la BRDF de surfaces "sombres", *European Space Agency final report*, 98 p.
- MARTONCHIK, J.V., DINER, D.J., KAHN, R.A., ACKERMAN, T.P., VERSTRAETE, M.M., PINTY, B., and GORDON, H.R., 1998, Techniques for the retrieval of aerosol properties over land and ocean using multiangle imaging. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **36**, 1212-1227.
- MIURA, T., HUETE, A.R., YOSHIOKA, H., and HOLBEN, B.N., 2001, An error and sensitivity of atmospheric resistant vegetation indices derived from dark target-based atmospheric correction. *Remote sensing of Environment*, **78**, 284-298.
- MOODY, E.G., KING, M.D., PLATNICK, S., SCHAAF, C.B., and GAO, F., 2005, Spatially complete global spectral surface albedos: value-added datasets derived from Terra MODIS land products. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **43**, 144-158.
- RAMON, D., and SANTER, R., 2001, Operational remote sensing of aerosols over land to account for directional effects. *Applied Optics*, **40**, 3060--3075.
- RAMON, D., SANTER, R., DILLIGEARD, E., and JOLIVET, D., 2004a, Validation of MERIS Level 2 products over land using AERONET and MODIS data. *Proceedings of the MERIS and AATSR Calibration and Geophysical Validation (MAVT 2003)*, ESA ESRIN, 20-24 October 2003, Frascati, Italy, Proceedings on CD-ROM.
- RAMON, D., SANTER, R., and VIDOT, J., 2004b, Validation of MERIS products over land. *Proceedings of the MERIS user workshop*, ESA ESRIN, 10-13 November 2003, Frascati, Italy, Proceedings on CD-ROM.
- SANTER, R., CARRÈRE, V., DUBUISSON, P., and ROGER, J. C., 1999, Atmospheric corrections over land for MERIS. *International Journal of Remote Sensing*, **20**, 1819-1840.

- SANTER, R., FISCHER, J., ZAGOLSKI, F., RAMON, D., DILLIGEARD, E., and DUBUISSON, P., 2003, Uncertainties in radiative transfer computations consequences on the MERIS level-2 products. *Proceedings of the Envisat Validation Workshop*, 9-13 December 2002 ESRIN, Frascati, Italy. Proceedings on CD-ROM.
- SCHMECHTIG, C., and SANTER, R., 2000, Adjacency effects on atmospheric correction over land for MOS and MERIS sensors. *Proceedings of the International Radiation Symposium*, 24-29 July 2000, Saint Petersburg, Russia, Editors: William L. Smith and Yuriy M. Timofeyev (A. Deepak publishing), **147**.
- SCHMECHTIG, C., BORDE, R., RAMON, D., and SANTER, R., 2001, Validation of the atmospheric correction over land algorithm for the MOS sensor. *Proceedings of the 8th International Symposium Physical measurements and Signatures in Remote Sensing*, 8-12 January 2001, Aussois, France, (Toulouse: CNES), 179-184.
- SCHMECHTIG, C., CARRÈRE, V., DUBUISSON, P., ROGER, J.C., and SANTER, R., 2003, Sensitivity analysis for the aerosol retrieval over land for MERIS. *International Journal of Remote Sensing*, **24**, 2921-2944.
- TANRÉ, D., DEROO, C., DUHAUT, P., HERMAN, M., MORCETTE, J.-J., PERBOS, J., and DESCHAMPS, P.Y., 1990, Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5S code. *International Journal of Remote Sensing*, **11**, 659-668.
- VEEFKIND, J.P., DE LEEUW, G., STAMNES, P., and KOELEMEEIJER, B.A., 2000, Regional distribution of aerosol over land, derived from ATSR-2 and GOME. *Remote Sensing of Environment*, **74**, 377-386.
- VIDOT, J., and SANTER, R., 2004, SeaWiFS level 3 products over land, Remote sensing of Clouds and the Atmosphere VIII. *Proceedings of SPIE*, 9-12 September 2003, Barcelona, Spain, (Eds. K. P. Schäfer, A. Comerón, M. R. Carleer, R. H. Picard), **5235**, 357-365.
- VIDOT, J., SANTER, R., and RAMON, D., 2004, Remote Sensing of Particle Matter Using MERIS. *Proceedings of the ENVISAT Symposium*, 6-10 September 2004, Salzburg, Austria, in press.

**Table 1.** The list of the 20 MERIS DDV models as derived from POLDER-1 observations with name, latitude and longitude ranges, months and biome number.

<b>DDV Model number</b>	<b>Model name</b>	<b>Latitude range (°)</b>	<b>Longitude range (°)</b>	<b>Month</b>	<b>Biome number</b>
1	midlatitude_west_america_nov	[35, 50]	[-180, -110]	[1,2,9,10,11,12]	2
2	midlatitude_east_america_nov	[35, 50]	[-110, -30]	[1,2,11,12]	3
3	midlatitude_europe_nov	[35, 60]	[-30, 60]	[1,2,9,10,11,12]	4
4	midlatitude_asia_nov	[35, 60]	[60, 180]	[1,2,9,10,11,12]	5
5	tropical_america_nov	[10, 35]	[-180, 40]	[1,2,9,10,11,12]	6
6	tropical_asia_nov	[10, 35]	[40, 180]	[1,2,9,10,11,12]	7
7	equatorial_america_nov	[-30, 10]	[-180, -20]	[1,2,9,10,11,12]	8
8	equatorial_africa_nov	[-30, 10]	[-20, 60]	[1,2,9,10,11,12]	9
9	equatorial_asia_nov	[-30, 10]	[60, 180]	[1,2,9,10,11,12]	10
10	boreal_america	[50, 90]	[-180, -30]	[1, ..., 12]	0
11	boreal_euroasia	[60, 90]	[-40, 180]	[1, ..., 12]	1
12	midlatitude_west_america_june	[35, 90]	[-180, -110]	[3,4,5,6,7,8]	2
13	midlatitude_east_america_june	[35, 50]	[-110, -30]	[3,4,5,6,7,8,9,10]	3
14	midlatitude_europe_june	[35, 60]	[-30, 60]	[3,4,5,6,7,8]	4
15	midlatitude_asia_june	[35, 60]	[60, 180]	[3,4,5,6,7,8]	5
16	tropical_america_june	[10, 35]	[-180, 40]	[3,4,5,6,7,8]	6
17	tropical_asia_june	[10, 35]	[40, 180]	[3,4,5,6,7,8]	7
18	equatorial_america_june	[-30, 10]	[-180, -20]	[3,4,5,6,7,8]	8
19	equatorial_africa_june	[-30, 10]	[-20, 60]	[3,4,5,6,7,8]	9
20	equatorial_asia_june	[-30, 10]	[60, 180]	[3,4,5,6,7,8]	10



**Table 2.** Name and location (latitude, longitude) of the AERONET sites and type of biome and aerosols.

Name	Longitude	Latitude	Biome/aerosol
Angiola	-119.538	35.947	Mid latitude North America West/coastal-urban
Rio Branco	-67.869	-9.957	Equatorial America/continental-biomass burning
Stennis	-89.617	30.368	Tropical America/coastal
Bragansa	-46.641	-0.834	Equatorial America/continental-biomass burning
Bordeaux	-0.579	44.788	Mid latitude Europe/coastal-urban
Kanpur	80.346	26.45	Tropical Asia /urban
Rome Tor Vergata	12.647	41.84	Mid latitude Europe/coastal-urban
Alta Floresta	-56.017	-9.917	Equatorial America/continental-biomass burning
GSFC	-76.88	39.03	Mid latitude North America East/continental
Wallops	-75.475	37.942	Mid latitude North America East/coastal
Cart Site	-97.41	36.61	Mid latitude North America East/continental
La Jolla	-117.16	32.5	Mid latitude North America West/coastal-urban
Ouagadougou	-1.4	12.2	Equatorial Africa/continental-dust-biomass burning
Ispra	8.627	45.803	Mid latitude Europe/continental
Surinam	-55.2	5.8	Equatorial/coastal
Egbert	-79.75	44.226	Boreal/continental
Walker Branch	-84.287	35.958	Mid latitude North America East/continental
Skukuza	31.587	-24.992	Tropical Africa/continental-biomass burning
Balbina	-59.487	-1.917	Equatorial America/continental-biomass burning
Avignon	4.878	43.933	Mid latitude Europe/continental
Belterra	-54.952	-2.648	Equatorial America/continental-biomass burning
El Arenosillo	-6.733	37.105	Mid latitude Europe/coastal-dust
Toulouse	1.374	43.575	Mid latitude Europe/continental
Lille	3.142	50.612	Mid latitude Europe/continental
Oostende	2.925	51.225	Mid latitude Europe/coastal-urban

**Table 3.** Slope  $\chi$  at 412 nm, 443 nm and 670 nm for different LARVI, mean value and standard deviation.

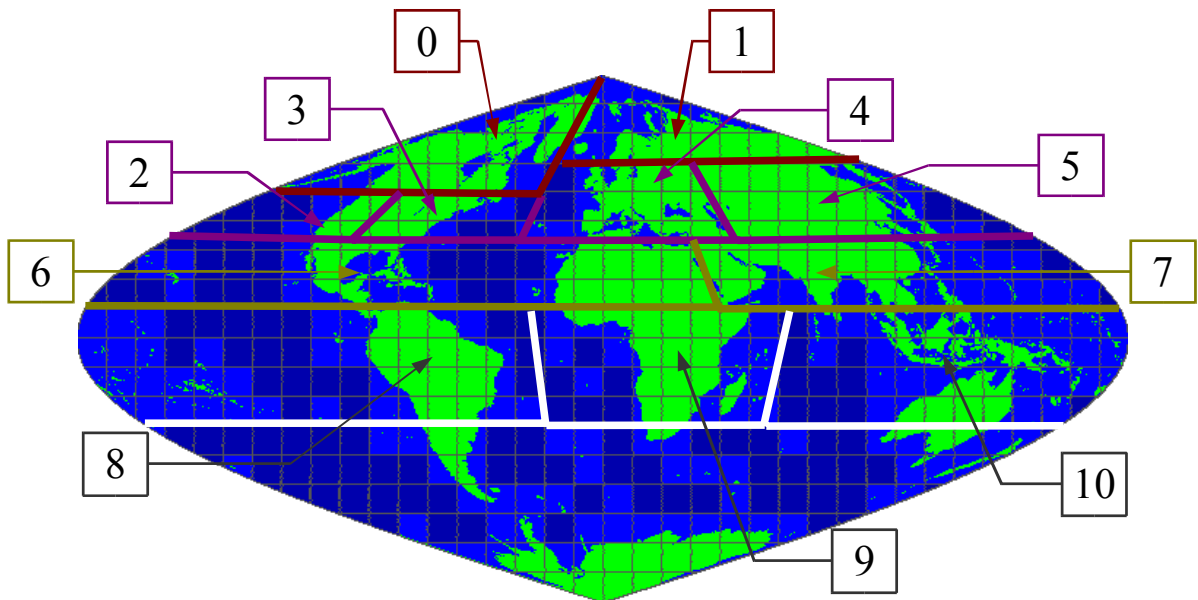
LARVI	$\chi$ (412 nm)	$\chi$ (443 nm)	$\chi$ (670 nm)
-0.15	-0.038	-0.044	-0.097
-0.20	-0.031	-0.039	-0.101
-0.25	-0.021	-0.030	-0.097
-0.30	-0.020	-0.029	-0.100
-0.35	-0.021	-0.031	-0.104
-0.40	-0.020	-0.030	-0.105
-0.45	-0.021	-0.031	-0.108
-0.50	-0.021	-0.031	-0.113
mean	-0.024	-0.033	-0.103
St. Dev.	0.007	0.005	0.006

**Table 4.** LARVI selected from the criteria of SDAOT at 443 nm < 0.1 on macro-pixel validated if number of LARS > 1% and number of macro-pixels > 80 %, for different biome.

Biome number	2	3	4	6	8	9
Jan.	-0.3	-0.2	-0.3	-0.35	-0.1	-0.1
Feb.	-0.3	-0.2	-0.3	-0.35	-0.1	-0.15
Mar.	-0.3	-0.2	-0.3	-0.35	-0.1	-0.15
Apr.	-0.3	-0.2	-0.3	-0.15	-0.1	-0.15
May	-0.3	-0.2	-0.2	-0.15	-0.1	-0.25
Jun.	-0.3	-0.05	-0.1	-0.05	-0.1	-0.35
Jul.	-0.3	-0.05	-0.1	-0.05	-0.1	-0.35
Aug.	-0.3	-0.05	-0.1	-0.05	-0.1	-0.35
Sep.	-0.3	-0.05	-0.15	-0.05	-0.1	-0.35
Oct.	-0.3	-0.1	-0.15	-0.15	-0.1	-0.1
Nov.	-0.3	-0.1	-0.15	-0.25	-0.1	-0.1
Dec.	-0.3	-0.1	-0.25	-0.25	-0.1	-0.1

**Table 5.** Best couple of slope  $\chi$  at 443 nm and 670 nm from the SeaWiFS archive in 2001.

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.
$\chi$ (443 nm)	-0.04	-0.04	-0.04	-0.04	-0.06	-0.04
$\chi$ (670 nm)	-0.10	-0.10	-0.15	-0.15	-0.15	-0.10



**Figure 1.** Biomes used in the Level 2 MERIS aerosol retrieval procedure.

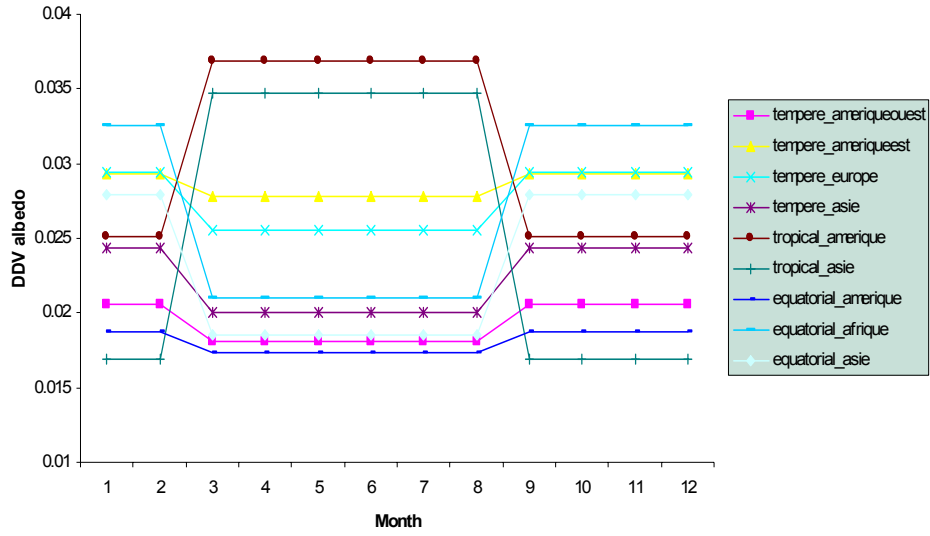


Figure 2. Seasonal variation of the DDV albedo in the red spectral band (670 nm).

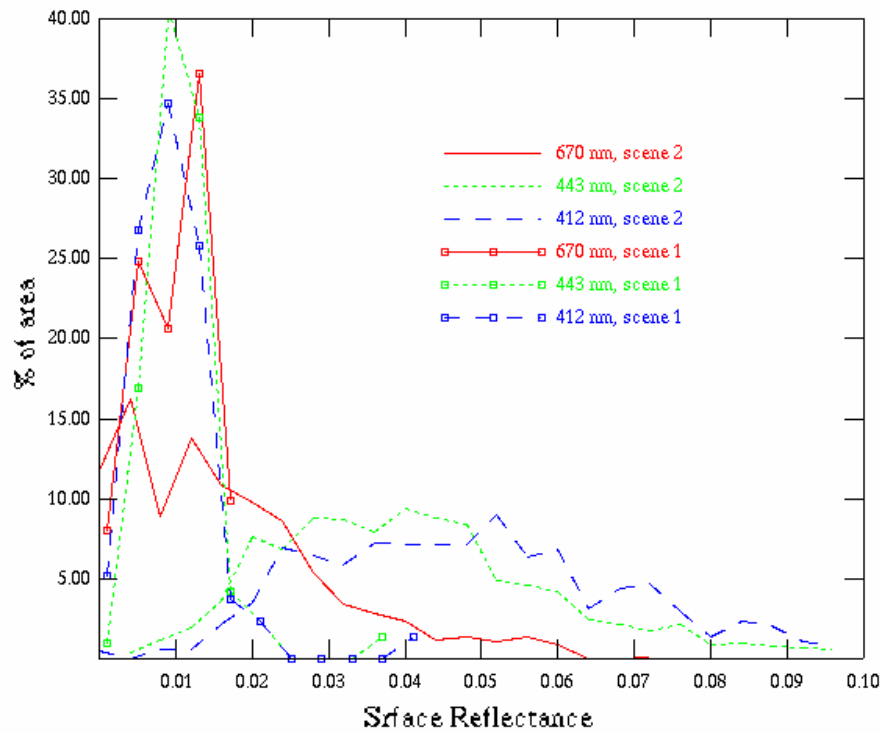
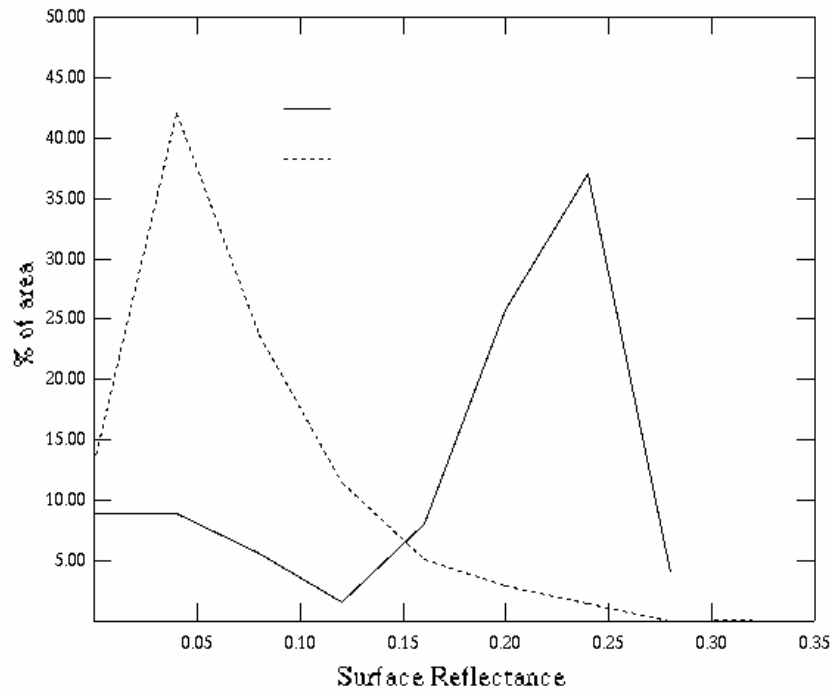
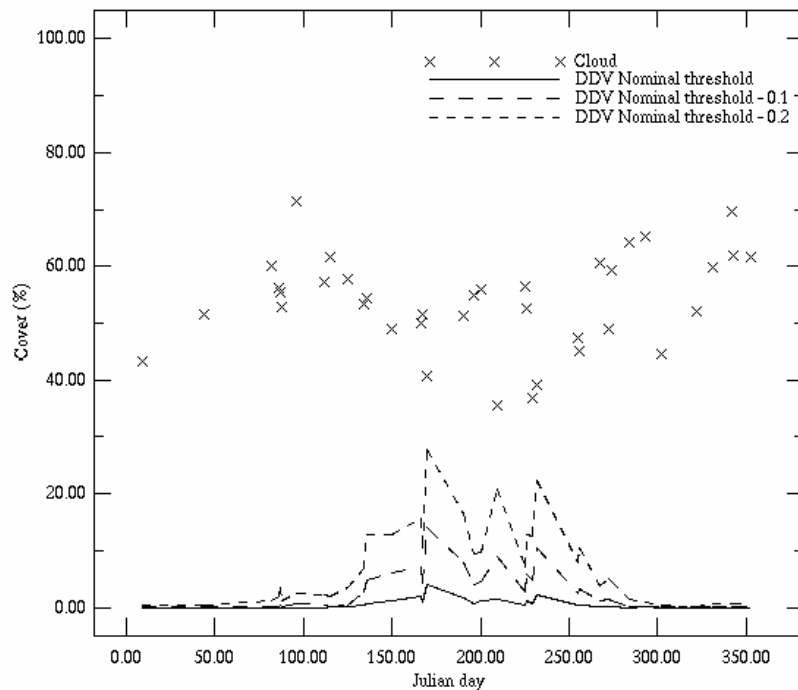


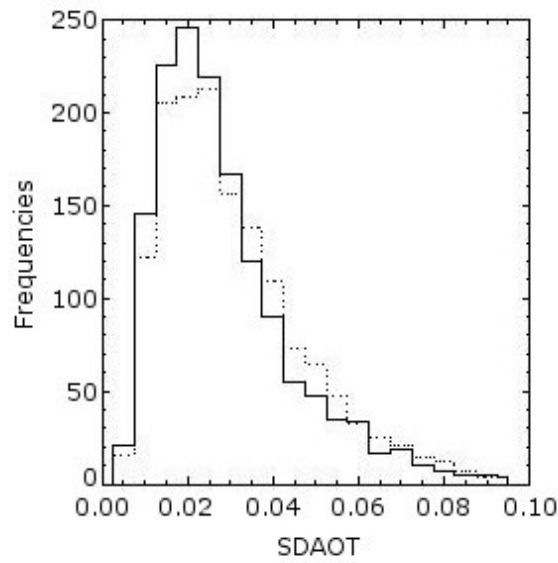
Figure 3. DDV reflectance in the blue and in the red.



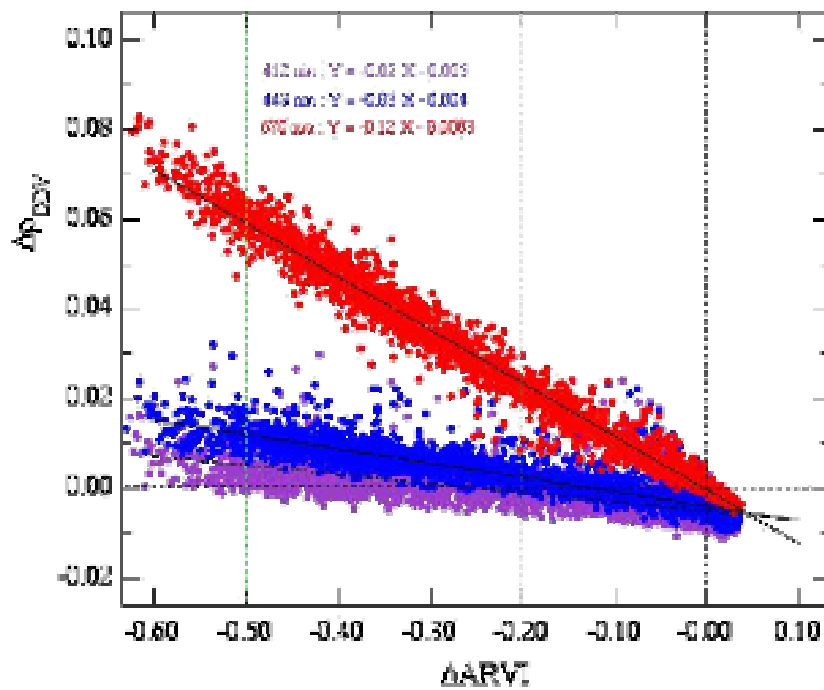
**Figure 4.** Reflectance of DDV at 865 nm under cloud shadows (dashed line) or under clear sky condition (full line).



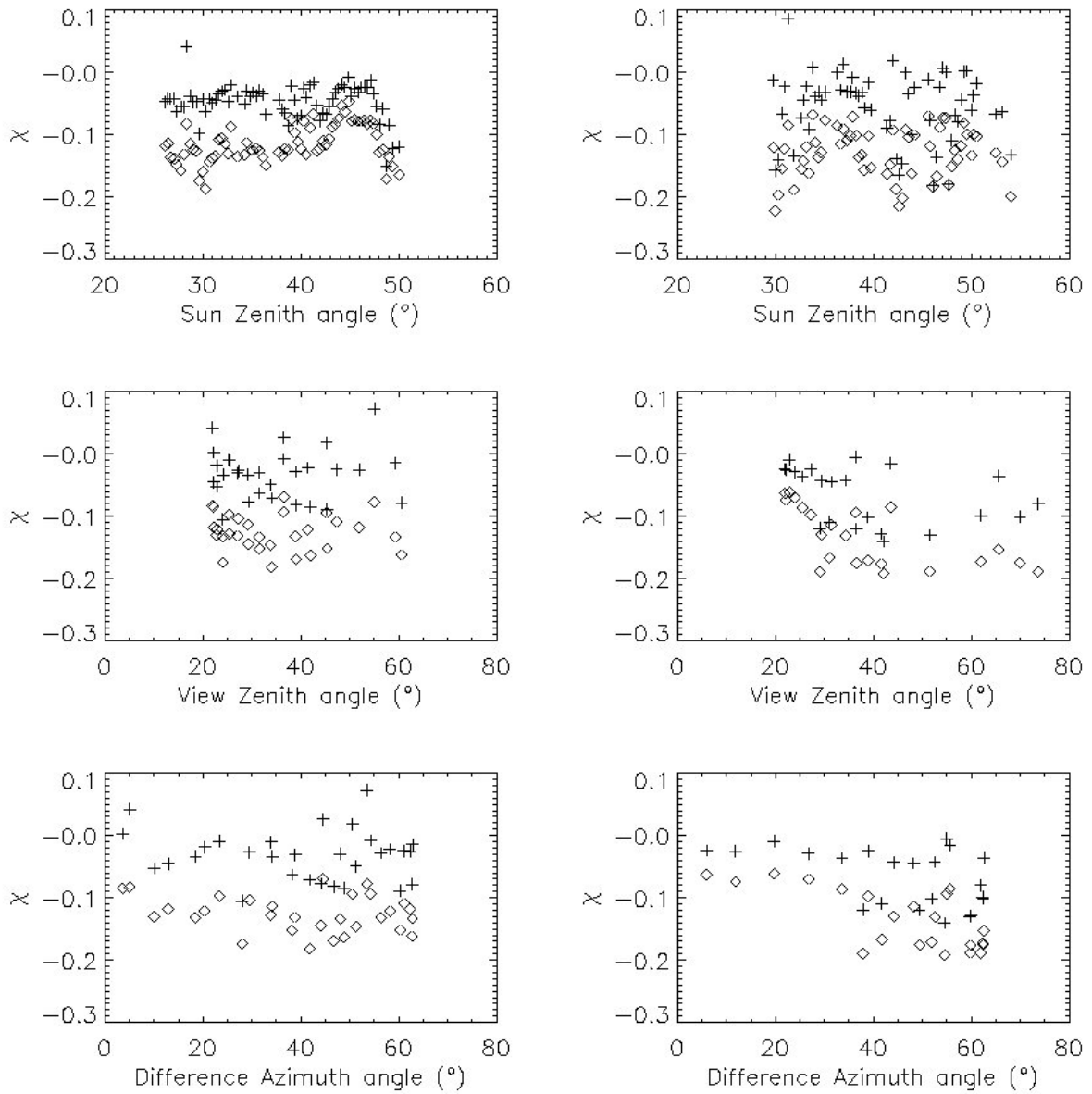
**Figure 5.** Cloud and DDV cover of a series of SeaWiFS images acquired during 2002. Cloud cover (cross), DDV cover at nominal ARVI threshold (full line), DDV cover at nominal ARVI threshold minus 0.1 (long dashed line) and DDV cover at nominal ARVI threshold minus 0.2 (short dashed line).



**Figure 6.** SDAOT at 443 nm (full line) and 670 nm (dotted line) on macro-pixels from SeaWiFS archive without clouds.



**Figure 7.** Difference between retrieved ground reflectance and DDV reflectance stored in the LUT ( $\Delta\rho_{DDV}$ ) as a function of the difference between the ARVI and the ARVI threshold used for DDV detection ( $\Delta ARVI$ ) for a 100 by 100 pixels zone centred on the Alta Floresta AERONET site.

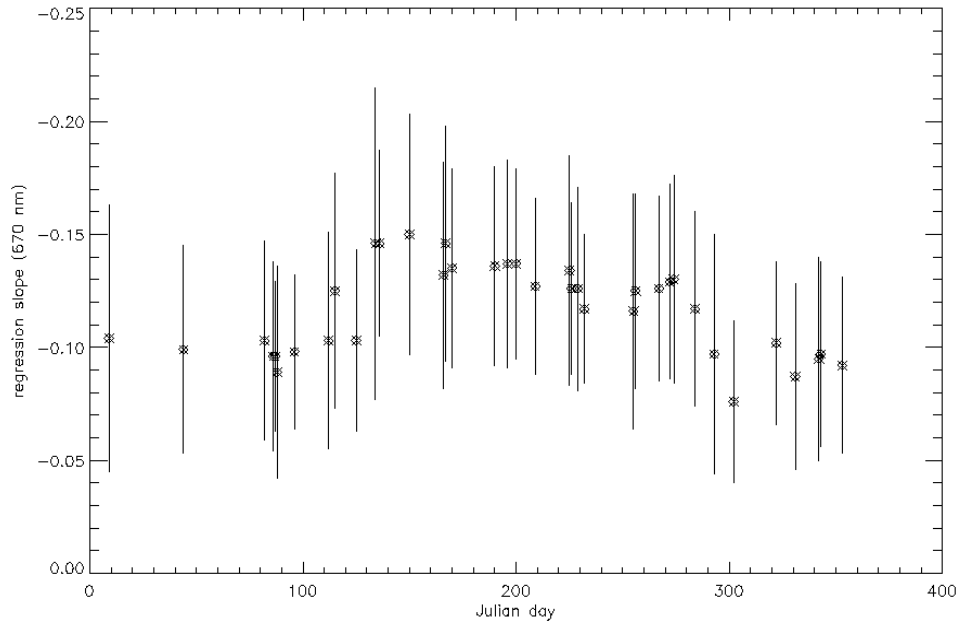


**Figure 8.** Analysis of the SeaWiFS surface reflectances derived over Europe on 28/07/2002. Geometrical variability of  $\chi$  in the blue (crosses) and in the red (diamond) for two transects (left and right columns):

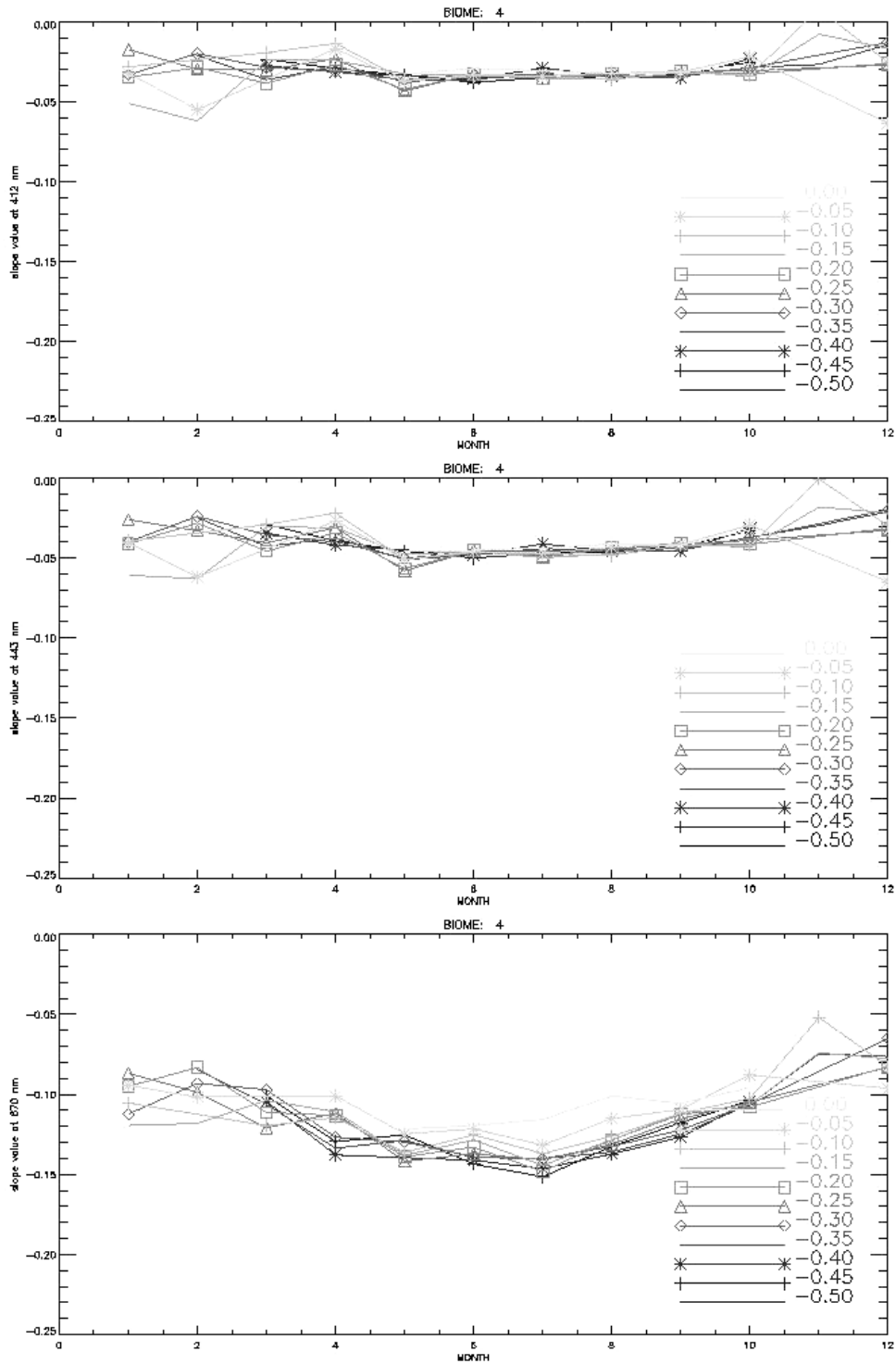
First row:  $\chi$  versus the solar zenith angle.

Second row:  $\chi$  versus the view zenith angle.

Third row:  $\chi$  versus the difference in azimuth angles, view minus sun.

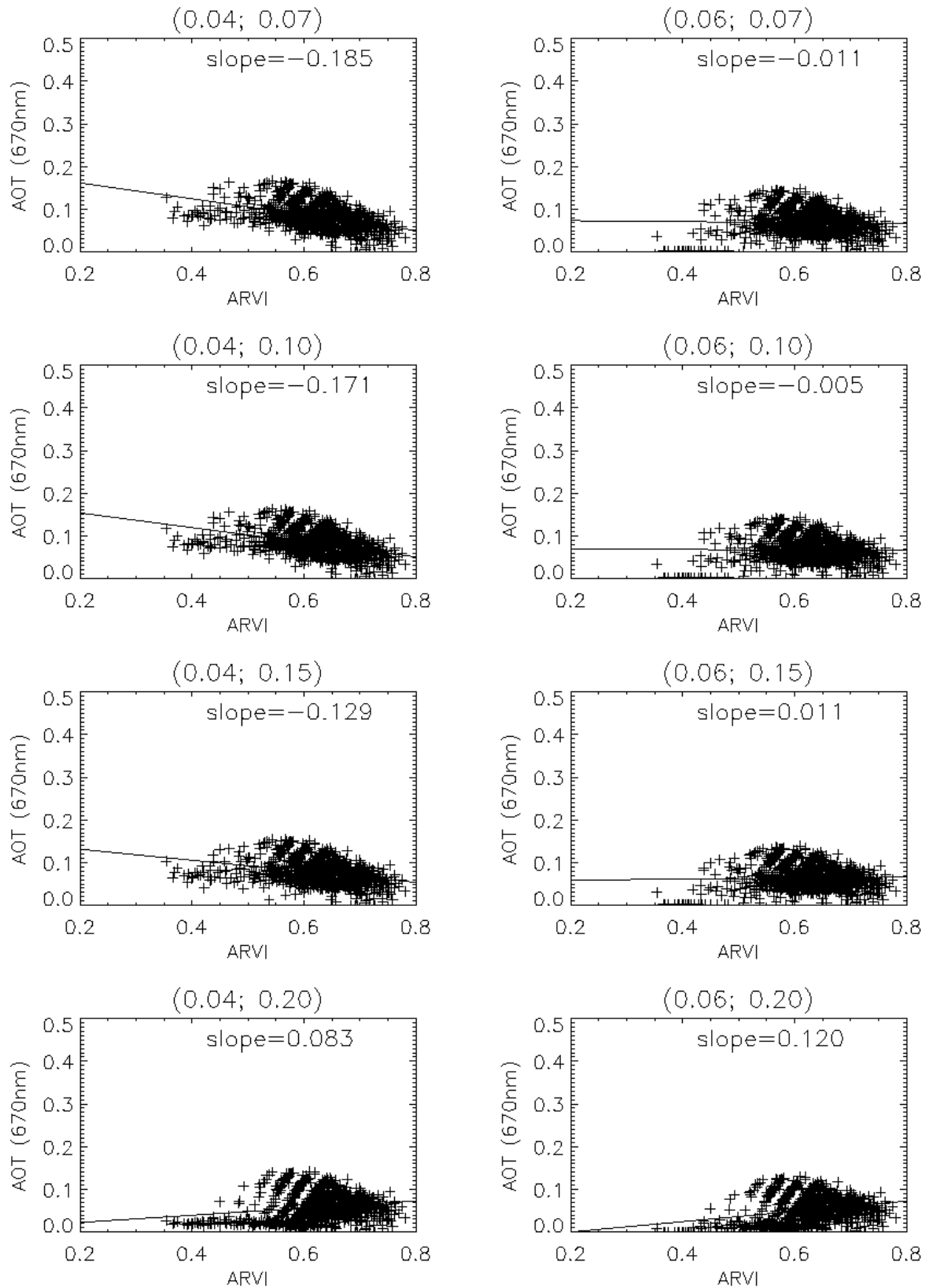


**Figure 9.** Annual variability of  $\chi$  in the red. Error bars indicate the spatial variability over Europe.

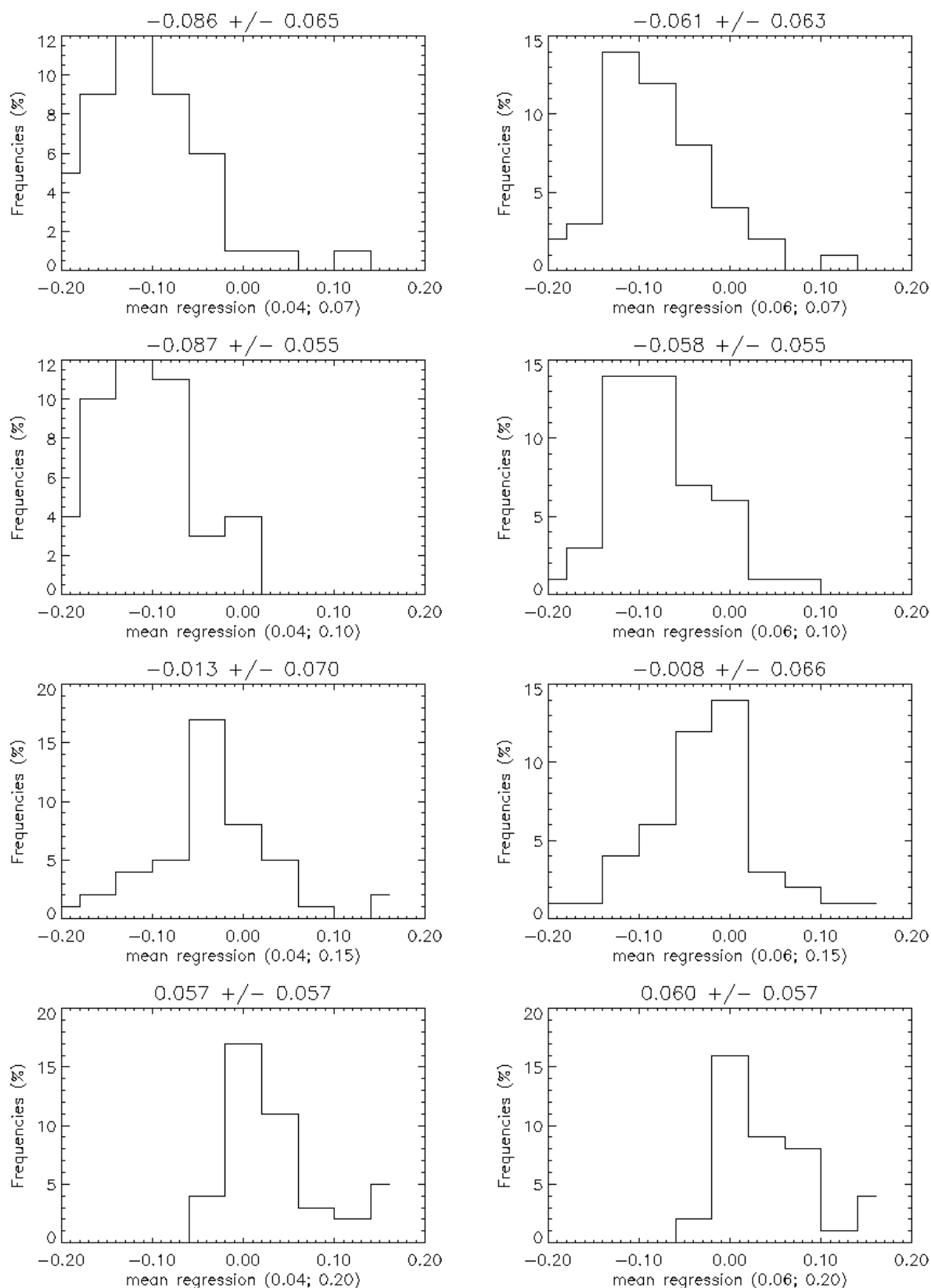


**Figure 10.** Annual variation of the slopes in LARS LUT's derived from MERIS atmospherically corrected images in 2002 and 2003 over Europe (biome 4). The slopes are not dependent on the ARVI thresholds.

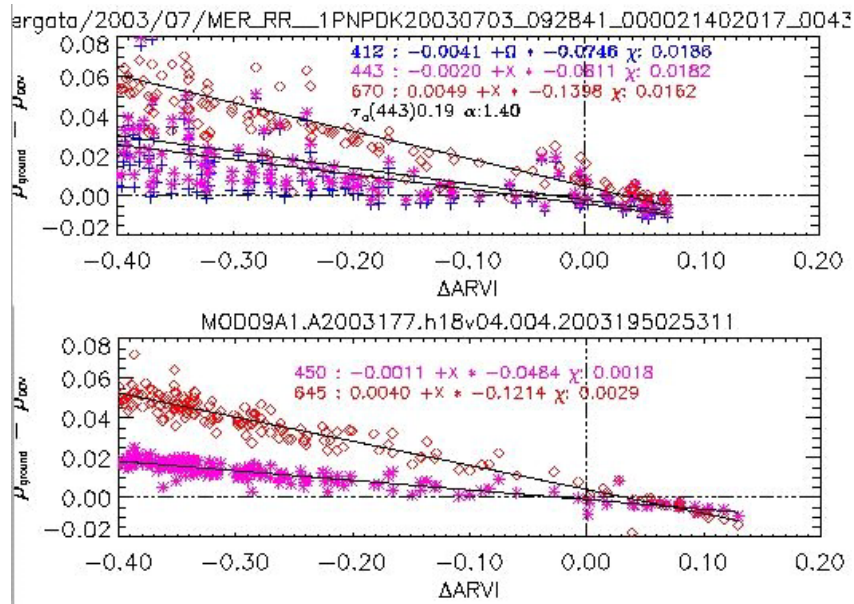




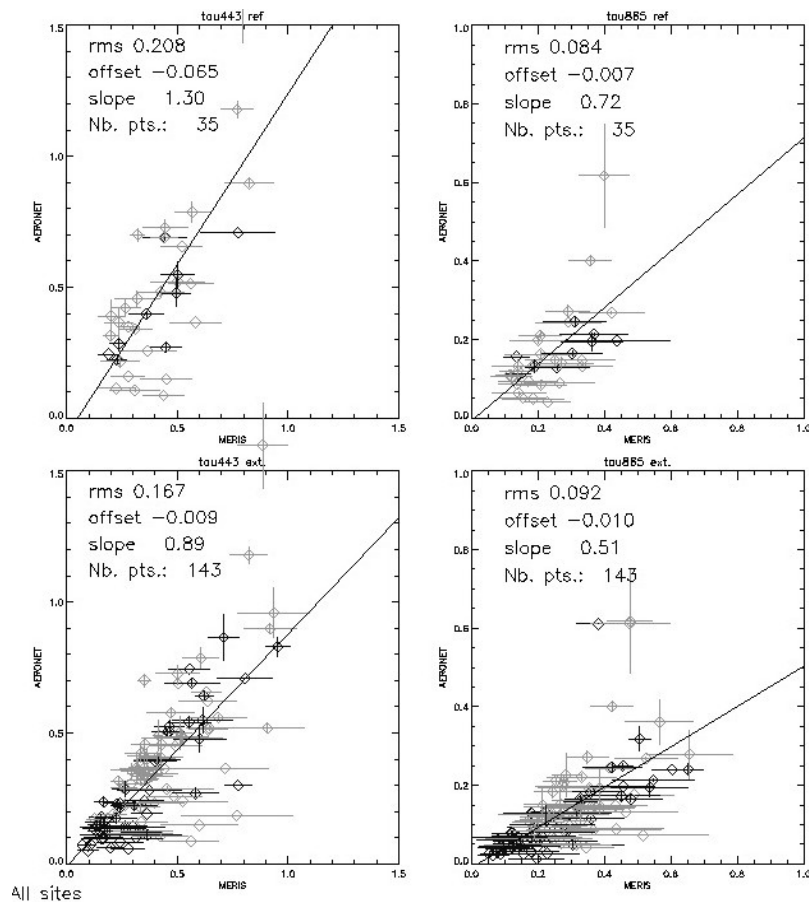
**Figure 11.** Linear fit on the AOT at 670 nm versus ARVI from a macro pixel (32×32) on a SeaWiFS image acquired over Europe on 19 May 2001. Slopes of the linear fit are given for each couple of  $\chi$  (-0.04 and -0.06 in the blue; -0.07, -0.10, -0.15 and -0.20 in the red).



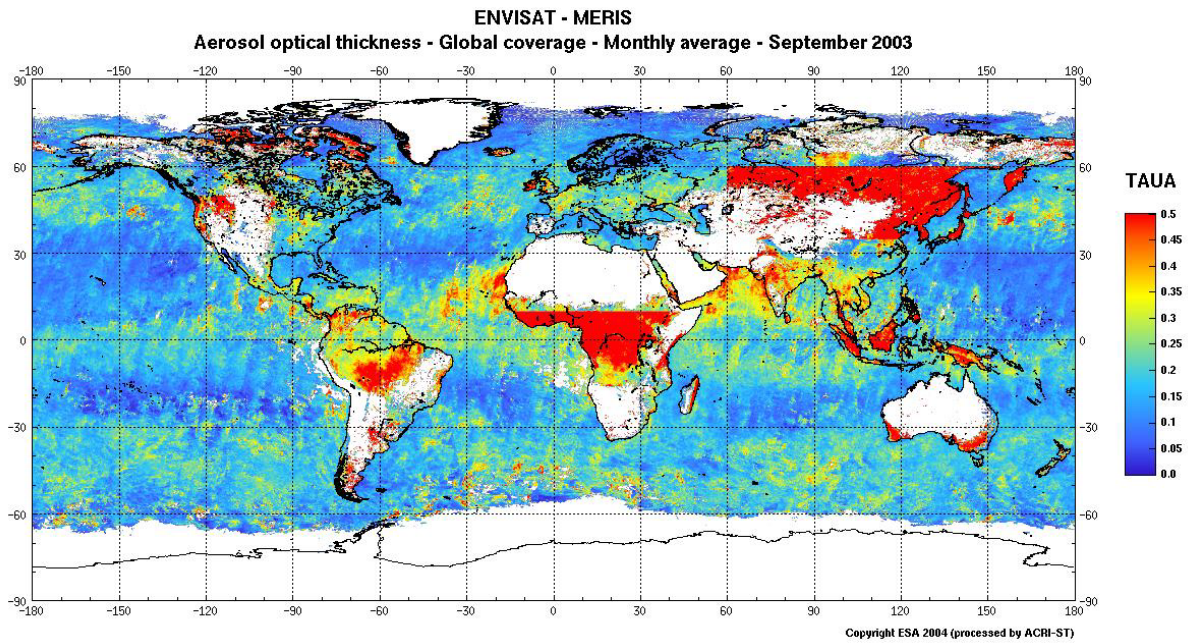
**Figure 12.** Histograms of the slopes of AOT at 670 nm versus ARVI, averaged on the whole SeaWiFS images of May 2001 from 32x32 subscenes. Mean value and standard deviation are given at the top of each models (see Figure 11). Best couple are selected from the mean value closest to zero.



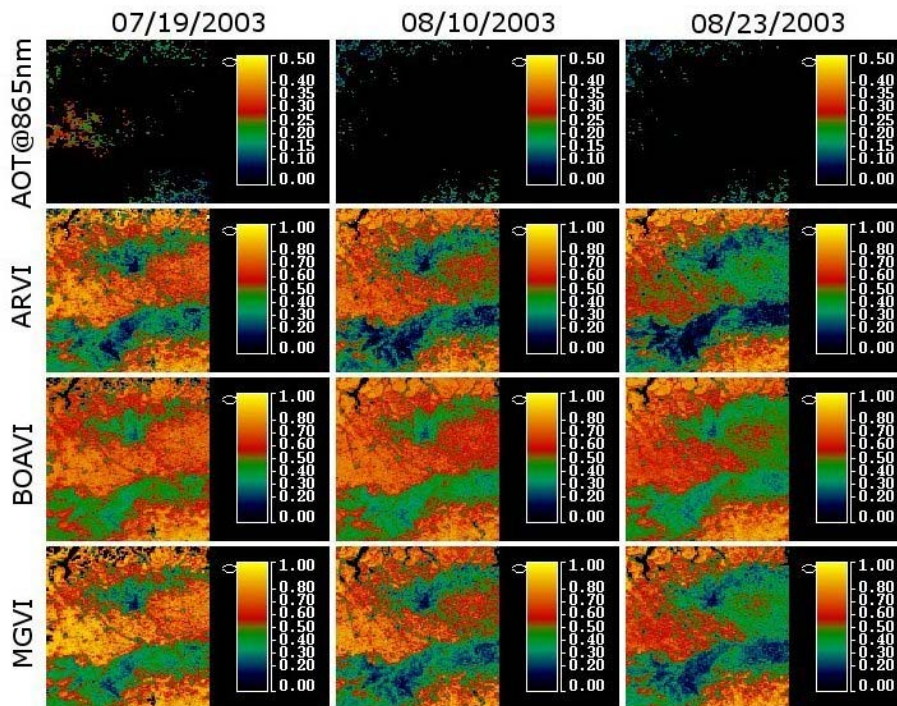
**Figure 13.** Top: Same as Figure 7 but for a 32x32 pixels box centred on Rome Tor Vergata AERONET site on 3 July 2003. AOT at 443nm and Angström exponent is reported on the plot. Linear parameters of the regression and  $\chi$  statistics are also given. Bottom: Same quantity at 450 nm and 645 nm derived from the MODIS level 3 8 days averaged BRDF product MOD09A1 available around 3 July 2003.



**Figure 14.** Impact of the new surface reflectance model on the MERIS level2 aerosol product. AOT measured by AERONET versus coincident MERIS derived AOT. AOT for MERIS are averaged over 32x32 pixels boxes around AERONET sites. AERONET data are averaged over a period of one hour centered around MERIS overpass time. Left: 443 nm; Right: 865 nm. Top: using DDV concept, Bottom: using LARS concept. Only 32x32 MERIS sub-scenes without clouds were selected. Black (respectively grey) color indicates that a winter (resp. summer) DDV model was used in the MERIS retrieval procedure (see Table 1).



**Figure 15.** MERIS Level 3 synthesis of AOT at 865 nm in September 2003.



**Figure 16.** Spectral vegetation index for a 128×128 subscene of MERIS images acquired over North Italia on 19 July 2003, 10 August 2003 and 23 August 2003 from left to right. The subscene is represented by the red square on the RGB MERIS image at the top. AOT at 865 nm and Vegetation index (ARVI, BOAVI and MGVI) are extracted from Level 2 MERIS data.



# CHAPITRE 4

## Les aérosols et la qualité de l'air

### 1 Introduction

L'algorithme de télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées développé pour MERIS et appliqué à SeaWiFS fournit un produit aérosol. Les produits aérosols issus de l'observation spatiale sont généralement utilisés à l'échelle globale dans les problèmes liés au changement climatique (Kaufman et al., 2002). A une échelle plus régionale, voire même locale, les produits aérosols issus de l'observation spatiale commencent à être utilisés dans les problèmes de santé publique liés à la qualité de l'air (Chu et al., 2003 ; Liu et al., 2004 ; Sarigiannis et al., 2003, Wang et al., 2003, Vidot et al., 2004 ; Ramon et al., 2004). Dans le cadre du projet européen EXPER/PF, une base de données régionale a été développée autour de l'axe de la qualité de l'air ; cette base contient les mesures réalisées par les réseaux de surveillance de la qualité de l'air, c'est-à-dire des mesures gravimétriques de PM (Particulate Matter), et des mesures optiques des aérosols issus de l'observation spatiale. Une étude préliminaire dans le cadre du projet européen ASTHMA a défini un coefficient de conversion des épaisseurs optiques des aérosols à 550 nm en mesures PM. Appliquée à la base de données EXPER/PF, cette conversion ne donne pas de résultats satisfaisants. Pour améliorer la conversion des mesures optiques des aérosols en mesures PM, nous avons utilisé les mesures in-situ du réseau AERONET et des données auxiliaires. Une étude statistique a montré une meilleure corrélation en utilisant une conversion des épaisseurs optiques des aérosols à trois longueurs d'onde (bleu, rouge et PIR) et certains paramètres météorologiques influents. L'application de cette conversion à des données satellitaires nécessite une amélioration du produit aérosol car il est correct dans le bleu mais il est légèrement surestimé dans le rouge. En appliquant un facteur correctif à la réflectance de surface dans le rouge, on réduit notablement cette surestimation.



### 2 Le projet EXPER/PF (<http://www.appanpc-asso.org/experpf/>)

#### 2-1 *Le contexte*

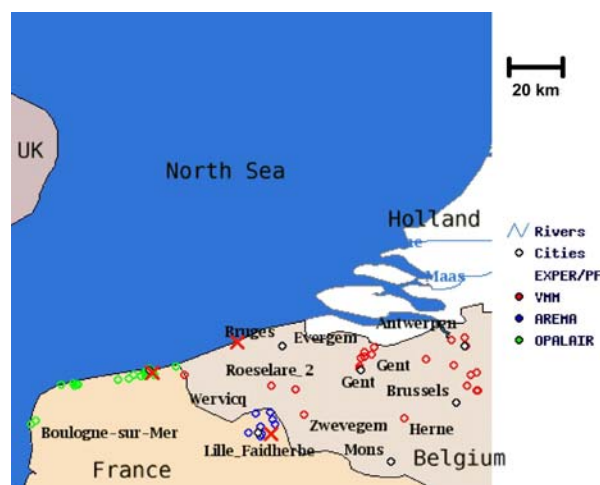
L'impact sanitaire de la pollution atmosphérique n'est certainement pas un problème nouveau. La révolution industrielle des XIX<sup>ème</sup> et XX<sup>ème</sup> siècles, basée sur l'utilisation du charbon, a considérablement appauvri la qualité de l'air des grandes villes, causant une augmentation du taux de mortalité pendant les périodes de fortes concentrations particulières. Par exemple, le « smog » (contraction de « smoke » et « fog ») en 1952 a causé 4000 décès supplémentaires à Londres (encyclopédie de l'environnement atmosphérique sur <http://www.ace.mmu.ac.uk/eae/french/french.html>). Cette catastrophe sanitaire a conduit à l'introduction des lois (« Clean Air Acts ») de 1956 et de 1968 afin de disperser les sources des polluants atmosphériques industriels loin des zones d'habitation. Plus récemment, le centre européen de l'environnement et de la santé de l'OMS (Organisation Mondiale de la Santé) a montré que la pollution atmosphérique a réduit l'espérance de vie dans l'Union Européenne de 8,6 mois en moyenne en 2000. L'étude de l'OMS souligne que 80 000 vies pourraient être sauvées d'ici 2010 grâce à l'application de la directive 1999/30/CE (voir l'article sur <http://www.actu-environnement.com>). La directive européenne 1999/30/CE du 22 avril 1999 fixe la valeur limite des concentrations de particules fines de diamètre inférieur ou égal à 10 µm à 50 µg/m<sup>3</sup> en moyenne journalière et à 40 µg.m<sup>-3</sup> en moyenne annuelle avec la possibilité de 35 dépassements de la valeur limite journalière au cours d'une année (Journal Officiel, 1999). Selon l'étude de l'OMS, au cours du premier trimestre 2005, la valeur limite journalière a été dépassée pendant plus de 30 jours dans plusieurs villes



allemandes. Le projet européen EXPER/PF (Exposition des Populations de l'Euro Régions aux polluants atmosphériques : le cas des Poussières Fines) a démarré en janvier 2003 et s'est terminé en décembre 2004. Les objectifs principaux du projet étaient de développer et de promouvoir (via Internet) une base trans-frontalière de données sur les particules atmosphériques (entre le Nord de la France et la partie flamande de la Belgique). Cette base de données a non seulement pour vocation d'être utilisée par les scientifiques qui travaillent sur la modélisation de la qualité de l'air, mais surtout aussi par les professionnels impliqués dans les problèmes liés à la santé publique, à l'environnement et au développement durable. L'objectif second du projet était de fournir des produits d'estimation du niveau de particules dans l'air à partir de produits issus de la télédétection spatiale au travers d'une conversion de la mesure optique des aérosols en mesure gravimétrique correspondant aux mesures standards des réseaux de surveillance de la qualité de l'air. Il est important de signaler que les mesures optiques n'ont pas la prétention de remplacer les mesures des réseaux de surveillance de la qualité de l'air mais elles peuvent être complémentaires en terme de couverture et d'homogénéité spatiale.

## 2-2 La mesure des particules pour la qualité de l'air

Les particules atmosphériques mesurées par les réseaux de surveillance de la qualité de l'air sont des particules de diamètre aérodynamique moyen inférieur à 10  $\mu\text{m}$  appelées  $\text{PM}_{10}$ . Au-dessus de cette valeur, les particules en suspension sont retenues par filtration des voies nasales et des voies respiratoires supérieures. Depuis quelques années, les réseaux de surveillance s'intéressent aux particules de diamètre aérodynamique moyen inférieur à 2,5  $\mu\text{m}$  appelées  $\text{PM}_{2.5}$  ou aux particules ultra fines de diamètre aérodynamique moyen inférieur à 1  $\mu\text{m}$  appelées  $\text{PM}_1$  car ces particules pénètrent plus profondément dans les voies respiratoires inférieures. La mesure des PM la plus répandue est la mesure à l'aide d'un TEOM (Tapered Element Oscillating Microbalance). La technique du TEOM est basée sur le principe de la microbalance à quartz qui mesure l'accumulation, en masse, des particules sur un filtre fixé sur un quartz oscillant. La variation de fréquence du quartz est utilisée pour mesurer en continu et en direct la masse des particules accumulées. Le TEOM mesure la matière sèche car les particules sont chauffées avant d'être pesées. Le projet EXPER/PF a permis de mettre en commun des données provenant de trois réseaux de surveillance de la qualité de l'air. Parmi ces trois réseaux se trouvent deux réseaux français, AREMA (pour la zone autour de Lille) et OPAL'AIR (pour la zone du littoral côtier) et un réseau flamand, le VMM (pour la zone flamande). Les deux réseaux français AREMA et OPAL'AIR ont dernièrement fusionnés pour créer le réseau AtMO Nord - Pas de Calais. Les données fournies par les réseaux de la qualité de l'air sont des mesures sur une base semi-horaire de  $\text{PM}_{10}$  et  $\text{PM}_{2.5}$  entre 1999 et 2004 suivant les sites de prélèvement. La position des sites de prélèvement de PM est montrée à la figure 4-1.



**Figure 4-1 :** Carte de la zone EXPER/PF montrant les sites de prélèvement des PM des trois différents réseaux de surveillance de la qualité de l'air impliqués dans le projet.

Cette figure montre la zone du projet EXPER/PF qui est comprise entre 50,50°N et 53,50°N de latitude et 1°E et 4°E de longitude. Les sites de prélèvement belges (en rouge) sont répartis en zones rurales et urbaines alors que les sites de prélèvement français sont eux concentrés autour des grandes agglomérations de Lille (en bleu) et de Dunkerque, Calais et Boulogne-sur-Mer (en vert). Les mesures de PM sont réalisées avec un appareil de mesure TEOM. La précision des mesures est de  $\pm 1,5 \mu\text{g.m}^{-3}$ .

## 2-3 Le produit satellitaire PM

### 2-3-1 L'héritage

L'approche développée pour obtenir des produits PM issus de l'observation spatiale a été utilisée dans le cadre du projet européen ASTHMA (Advanced System of Teledetection for the Healthcare management of Asthma), du 4<sup>ème</sup> Programme Cadre de Recherche et Développement (PCRD). Ce projet avait pour objectif de fournir des informations sur les pollens et la qualité de l'air dans 4 régions d'Europe (la région niçoise en France, l'Andalousie et la Catalogne en Espagne et Emilia-Romagna en Italie). Des informations sur le projet ASTHMA sont accessibles sur le site Internet <http://www.enviport.com>.

### 2-3-2 La conversion des épaisseurs optiques des aérosols en PM

La conversion des épaisseurs optiques des aérosols  $\tau_a$  en PM est basée sur une approche théorique qui nécessite certaines hypothèses :

- Les aérosols sont considérés comme sphériques (ce qui simplifie la théorie optique),
- les aérosols sont identiques dans la colonne atmosphérique,
- la connaissance de la distribution verticale des aérosols (ce qui permet la conversion des paramètres optiques de la colonne atmosphérique en PM au niveau du sol),
- la composition chimique des aérosols (par l'indice de réfraction) et leur densité (pour transformer le nombre de particules en masse),
- la distribution en taille des aérosols  $n(r) : n(r)dr$  est la densité des particules (en  $\text{m}^{-3}$ ) de rayon  $r$  compris entre  $r$  et  $r+dr$ .

Au niveau du sol ( $z=0$ ), avec une distribution en taille  $n_0(r)$ , normalisée à une particule, on a :

$$n(r,0) = N_0 n_0(r), \quad [4-1]$$

où  $N_0$  est le nombre de particules dans un mètre cube (paramètre sans unité) au niveau du sol.

La distribution verticale des aérosols est considérée comme exponentielle :

$$n(r,z) = n(r,0) \exp\left(-\frac{z}{H_a}\right), \quad [4-2]$$

avec  $H_a$  la hauteur d'échelle des aérosols (en m).

Pour des particules sphériques la théorie de Mie permet le calcul du coefficient d'extinction des aérosols  $\sigma_e$  (en  $\text{m}^{-1}$ ) correspondant à la distribution en taille normalisée  $n_0(r)$  et à un indice de réfraction. L'épaisseur optique des aérosols  $\tau_a$  correspond à l'intégration verticale du coefficient d'extinction des aérosols  $\sigma_e$ . Avec la distribution verticale exponentielle des aérosols, on a :

$$\tau_a = N_0 H_a \sigma_e \quad [4-3]$$

La masse élémentaire  $m_0$  de la distribution en taille normalisée des particules de rayon inférieure à  $X/2$  est donnée par :

$$m_0 = \frac{4}{3} \pi d \int_0^{X/2} r^3 n_0(r) dr \quad [4-4]$$

où  $d$  est la masse volumique des particules (en  $\mu\text{g.m}^{-3}$ ) qui est indépendante du rayon  $r$  des particules. Finalement à partir des équations (4-3) et (4-4), la conversion des épaisseurs optiques des aérosols en  $\text{PM}_x$  est donnée par le produit  $N_0$  par  $m_0$ , soit :

$$\text{PM}_x = \frac{\tau_a m_0}{H_a \sigma_e} \quad [4-5]$$

Le calcul du coefficient de conversion est basé sur l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm. Cette longueur d'onde avait été choisie à l'origine car c'est la longueur d'onde de référence du produit aérosol



MERIS. La densité des particules a été calculée à partir du modèle d'aérosol continental OPAC (Hess et al., 1998). Le programme OPAC permet de calculer la densité des particules en fonction du rayon maximum des particules, soit 5 µm pour les PM<sub>10</sub>, et 1,25 µm pour les PM<sub>2,5</sub>, et en fonction du rayon minimum qui est fixé à 0,1 µm, car c'est le rayon minimal des mesures TEOM. Parce que les mesures PM des réseaux sont réalisées à partir de matières sèches, la masse volumique a été calculée pour une humidité relative de 0% et on obtient :

- $d = 16,6 \mu\text{g.m}^{-3}$  pour les PM<sub>10</sub> et,
- $d = 10,55 \mu\text{g.m}^{-3}$  pour les PM<sub>2,5</sub>

Le coefficient d'extinction normalisé à une particule par unité de volume  $\sigma_e$  à 550 nm a aussi été calculé avec le programme OPAC avec une humidité relative de 70%, car la mesure optique est réalisée dans l'air ambiant. Il est alors égal à  $5,77.10^{-2} \text{ km}^{-1}$ . En utilisant une échelle de hauteur des aérosols de 2 km, on obtient les coefficients de conversion des épaisseurs optiques des aérosols en PM, soit :

$$PM_{10} \approx 144\tau_a^{550} \quad [4-6]$$

$$PM_{2,5} \approx 92\tau_a^{550} \quad [4-7]$$

### 2-3-3 Etude de sensibilité des coefficients de conversion

Nous avons étudié la sensibilité des coefficients de conversion aux modèles d'aérosols. Les modèles d'aérosols sont définis par un coefficient d'Angström équivalent calculé à partir des coefficients d'extinction, par :

$$\frac{\sigma_e(\lambda)}{\sigma_e(\lambda')} = \left( \frac{\lambda}{\lambda'} \right)^\alpha \quad [4-8]$$

Une des lois de distribution en taille des aérosols couramment utilisée, par exemple dans les calculs OPAC, est la loi log-normale, définie par :

$$n(r) = \frac{N}{\sqrt{2\pi r \sigma_m}} \exp\left(-\frac{\ln^2(r/r_m)}{2\sigma_m^2}\right) \quad [4-9]$$

où N est le nombre total de particules,  $r_m$  est le rayon modal et  $\sigma_m$  l'écart-type de la distribution. Sur la figure (4-2) sont reportées différentes distributions pour lesquelles  $r_m$  est fixé à 0,01 µm (Fig. 4-2a),  $r_m$  est fixé à 0,05 µm (Fig. 4-2c),  $r_m$  est fixé à 0,1 µm (Fig. 4-2b) et  $r_m$  est fixé à 0,3 µm (Fig. 4-2d). Les différentes valeurs de  $r_m$  et  $\sigma_m$  (données sur la figure (4-2a)) permettent de couvrir un maximum de valeurs du coefficient d'Angström équivalent. Les lignes verticales à 0,2 µm et à 2 µm de rayon représentent l'intervalle où la distribution est quasi linéaire et peut être comparée à une loi de Junge.

Sur la figure (4-3) sont représentés les coefficients de conversion des épaisseurs optiques des aérosols à 550 nm en PM pour les différentes lois log-normales. Le coefficient d'Angström équivalent a été calculé à partir de l'équation (4-8) entre les coefficients d'extinction à 443 nm et à 865 nm. On observe une certaine stabilité des coefficients de conversion pour des coefficients d'Angström équivalents compris entre -2,5 et -0,5 avec des valeurs de coefficient de conversion autour de 120 pour les PM<sub>10</sub> et les PM<sub>2,5</sub> et autour de 100 pour les PM<sub>1</sub>. Au-dessus de -0,5, c'est-à-dire pour les grosses particules, les coefficients de conversion augmentent rapidement pour les PM<sub>10</sub>, restent stables pour les PM<sub>2,5</sub> et diminuent fortement pour les PM<sub>1</sub>.

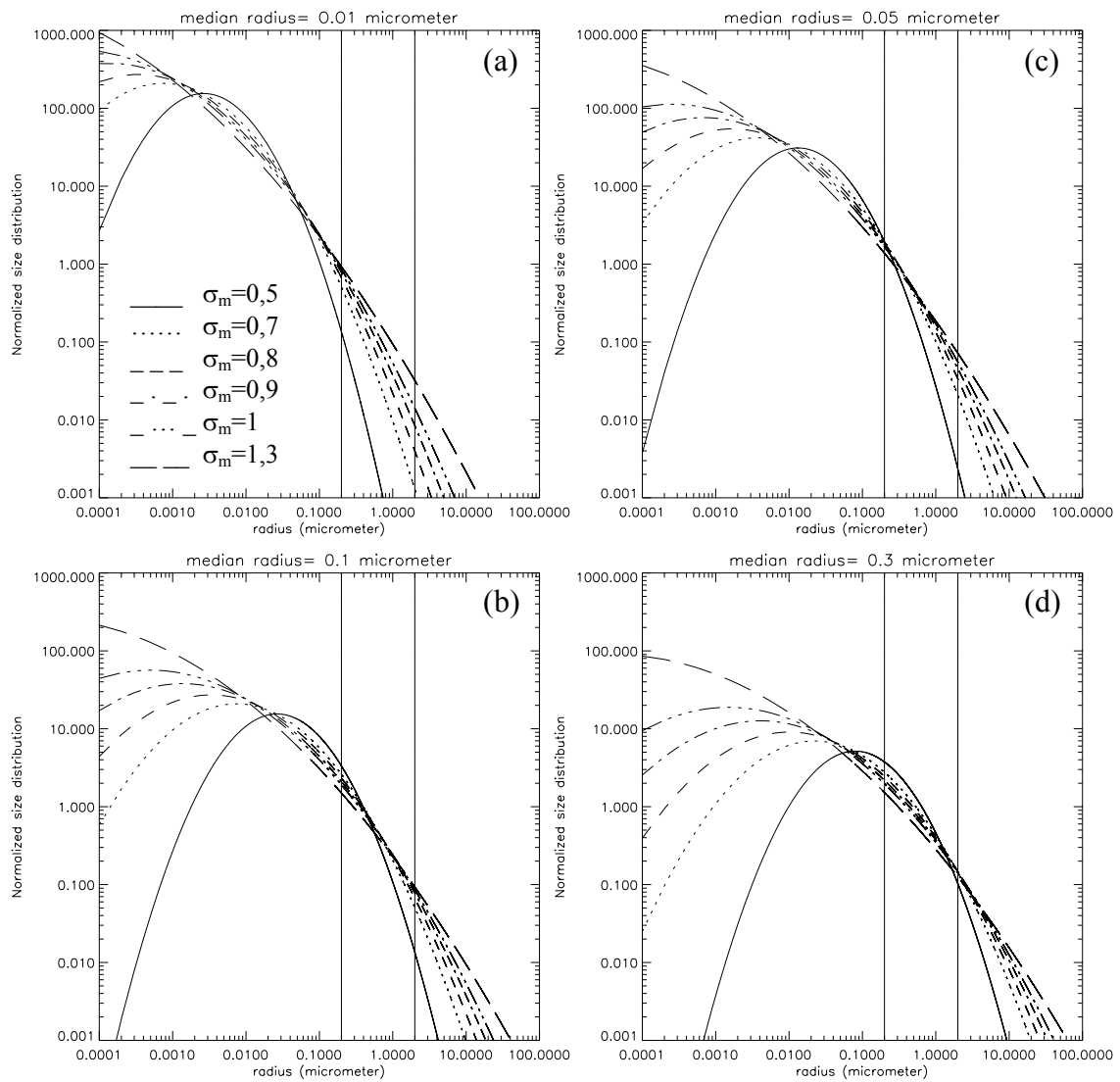


Figure 4-2: Distributions en taille des aérosols suivant la loi log-normale.

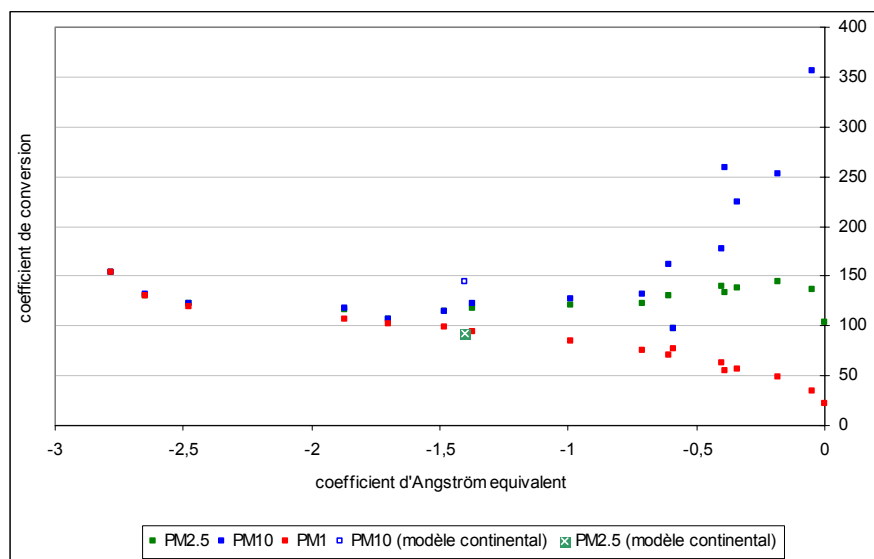
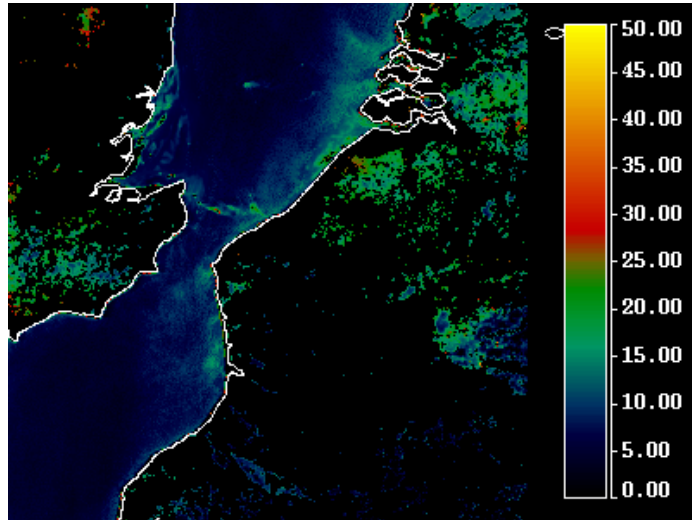


Figure 4-3: Coefficients de conversion calculés pour les différentes lois log-normales pour les  $PM_{10}$  (en bleu), les  $PM_{2.5}$  (en vert) et les  $PM_1$  (en rouge). Les coefficients du modèle continental OPAC sont donnés.

### 2-3-4 Exemple de produit satellitaire PM

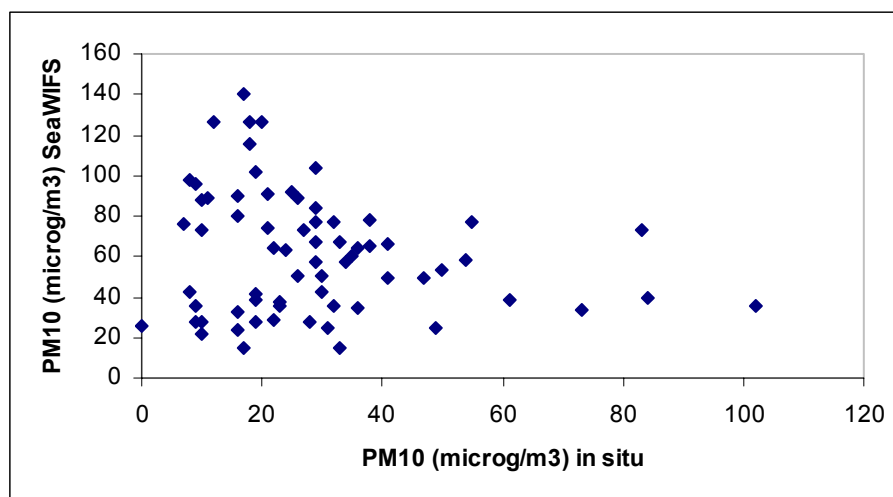
Les coefficients de conversion peuvent être simplement appliqués à une image satellitaire en épaisseur optique des aérosols. La figure (4-4) montre le produit satellitaire PM<sub>2.5</sub> à partir d'une image SeaWiFS acquise au-dessus de la zone EXPER/PF le 3 septembre 1999. Les valeurs aux alentours de 20  $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  en Flandres sont des valeurs comparables aux mesures des réseaux de surveillance de la qualité de l'air.



**Figure 4-4:** Produit satellitaire PM<sub>2.5</sub> ( $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ) d'une image SeaWiFS acquise au-dessus de la zone EXPER/PF le 03/09/1999.

### 2-3-5 Comparaison du produit satellitaire PM et des mesures in situ

La base de données EXPER/PF contient les images SeaWiFS depuis septembre 1997 jusqu'à Décembre 2004 avec 1 à 2 passages par jour au-dessus de la région. La figure (4-5) représente la comparaison entre les sites de prélèvement du réseau flamand de surveillance de la qualité de l'air (représentés par des ronds rouges sur la figure (4-1)) et du produit satellitaire PM obtenu à partir des images SeaWiFS sur l'année 1998.



**Figure 4-5:** Comparaison des produits satellitaires PM et des mesures in situ sur l'année 1998 à partir des données du réseau flamand.

Les mesures PM in situ ont été sélectionnées à l'heure la plus proche de l'heure de passage du satellite et les produits PM satellitaires, calculés à partir de l'équation (4-6), ont été sélectionnés sur le pixel le plus proche du site de prélèvement. Il ne semble pas y avoir de corrélation directe entre les mesures PM<sub>10</sub> in situ et les produits satellitaires PM<sub>10</sub>. Les produits satellitaires PM<sub>10</sub> sont largement surestimés par rapport aux

mesures in situ. Une série temporelle de produits satellitaires PM moyennés sur un disque de 50 km autour de Lille montre des variations saisonnières du produit satellitaire PM avec des valeurs très supérieures aux mesures in situ (Vidot et al., 2004). Les mesures PM in situ sont comprises entre 10 et 40  $\mu\text{g.m}^{-3}$  pour la majeure partie des mesures, avec quelques événements de poussière atteignant 100  $\mu\text{g.m}^{-3}$ . Les sources d'erreur du produit satellitaire PM sont multiples :

- Il n'y a pas d'information fine sur le modèle d'aérosol.
- L'échelle de hauteur des aérosols, qui modifie en proportion le coefficient de conversion (Eq. 4-5), n'est pas connue.
- L'humidité relative est différente entre les mesures optiques des aérosols dans le milieu ambiant et la mesure PM de matière sèche.
- L'emplacement des sites de prélèvements des réseaux de la surveillance de la qualité de l'air : en effet, ces sites sont généralement en zone urbaine alors que depuis l'espace l'inversion des épaisseurs optiques des aérosols est réalisée au-dessus des cibles de végétation que l'on trouve plus généralement en zone rurale.

### 3 Amélioration du produit satellitaire PM

#### 3-1 Comparaison des données CIMEL et des mesures PM in situ

Dans un premier temps, pour éviter les sources d'erreurs dues au produit satellitaire des aérosols, nous allons comparer les mesures PM in situ avec les données optiques in situ. La figure (4-6) montre un événement de poussières sur Lille en janvier 2001.

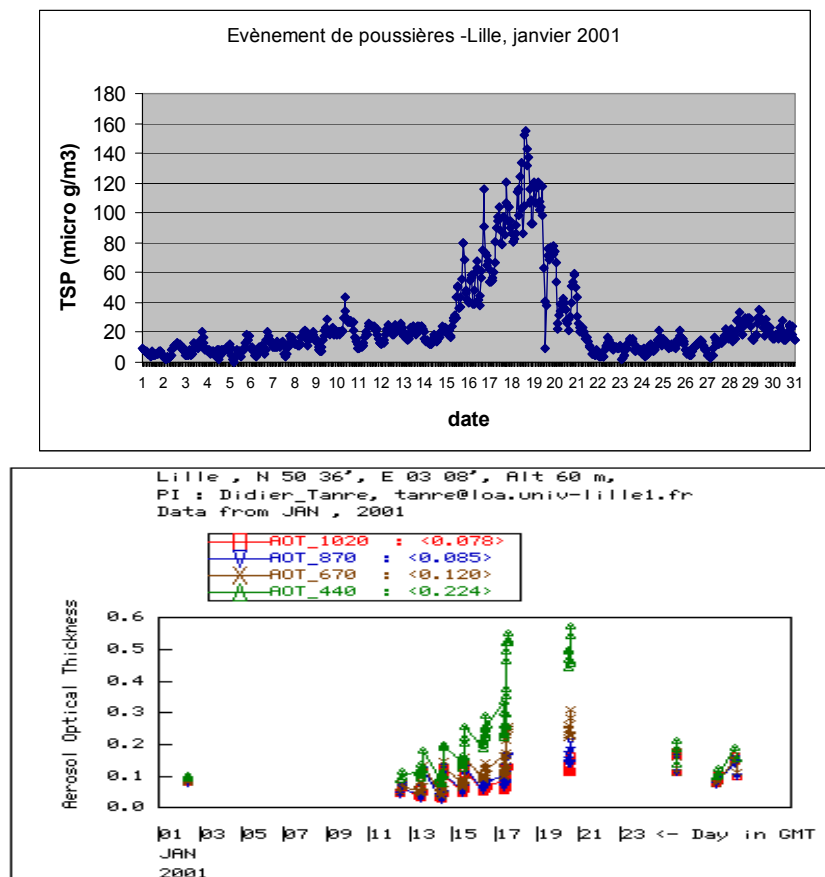
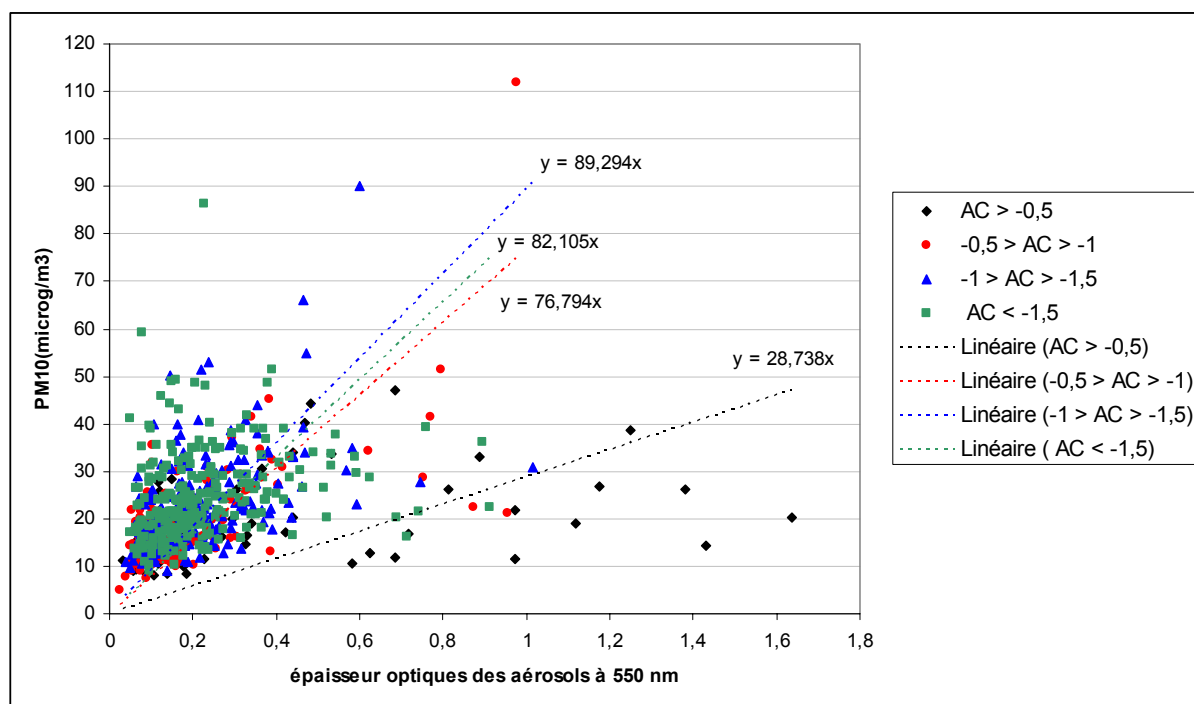


Figure 4-6: (en haut)  $\text{PM}_{10}$  ( $\mu\text{g.m}^{-3}$ ) à partir des mesures in situ de Veurne (51°N; 2,35°E). (en bas) Epaisseurs optiques des aérosols à 550 nm sur Oostende (51,13°N; 2,55°E).

Cet événement de poussières très important (avec des valeurs supérieures à  $140 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ) a été relevé sur une majeure partie du Nord de la France et de la Belgique. Lorsque l'on regarde les mesures optiques sur le site de Lille, on voit une augmentation significative des épaisseurs optiques des aérosols lors de l'événement de poussières (figure 4-6 en bas).

La figure (4-7) montre la comparaison des moyennes journalières des mesures  $\text{PM}_{10}$  avec les moyennes journalières des épaisseurs optiques des aérosols à 550 nm à partir du site AERONET de Lille et de 5 sites de prélèvement autour de Lille du réseau français de surveillance de la qualité de l'air. Les données de  $\text{PM}_{10}$  sont représentées en valeurs moyennes sur les 5 sites de prélèvement. Les données ont été comparées sur les années 1999 à 2002, soit 672 points pour 4 différentes classes de coefficient d'Angström (calculés à partir des épaisseurs optiques des aérosols à 440 et 870 nm et notés AC sur la figure).



**Figure 4-7 :** Epaisseurs optiques des aérosols à 500 nm en fonction des  $\text{PM}_{10}$  autour de Lille pour 4 classes de coefficient d'Angström.

On observe une faible linéarité entre les mesures  $\text{PM}_{10}$  et les épaisseurs optiques des aérosols avec deux tendances pour les régressions linéaires : une pente moyenne des régressions linéaires de 83 pour des coefficients d'Angström inférieurs à -0,5 et une pente de 29 pour des coefficients d'Angström supérieurs à -0,5. La valeur de 83 pour des coefficients d'Angström supérieurs à -0,5 est un peu inférieure aux estimations théoriques (Fig. 4-3) alors que la valeur de 29 pour des coefficients d'Angström supérieurs à -0,5 ne correspond pas du tout aux estimations théoriques (Fig. 4-3). Le modèle d'aérosol n'influence pas le coefficient de conversion sauf pour les grosses particules. Les particules ayant des coefficients d'Angström proches de zéro sont généralement des aérosols marins. Or, les aérosols marins sont des aérosols fortement hydratés alors que les  $\text{PM}_{10}$  sont relatifs à de la matière sèche. Comparé aux coefficients de conversion de la figure (4-7), le coefficient de conversion des  $\text{PM}_{10}$  de l'équation (4-6) semble trop important. Chu et al. (2002) ont comparés 29 journées de moyenne journalière des épaisseurs optiques des aérosols AERONET sur le site d'Ispra (Italie) avec des mesures de  $\text{PM}_{10}$  et la pente de la régression linéaire est de 55.

### 3-2 Approche statistique à l'aide des données auxiliaires

L'approche théorique, basée sur un calcul de coefficient d'extinction, et l'approche empirique, basée sur des comparaisons entre des épaisseurs optiques des aérosols in situ et des mesures de PM in situ, ne donnent

pas de coefficient de conversion satisfaisant. D'une part, lorsque l'on applique le coefficient de conversion de l'approche théorique à une importante base de données, il n'y a pas de corrélation (Fig. 4-5). D'autre part, les comparaisons empiriques des épaisseurs optiques des aérosols à 550 nm avec les mesures de PM<sub>10</sub> montrent un effet des grosses particules sur le coefficient de conversion. Il semble donc que les approches précédentes aient été trop restrictives avec beaucoup trop d'hypothèses (modèle d'aérosols, humidité relative, etc...).

### 3-2-1 Les données météorologiques auxiliaires

L'approche proposée maintenant est une approche statistique à partir de données AERONET d'épaisseurs optiques des aérosols à trois longueurs d'onde, de mesures PM<sub>10</sub> des réseaux de surveillance de la qualité de l'air associés à des données météorologiques auxiliaires. Les données météorologiques auxiliaires proviennent du « National Center for Environmental Prediction » (NCEP) fournies par le « Distributed Active Archive Center » (DAAC <http://daac.gsfc.nasa.gov>). Les fichiers NCEP contiennent plusieurs informations dont les vents zonaux et méridionaux (en m.s<sup>-1</sup>), la pression de surface (en millibars), l'humidité relative (en %) et la quantité d'eau précipitable (en kg.m<sup>-2</sup>). Les fichiers sont donnés toutes les 6 heures à l'échelle globale sur une grille de 1° par 1°. Le vent zonal est défini par une composante ouest-est comptée positivement vers l'est et le vent méridional est une composante sud-nord comptée positivement vers le nord. Les données météorologiques sur un site AERONET sont obtenues par interpolation sur la grille NCEP.

### 3-2-2 L'approche statistique

L'approche statistique est basée sur une méthode mathématique semi-paramétrique. L'aspect mathématique ne sera pas abordé dans ce travail mais les résultats ont fait l'objet d'un article en cours de soumission au « Journal of Geophysical Research » (Pelletier et al., 2005). Dans un premier temps, les 3 paramètres d'épaisseurs optiques des aérosols (à 440, 670 et 870 nm) sont réduits en 2 paramètres à l'aide d'une analyse en composante principale. Le paramètre  $\pi^i \tau_a$  (i=1,2) s'écrit alors :

$$\pi^i \tau_a = u_1^i \log \tau_a^{440} + u_2^i \log \tau_a^{670} + u_3^i \log \tau_a^{870}, \quad [4-10]$$

où les coefficients  $u_j^i$  (j=1,2,3) sont donnés à la table (4-1).

$u^1$	0,513	0,596	0,617
$u^2$	0,781	-0,028	-0,623

**Table 4-1:** Coefficients de l'analyse en composante principale.

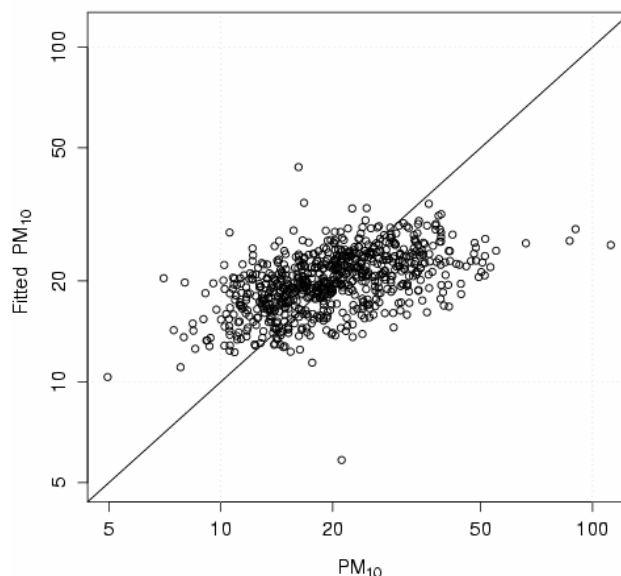
Le paramètre  $\pi^1 \tau_a$  correspond environ à la valeur moyenne des logarithmes des épaisseurs optiques des aérosols aux trois longueurs d'onde et le coefficient  $\pi^2 \tau_a$  est comparable à la différence de logarithme des épaisseurs optiques des aérosols à 440 et 870 nm. Ainsi,  $\pi^2 \tau_a$  est proportionnel à la pente moyenne du logarithme de l'épaisseur optique des aérosols, qui dépend de la longueur d'onde et qui se compare au coefficient d'Angström.

Ensuite différents modèles ont été évalués pour établir une relation entre les PM<sub>10</sub> mesurées et les PM<sub>10</sub> estimées à partir des modèles. Le premier modèle est une fonction linéaire des deux paramètres avec des coefficients constants sans utiliser les données auxiliaires. Le modèle s'écrit :

$$y = a_0 + a_1 \pi^1 \tau_a + a_2 \pi^2 \tau_a, \quad [4-11]$$

où  $a_0$ ,  $a_1$  et  $a_2$  sont les paramètres constants. Ce modèle est ajusté aux données PM<sub>10</sub> mesurées par une méthode de lissage par les moindres carrés.

La base de données EXPER/PF couplée aux données AERONET sur le site de Lille entre 1999 et 2002 a permis la sélection de 724 journées. La figure (4-8) représente les PM<sub>10</sub> estimées à partir du modèle en fonction des PM<sub>10</sub> mesurées. Les PM<sub>10</sub> sont estimées suivant le modèle linéaire avec une erreur moyenne de 35% et un coefficient de corrélation  $R^2=0,27$ .

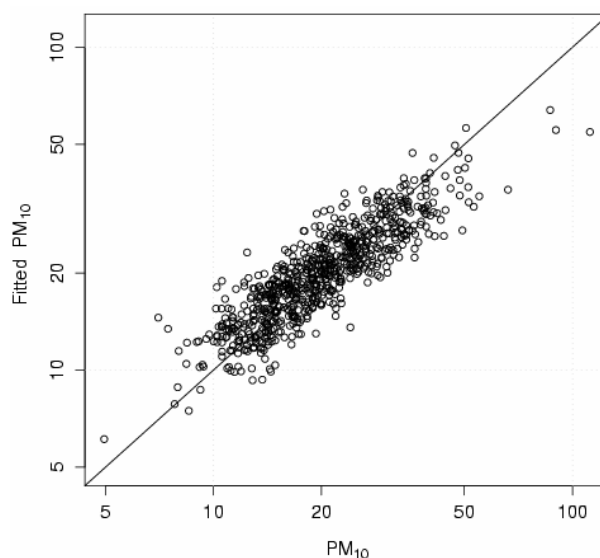


**Figure 4-8 :** PM<sub>10</sub> estimées à partir du modèle linéaire en fonction des PM<sub>10</sub> mesurés.

Le deuxième modèle est aussi une fonction linéaire des deux paramètres mais avec des coefficients qui sont des fonctions des données météorologiques auxiliaires. Il s'écrit :

$$y = f_0 + f_1 \pi^1 \tau_a + f_2 \pi^2 \tau_a, \quad [4-12]$$

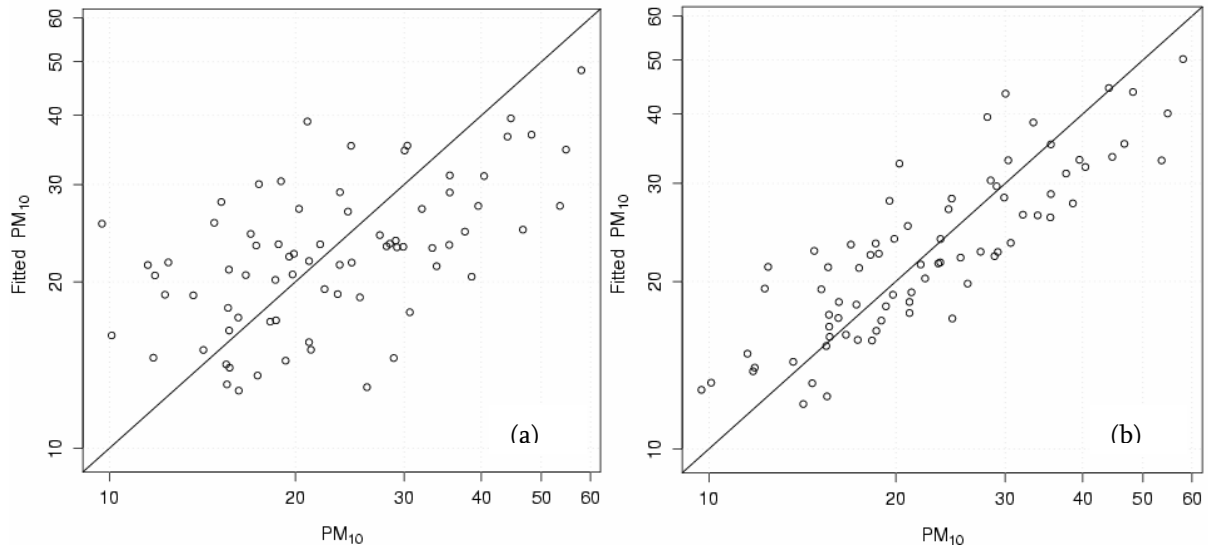
où  $f_0$ ,  $f_1$  et  $f_2$  sont des fonctions additives de fonctions qui ne dépendent que d'un paramètre auxiliaire (vitesse de vent, pression, humidité relative, eau précipitable et jour julien). Ce modèle est appelé AVCM (Additive Varying Coefficient Model). La figure (4-9) représente les PM<sub>10</sub> estimées à partir du modèle en fonction des PM<sub>10</sub> mesurées avec la méthode AVCM. La prise en compte des données auxiliaires améliore considérablement la corrélation. Avec le modèle AVCM, les PM<sub>10</sub> sont estimées avec une erreur moyenne de 20% et un coefficient de corrélation  $R^2=0,76$ . Une étude de chaque fonction  $f$  montre que ce sont les paramètres de vitesse de vent et du jour julien qui influencent le plus le modèle.



**Figure 4-9 :** PM<sub>10</sub> estimées à partir du modèle AVCM en fonction des PM<sub>10</sub> mesurés.

Le modèle AVCM a été développé à partir des données du site de Lille. On peut alors se demander si on peut appliquer ce modèle à un autre site, et s'il est généralisable partout. Le modèle AVCM a été appliqué au site de prélèvement des PM<sub>10</sub> de Veurne sur les données de la base en 2003. Ce site n'a pas de mesure AERONET mais il se trouve entre les sites de Dunkerque et d'Oostende. Les données AERONET ont donc

été moyennées sur les deux sites. 82 journées ont alors été sélectionnées. La figure (4-10a) représente les PM<sub>10</sub> estimées à partir du modèle AVCM en fonction des PM<sub>10</sub> mesurées. La corrélation sur le site de Veurne est moins bonne que sur le site de Lille. Les PM<sub>10</sub> sont estimées avec une erreur moyenne de 30% et un coefficient de corrélation R<sup>2</sup>=0,30. Cette mauvaise corrélation était prévisible étant donné que le modèle a été développé sur le site de Lille.



**Figure 4-10 :** (a) PM<sub>10</sub> estimées en fonction des PM<sub>10</sub> mesurées sur le site de Veurne à partir du modèle AVCM de l'équation (4-12). (b) même chose avec le modèle AVCM de l'équation (4-13).

Cependant, l'augmentation de l'épaisseur optique des aérosols avec les PM<sub>10</sub> devrait être la même partout. Les différences peuvent provenir des données auxiliaires et notamment des vitesses et des directions de vent. Un autre modèle a alors été appliqué en écrivant :

$$y = f_0 + a_1 \pi^1 \tau_a + a_2 \pi^2 \tau_a. \quad [4-13]$$

Ce modèle généralise la dépendance aux épaisseurs optiques des aérosols et prends en compte la particularité météorologique du site par l'intermédiaire du coefficient f<sub>0</sub> (défini comme dans l'équation (4-12)). La figure (4-10b) représente les PM<sub>10</sub> estimées à partir du modèle AVCM de l'équation (4-13) en fonction des PM<sub>10</sub> mesurées. Les PM<sub>10</sub> sont estimées avec une erreur moyenne de 22% et un coefficient de corrélation R<sup>2</sup>=0,70.

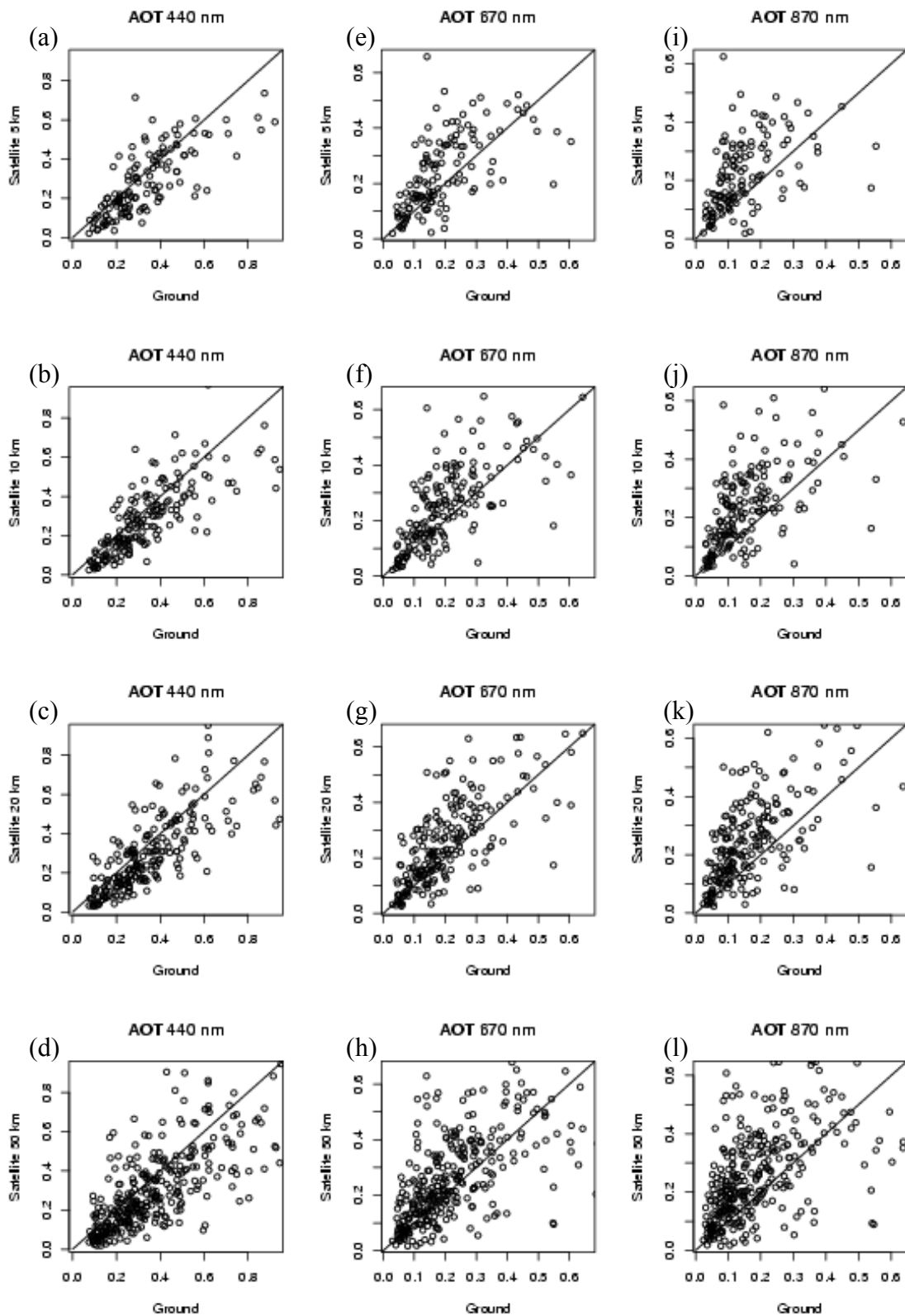
Ces résultats montrent la potentialité d'un modèle AVCM pour estimer les PM<sub>10</sub> à partir de données optiques et de données auxiliaires. Cependant il semble que la généralisation d'un modèle ne soit pas aussi évidente. Le modèle développé sur Lille et appliqué à Veurne diminue de moitié les performances du modèle. Il pourrait être alors intéressant de développer un seul modèle à partir de toutes les données des deux sites. Une limitation claire de la méthode est l'utilisation des données météorologiques sur une grille de 1° par 1° qui n'est vraiment pas assez fine pour des études locales. Enfin un paramètre qui n'a pas été pris en compte dans cette étude est le facteur correctif entre les mesures de PM<sub>10</sub> automatiques (TEOM) et les mesures de PM<sub>10</sub> sur filtre. Ce facteur correctif a été fixé à 1,3 au niveau européen mais une étude sur plusieurs villes françaises a montré qu'il varie plutôt entre 0,937 et 1,351 (Houdret et al., 2001).

### 3-3 Validation des épaisseurs optiques des aérosols SeaWiFS

L'application de la méthode AVCM à des données spatiales est tout à fait réalisable mais elle nécessite le produit aérosol dans le bleu, le rouge et le PIR. Une comparaison du produit aérosols SeaWiFS (tel qu'il est décrit au chapitre 3, c'est-à-dire avec le modèle de réflectance des LARS) a été réalisée avec les données AERONET de Lille à partir de la base de données EXPER/PF. La figure (4-11) illustre les épaisseurs optiques des aérosols à 440 nm (Figs. 4-11(a),(b),(c),(d)), à 670 nm (Figs. 4-11(e),(f),(g),(h)) et à 870 nm (Figs. 4-



11(i),(j),(k),(l)). Les épaisseurs optiques satellitaires ont été retrouvées sur les pixels LARS contenus dans un disque de 5km (Figs. 4-11(a),(e),(i)), de 10 km (Figs. 4-11(b),(f),(j)), de 20 km (Figs. 4-11(c),(g),(k)), de 50 km (Figs. 4-11(d),(h),(l)).

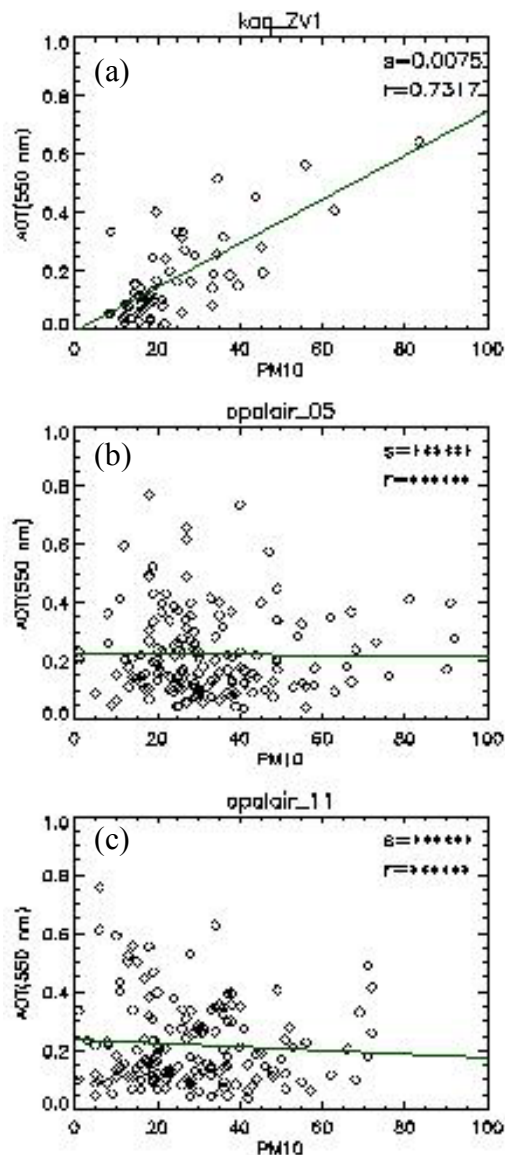


**Figure 4-11** : Comparaisons des produits aérosols à partir de la base de données EXPER/PF d'images SeaWiFS en fonction des données AERONET de Lille.

Comme nous l'avons vu sur la comparaison à l'aide de données AERONET sur plusieurs sites européens, l'épaisseur optique des aérosols SeaWiFS dans le bleu est bien retrouvée (Fig. 3-13(a)). L'épaisseur optique des aérosols SeaWiFS est légèrement surestimée dans le rouge et elle est encore plus surestimée dans le PIR. Outre le fait que l'augmentation de la taille de la zone sur laquelle les épaisseurs optiques sont moyennées, augmente le nombre de points, on remarque que la dispersion augmente aussi.

### 3-4 Comparaison des épaisseurs optiques des aérosols SeaWiFS et des $PM_{10}$

La figure (4-12) montre l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm de SeaWiFS en fonction des mesures de  $PM_{10}$ . Les épaisseurs optiques des aérosols ont été moyennées sur un rayon de 20km autour de la station de prélèvement et les mesures  $PM_{10}$  ont été sélectionnées à l'heure du passage du satellite. La figure (4-12a) représente la comparaison pour un site rural situé en Angleterre (Sevenoaks: 51.29 N, 0.2 E). Les figures (4-12b) et (4-12c) représentent les comparaisons pour deux sites urbains situés en France (Fort Mardycyk: 51.03 N, 2.31E et Grande Synthe: 51.01 N, 2.29 E, respectivement). La corrélation est bien meilleure pour le site rural que pour les deux sites urbains.



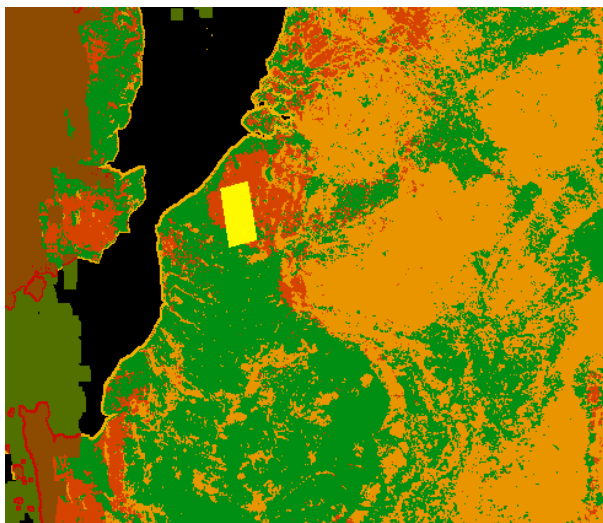
**Figure 4-12 :** Epaisseurs optiques de aérosols à 550 nm en fonction des  $PM_{10}$ , sur le site de Sevenoaks (a), sur le site de Fort Mardycyk (b) et sur le site de Grande Synthe (c).

### 3-5 Ajustements des réflectances de surface

La réflectance de surface des pixels LARS est donnée par l'équation (3-4). La détermination de la réflectance de surface nécessite de connaître la réflectance de la DDV associée à chaque biome, la pente  $\chi$  de correction de la réflectance de surface en fonction de l'ARVI et d'un coefficient C de normalisation mensuelle, c'est-à-dire de lissage entre le passage des réflectances de DDV d'hiver et d'été. Lorsque l'on regarde la figure (4-11), on observe une légère surestimation de l'épaisseur optique des aérosols à 670 nm. Si l'on augmente légèrement la réflectance de surface dans le rouge, on devrait éliminer cette surestimation. Une étude de sensibilité a donc été réalisée à partir de la base de données EXPER/PF sur la réflectance de surface dans le rouge. Pour étudier la sensibilité des produits aérosols à la réflectance de surface, 6 facteurs multiplicatifs ont été appliqués au coefficient de normalisation mensuelle : 1 (valeur nominale) ; 1,1 ; 1,2 ; 1,3 ; 1,4 et 2. Le coefficient de normalisation en juillet vaut 1,022. Pour une réflectance de surface nominale dans le rouge de 2,5%, la réflectance de surface de la DDV utilisée dans l'inversion sera égale à :

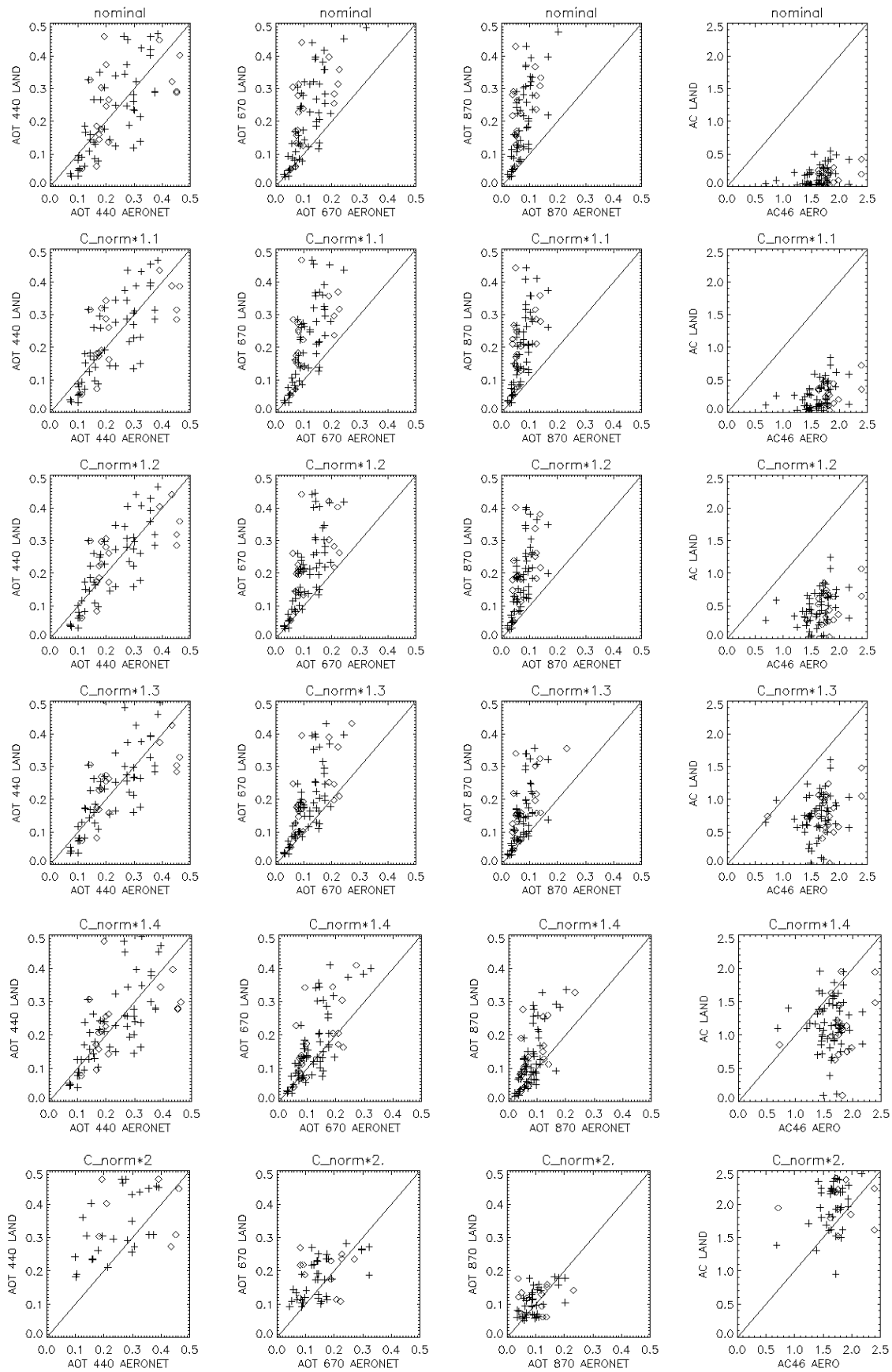
- 2,56 % pour un facteur multiplicatif de 1.
- 2,58 % pour un facteur multiplicatif de 1,1.
- 3,07 % pour un facteur multiplicatif de 1,2.
- 3,32 % pour un facteur multiplicatif de 1,3.
- 3,58 % pour un facteur multiplicatif de 1,4.
- 5,12 % pour un facteur multiplicatif de 2.

Avec un facteur multiplicatif de 1,4, la réflectance de surface à 670 nm est augmentée de 1% environ. Afin de connaître l'impact de la réflectance de surface sur les produits aérosols pour les deux périodes (été et hiver), nous avons traité les mois de juillet et de décembre de la base de données SeaWiFS entre 1997 et 2004. Les épaisseurs optiques des aérosols et le coefficient d'Angström ont été extraits sur un pavé de  $0,5^\circ$  par  $0,5^\circ$  centré sur la latitude de  $50,8^\circ\text{N}$  et la longitude de  $3,1^\circ\text{E}$ . La figure (4-13) illustre la zone d'extraction sur une image SeaWiFS de la zone EXPER/PF. Ensuite les valeurs moyennes ont été calculées sur la zone d'extraction.



**Figure 4-13 :** Image SeaWiFS du 30 juillet 2004 couvrant la zone EXPER/PF. La zone d'extraction est repérée par le carré jaune.

La figure (4-14) montre les comparaisons pour les différents coefficients correctifs (rappelés au-dessus de chaque graphique) des épaisseurs optiques des aérosols dans le bleu (1<sup>ère</sup> colonne), dans le rouge (2<sup>ème</sup> colonne) et dans le PIR (3<sup>ème</sup> colonne) et du coefficient d'Angström calculé à partir du bleu et du rouge (4<sup>ème</sup> colonne). Les croix représentent les comparaisons avec les données AERONET de Lille et les losanges avec les données AERONET d'Oostende. La figure (4-15) représente les histogrammes du rapport du produit AERONET sur le produit SeaWiFS. La table (4-2) donne les valeurs moyennes et les écarts-type des histogrammes de la figure (4-15).

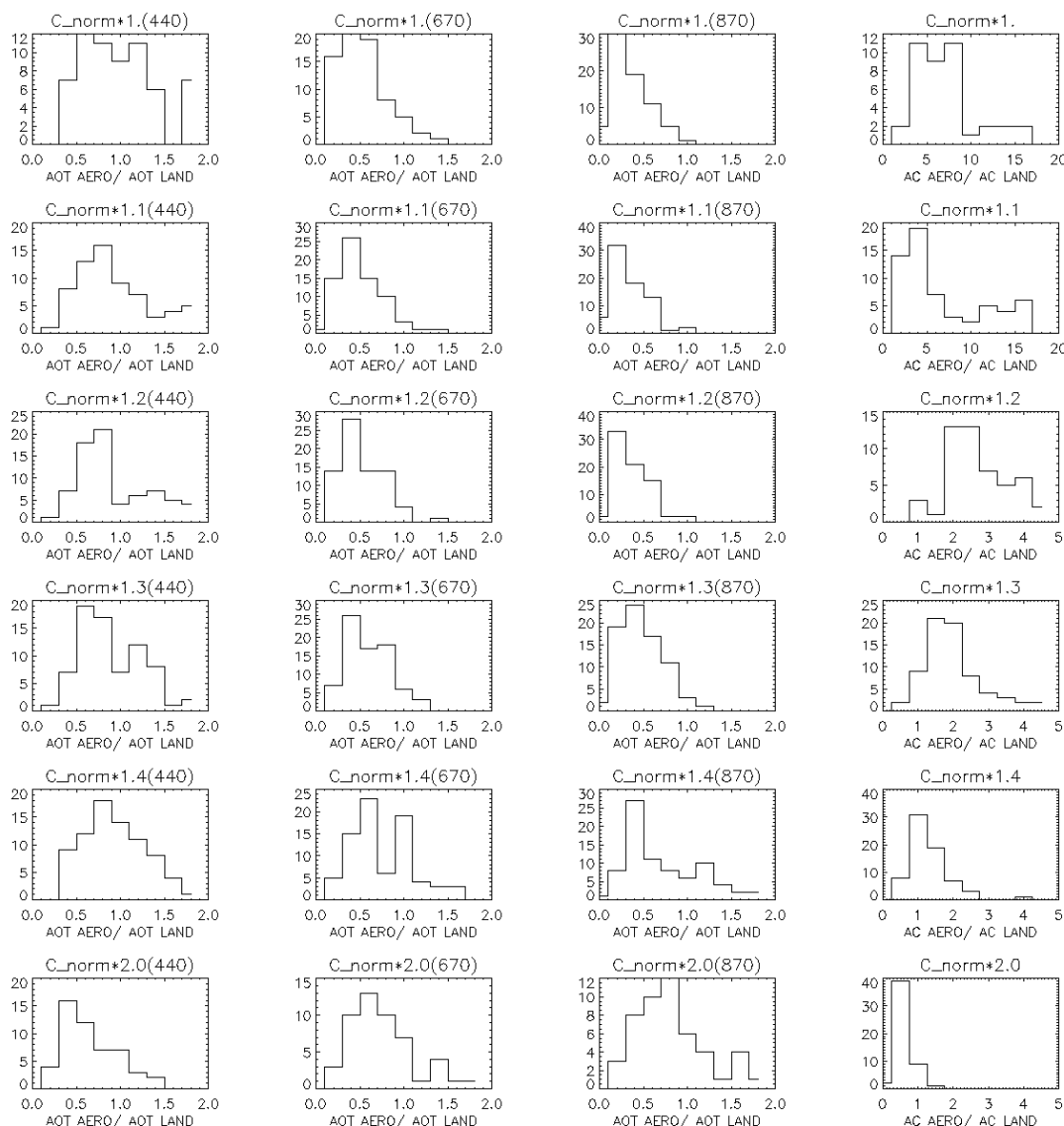


**Figure 4-14:** Epaisseurs optiques des aérosols SeaWiFS en fonction de AERONET. Les croix représentent les données de Lille et les losanges les données d'Oostende.

Facteur correctif	$\langle \tau_a (440) \rangle$	E.T.	$\langle \tau_a (670) \rangle$	E.T.	$\langle \tau_a (870) \rangle$	E.T.	$\langle \alpha \rangle$	E.T.
1	1,23	0,59	0,63	0,28	0,45	0,22	23,42	20,18
1,1	1,14	0,54	0,60	0,25	0,44	0,21	13,12	14,61
1,2	1,06	0,48	0,61	0,23	0,47	0,21	8,03	14,46
1,3	1,04	0,43	0,69	0,25	0,58	0,25	4,88	13,19
1,4	1,06	0,39	0,85	0,36	0,81	0,42	1,90	2,36
2	0,76	0,30	0,87	0,39	0,97	0,46	0,87	0,23

**Table 4-2 :** Valeurs moyennes et écart-types (E.T.) des rapports du produit AERONET sur le produit SeaWiFS.

Dans le bleu le produit n'est pas dégradé pour des facteurs correctifs inférieurs à 1,4 alors que pour un facteur correctif de 2, les épaisseurs optiques des aérosols SeaWiFS ne sont plus comparables à celles d'AERONET. Le facteur correctif de 1,4 semble être le plus approprié pour diminuer les écarts entre les produits SeaWiFS et les produits AERONET avec une valeur moyenne du rapport de  $1,06 \pm 0,39$  dans le bleu,  $0,85 \pm 0,36$  dans le rouge,  $0,81 \pm 0,42$  dans le PIR. On remarque que les écart-types sont plus grands que pour le cas nominal.



**Figure 4-15:** Histogrammes du rapport du produit AERONET sur le produit SeaWiFS. Les résultats sur les deux sites sont utilisés.

## 4 Conclusion

La conversion de l'épaisseur optique des aérosols en PM n'est pas une tâche facile. L'approche théorique développée à partir d'une longueur d'onde ne donne pas de résultats toujours satisfaisants lorsqu'elle est appliquée à la base de données EXPER/PF, surtout pour les sites urbains. L'approche empirique basée sur la comparaison des épaisseurs optiques des aérosols in situ et des PM donne des résultats trop dispersés. Dans ces deux approches, le modèle d'aérosols n'influence pas la conversion, excepté pour les grosses particules, ce qui peut être expliqué par la différence d'humidité relative entre les mesures optiques in situ et les mesures PM de matière sèche. Il semble donc que les approches précédentes sont trop restrictives car réalisées avec beaucoup trop d'hypothèses (modèle d'aérosols, humidité relative, etc...). Une approche statistique basée sur les épaisseurs optiques des aérosols dans le bleu, le rouge et le PIR et sur des données météorologiques auxiliaires donne de très bons résultats. Cependant, cette approche statistique développée sur un site ne s'applique pas à un autre site. Pour régionaliser l'approche, il est indispensable d'avoir une base de données auxiliaires plus fine. Enfin, l'application de cette approche à des données spatiales nécessite des produits aérosol suffisamment sûrs dans le bleu, le rouge et le PIR. A l'échelle régionale, le produit aérosol peut être amélioré dans le rouge et le PIR par l'application d'un facteur correctif sur la réflectance de la DDV dans le rouge. Les perspectives de ce travail sont donc de régionaliser l'approche statistique à l'aide de données météorologiques sur une grille plus fine, de l'appliquer à la base de données SeaWiFS pour enfin valider le produit satellitaire PM avec les mesures de PM in situ.

## 5 Références bibliographiques

- Chu, D. A., Kaufman, Y. J., Zibordi, G., Chern, J. D., Mao, J., Li, C., and Holben, B. N., « Global monitoring of air pollution over land from the Earth Observing System-Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) », *Journal of Geophysical Research*, **108**, no. D21, ACH 4 1-18, 2003.
- Directive 1999/30/CE du Conseil, du 22 avril 1999, relative à la fixation de valeurs limites pour l'anhydride sulfureux, le dioxyde d'azote et les oxydes d'azote, les particules et le plomb dans l'air ambiant, *Journal officiel*, **L 163**, pp. 0041 – 0060, 29/06/1999. ([http://admi.net/eur/loi/leg\\_euro/fr\\_399L0030.html](http://admi.net/eur/loi/leg_euro/fr_399L0030.html))
- Hess, M., Koepke, P., and Schult., I., "Optical Properties of Aerosols and Clouds: the software package OPAC", *Bulletin of the American Meteorology Society*, **79**, pp. 831-844, 1998.
- Houdret, J. L., Mathe, F., Dybiak, R., et Angotzi, C., « Métrologie des particules. Programme pilote national de surveillances des particules PM10 et PM2,5 », *Rapport de l'Ecole des Mines de Douai*, Département Chimie et Environnement, ([www.lcsqa.org/rapport/ rap/prog2001/emd/LCSQA3Partie1.PDF](http://www.lcsqa.org/rapport/rap/prog2001/emd/LCSQA3Partie1.PDF)), Décembre 2001.
- Kaufman, Y. J., Tanré, D., and Boucher, O., « A satellite view of aerosols in the climate system », *Nature*, **419**, pp. 215-223, 2002.
- Liu, Y., Park, R. J., Jacob, D. J., Li, Q., Kilaru, V., and Sarnat, J. A., Mapping annual mean ground-level PM2.5 concentrations using Multiangle Imaging Spectroradiometer aerosol optical thickness over the continuous United States, *Journal of Geophysical Research*, **109**, no. D22206, pp. 1-10, 2004.
- Pelletier, B, Santer, R., and Vidot, J., « Prediction of particulate matter: a semiparametric approach », en cour de soumission dans *Journal of Geophysical Research*, 2005.

- Ramon, R., Santer, R., and Vidot, J., « Determination of fine particulate matter from MERIS and SeaWiFS aerosol data », *Proceedings of the MERIS user workshop*, ESA ESRIN, 10-13 November 2003, Frascati, Italy, Proceedings on CD-ROM, 2004.
- Sarigiannis, D., Sifakis, N. I., Soulakellis, N., Tombrou, M., Schäfer, K., “Satellite-derived determination of PM10 concentration and of the associated risk on public health”, In *Remote sensing of Clouds and the Atmosphere VIII*, edited by Klaus P. Schäfer, Adolfo Comeron, Michel R. Carleer, Richard H. Picard, Proceedings of SPIE, **5235**, pp. 408-416, 2003.
- Vidot, J., Santer, R., and Ramon, R., « Remote sensing of particulate matter using SeaWiFS », In *Remote sensing of Clouds and the Atmosphere VIII*, edited by Klaus P. Schäfer, Adolfo Comeron, Michel R. Carleer, Richard H. Picard, Proceedings of SPIE, **5235**, pp. 619-626, 2004.
- Wang, J., and Christopher, A., « Intercomparison between satellite-derived aerosol optical thickness and PM2.5 mass: Implications for air quality studies », *Geophysical Research Letters*, **30** (21), ASC 4 1-4, 2003.

# CHAPITRE 5

## Corrections atmosphériques au-dessus des eaux intérieures

### 1 Introduction

Dans le cadre d'un programme mondial pour l'évaluation des ressources en eau mené par les Nations Unies, un rapport montre qu'en ce début de XXI<sup>ème</sup> siècle, la Terre est confrontée à une grave crise de l'eau (Rapport ONU/WWAP, 2003). Selon l'organisation mondiale de la santé (OMS), en 2002, 1,1 milliard de personnes ne disposaient pas d'un service d'approvisionnement en eau approprié, 2,6 milliards de personnes n'avaient pas accès à des moyens d'assainissement appropriés, et environ 1,8 million de personnes, dont 90% d'enfants de moins de cinq ans, meurent chaque année des suites de maladies diarrhéiques. La conférence internationale sur l'eau et l'environnement de Dublin en 1992 a défini quatre grands principes dont le premier est : « L'eau douce – ressource fragile et non renouvelable – est indispensable à la vie, au développement et à l'environnement ». L'eau douce a de multiples sources dont les principales sont les nappes phréatiques, les pluies, les glaciers et les lacs. Les deux tiers de cette eau douce sont en outre immobilisés dans les glaciers et les neiges éternelles. Les lacs ne représentent que 2,53% des ressources en eau douce sur Terre. Néanmoins, ils constituent de larges réservoirs naturels d'eau qui nécessitent un contrôle particulier de leur qualité. Les technologies courantes de mesure des indicateurs et des facteurs affectant la qualité de l'eau requièrent des mesures in situ dépouillées en laboratoire. Ces mesures nécessitent beaucoup de temps et ne donnent pas une vue complète nécessaire à un contrôle global de la qualité de l'eau. Pour cela, l'utilisation de l'observation spatiale représente un outil complémentaire à l'étude de la qualité des eaux de lacs (Lindell et al., 1999). Dans le cadre du projet européen SISCAL, nous avons été en charge de développer un algorithme de corrections atmosphériques au-dessus des eaux intérieures. Voulant profiter de l'expérience acquise autour du développement de l'algorithme pour le capteur MERIS, nous avons développé un algorithme de corrections atmosphériques au-dessus des eaux intérieures basé sur la télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées.



### 2 Application dans le cadre du projet SISCAL

#### 2-1 *Le projet SISCAL (<http://www.siscal.net>)*

Le projet SISCAL (Satellite Information System for Coastal Areas and Lakes) (Fell et al., 2002), financé par la Communauté Européenne, a pour but de promouvoir un accès simplifié aux produits issus de l'observation spatiale pour les utilisateurs concernés par le contrôle de la qualité des eaux dans les milieux côtiers et les lacs. Cet objectif est réalisé par le processeur SISCAL qui offre, par l'intermédiaire d'Internet, des produits issus de l'observation spatiale, un système d'information géographique et des boîtes à outils pour l'analyse de données. Une des demandes principales des utilisateurs finaux de SISCAL était d'être assuré d'avoir une compatibilité des produits quel que soit le capteur sélectionné. Ceci est réalisé pour les capteurs « couleur de l'eau », à travers le développement d'un seul et unique algorithme appliqué à des instruments comparables à SeaWiFS. Les capteurs retenus sont MERIS et MODIS qui offrent des caractéristiques spectrales proches de SeaWiFS (Table 5-1). Les épaisseurs optiques de l'ozone sont calculées pour 350 DU à partir des longueurs d'onde des bandes SeaWiFS.



La possibilité de traiter des données Landsat/TM pour des études locales par l'intermédiaire de la chaîne de traitement SISCAL a été évaluée mais la qualité radiométrique des données étant trop faible pour des observations marines, le capteur TM n'a pas été introduit dans la chaîne de traitement. L'approche proposée est motivée par les similarités de la plupart des bandes spectrales des capteurs « couleur de l'eau ». Cette similarité est la conséquence directe de la présence de signatures spectrales typiques des constituants de l'eau et de l'atmosphère. Le réglage des bandes des capteurs « couleur de l'eau » est fait de façon à maximiser le contenu en information du spectre mesuré au sommet de l'atmosphère. SeaWiFS, qui est le plus ancien des capteurs et qui fournit des données en continu depuis septembre 1997, est notre référence. Wang (1999) a montré que le schéma de corrections atmosphériques de SeaWiFS appliqué aux capteurs MOS, OCTS et POLDER est aussi précis que pour SeaWiFS tant que l'angle zénithal solaire reste inférieur à 60°.

SeaWiFS				MODIS				MERIS			
N° de Bande	$\lambda(\text{nm})$	$\tau_{\text{O}_3}$	$E_s$	N° de Bande	$\lambda(\text{nm})$	$\tau_{\text{O}_3}$	$E_s$	N° de Bande	$\lambda(\text{nm})$	$\tau_{\text{O}_3}$	$E_s$
1	412	0,0003	170,8	8	412,5	0,0003	170,8	1	412,5	0,0001	166,1
2	443	0,0014	189,5	9	443	0,0014	189,5	2	442,5	0,0011	181,4
3	490	0,0089	193,7	10	488	0,0089	193,7	3	490	0,0067	186,4
4	510	0,0147	188,4	11	531	0,0245	188,1	4	510	0,0137	186,7
5	555	0,0327	185,3	12	551	0,0327	185,3	5	560	0,0350	174,4
6	670	0,0164	153,4	13	667	0,0164	153,4	7	665	0,0172	148,2
7	765	0,0029	122,2	15	748	0,0046	125,6	12	778,75	0,0025	122,5
8	865	0,0017	98,8	16	869,5	0,0017	98,8	13	865	0,0007	92,7

**Table 5-1** : Caractéristiques spectrales de MODIS et MERIS par rapport à SeaWiFS (numéro de bande et longueur d'onde centrale), épaisseur optique de l'ozone et éclairement solaire (en  $\text{mW.cm}^{-2}.\text{nm}^{-1}.\text{sr}^{-1}$ ).

Afin d'appliquer le même algorithme aux trois capteurs et d'avoir une meilleure compatibilité entre les différentes données, un module de conversion des bandes MERIS et MODIS en pseudo-bandes SeaWiFS est appliqué (Santer et Vidot, 2003). Pour cela, une conversion des luminances mesurées au sommet de l'atmosphère de chaque bande des capteurs MERIS et MODIS est nécessaire. Les éclairagements solaires dépendant de la largeur des différentes bandes spectrales doivent être pris en compte (Table 5-1). La figure (5-1) montre la première partie de l'algorithme de corrections atmosphériques qui est réalisée en trois étapes :

- Génération des pseudo-bandes SeaWiFS à partir des bandes des capteurs MERIS et MODIS,
- Conversion des luminances TOA en réflectances TOA suivant l'équation (2-6).
- Correction de l'absorption gazeuse. La correction de l'absorption gazeuse concerne d'une part l'absorption par l'ozone dans toutes les bandes. Celle-ci est réalisée à l'aide des épaisseurs optiques de l'ozone données à la Table (5-1) et des équations (2-7) et (2-8). Mais la correction de l'absorption gazeuse concerne d'autre part la forte absorption de l'oxygène autour de 761 nm qui doit être appliquée à la bande 7 de SeaWiFS pour être compatible avec MERIS et MODIS. Cette correction est réalisée en appliquant l'équation suivante (Ding et Gordon, 1995) :

$$\rho_{ng}^{(7)} = \rho_{ng}^{(7)} \cdot (1 + 10^{-1.0796 + 9.048 \cdot 10^{-2} m - 6.8452 \cdot 10^{-3} m^2}), \quad [5-1]$$

où m est la masse d'air (Eq. 1-6).

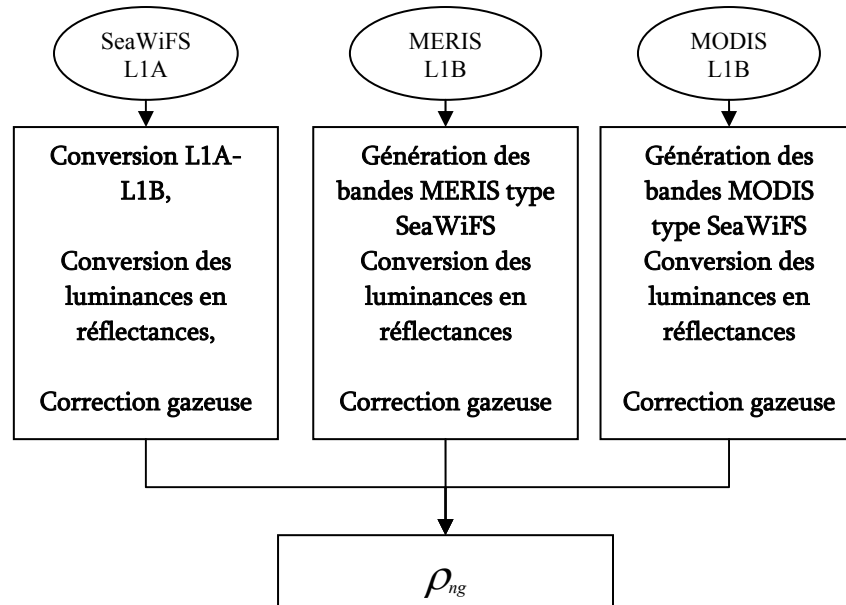


Figure 5-1 : Module de conversion des bandes et de correction gazeuse de l'algorithme SISCAL.

## 2-2 Principe des corrections atmosphériques au-dessus des eaux intérieures

Le principe des corrections atmosphériques au-dessus des eaux intérieures de l'algorithme SISCAL ne s'appuie pas sur les approches classiques. Généralement, les méthodes développées pour la « couleur de l'eau » sont basées sur l'hypothèse de la réflectance nulle de l'eau dans le PIR (Gordon, 1997). Cette méthode a été appliquée sur le capteur SeaWiFS (Gordon et Wang, 1994) et sur le capteur MERIS (Antoine et Morel, 1999). Cependant, l'hypothèse de la réflectance nulle de l'eau dans le PIR n'est plus valide dans le cas de forte turbidité de l'eau. Des méthodes alternatives ont alors été développées pour les eaux turbides. Par exemple pour SeaWiFS, Ruddick et al. (2000) propose une méthode basée sur l'homogénéité spatiale du rapport des deux bandes du PIR. Pour MERIS, Moore et al. (1999) propose une méthode itérative pour retrouver la réflectance de l'eau non nulle dans le PIR. L'approche innovante de l'algorithme SISCAL au-dessus des eaux intérieures est de s'affranchir des problèmes de corrections atmosphériques, liés à la turbidité de l'eau. Le principe des corrections atmosphériques au-dessus des eaux intérieures de l'algorithme SISCAL est basé sur l'homogénéité spatiale des aérosols retrouvés au-dessus de la végétation sombre sur des images de petites tailles (environ 100 par 100 km). Le modèle moyen d'aérosol permet alors de corriger de la diffusion par les aérosols une image centrée sur un lac (Vidot et Santer, 2003). L'avantage de cette méthode est de retrouver le signal atmosphérique sans interpréter le signal au-dessus de l'eau qui est généralement plus complexe pour les lacs que pour les océans ouverts.

### 2-2-1 Définitions des masques pour la classification des pixels

Dans un premier temps, nous allons définir les différents masques qui seront appliqués lors du traitement d'une image par l'algorithme SISCAL pour la classification des pixels.

- **Masque 1 : Classification des pixels terres émergées / eaux océaniques**

Ce masque repose sur l'information géographique, attachée aux fichiers de niveau 1, qui permet par exemple le tracé des lignes de côte et des contours des lacs. La distinction entre les eaux océaniques et les eaux intérieures est réalisée à l'aide du modèle d'élévation de terrain (GTOPO30) de résolution de 1 km pour lequel l'altitude des océans est fixée à 0 m.

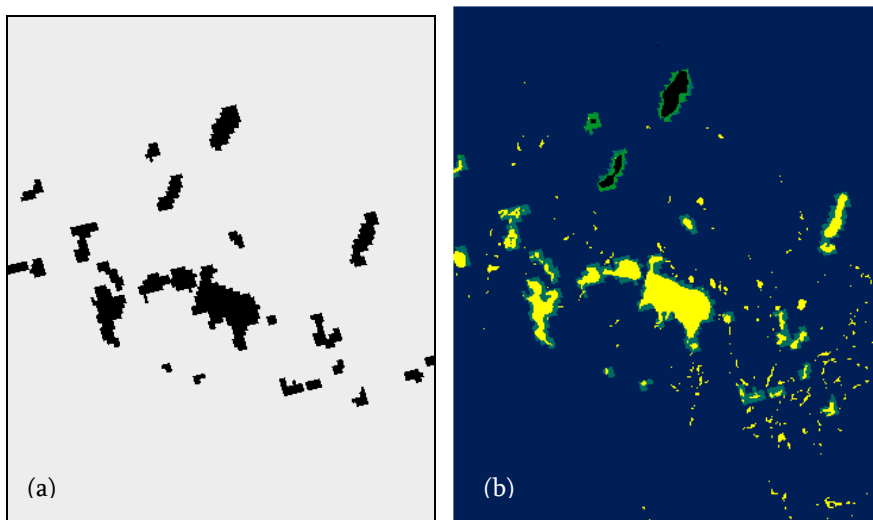
- **Masque 2 : Classification des pixels terres émergées / eaux intérieures**

Cette classification s'appuie sur un test radiométrique à 670 et 865 nm (voir le §2-5-4 du chapitre 2) pour les pixels terres émergées. Elle permet la classification des petits lacs qui ne sont pas géo-référencés comme de l'eau ou une meilleure localisation des lacs par rapport à une grossière classification géographique entre les terres et les eaux. Par exemple, la figure (5-2) montre la luminance à 865 nm d'une scène MERIS FR du 13 août 2003 au-dessus des multiples lacs du Nord de l'Allemagne (au centre le lac Müritz (53,42°N ; 12,72°E), surface de 117 km<sup>2</sup>). Les lacs sont facilement repérables par des valeurs faibles de luminances à 865 nm (en noir sur l'image). La figure (5-3a) représente la classification géographique entre les terres émergées et les eaux intérieures issues de l'image MERIS de niveau 1. Par rapport à l'image en luminance, un certain nombre de petits lacs n'ont pas été géo-référencés, ou bien ils l'ont été très grossièrement.



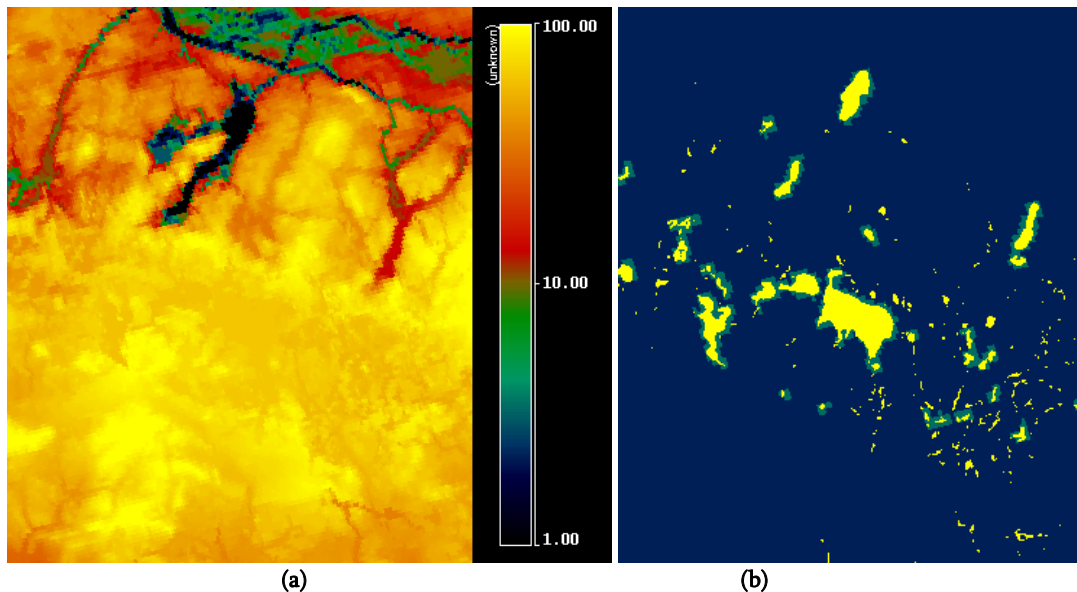
**Figure 5-2 :** Luminance à 865 nm d'une scène MERIS FR du 13 août 2003.

La figure (5-3b) montre la classification SISCAL des pixels de l'image. L'amélioration de la classification « terres émergées » (en bleu) et « eaux intérieures » (en jaune) à l'aide du test radiométrique est visible en comparant les figures (5-3b) et (5-2).



**Figure 5-3 :** (a) Classification géographique des terres émergées (en gris) et des eaux (en noir). (b) Image SISCAL des masques (noir=océan, bleu=terres, jaune=eaux intérieures, vert=non classé).

On remarque que certains lacs ont été classés comme des eaux océaniques (en noir). Cette mauvaise classification est expliquée par le DEM. En effet, celui-ci donne des valeurs égales à 0 pour toutes les zones d'altitude inférieure au niveau de la mer (Fig. 5-4a).



**Figure 5-4 :** (a) Élévation de terrain extraite du DEM. (b) Image SISCAL des masques (noir=océan, bleu=terres, jaune=eaux intérieures, vert=non classé) après correction de la valeur par défaut du DEM.

Ces lacs sont en dessous du niveau de la mer. Pour résoudre cette erreur de classification, la valeur nulle du DEM a été remplacée par une valeur de -9999 et la figure (5-4b) montre l'amélioration de la classification des pixels.

- **Masque 3 : Classification des pixels nuage et réflexion spéculaire du Soleil (ou "glitter")**

Les pixels nuageux ou pixels brillants sont classés par comparaison entre la réflectance à 443 nm, corrigée de l'absorption gazeuse et de la diffusion moléculaire, et des seuils pré-calculés. Il y a deux seuils, l'un pour l'eau et l'autre pour les terres. Le masque "glitter" est basé sur un seuil comparé à un calcul de probabilité de pente de vague dépendant de la vitesse de vent (Cox et Munck, 1954).

- **Masque 4 : Classification des pixels DDV**

La classification des pixels DDV pour l'inversion des propriétés optiques des aérosols est réalisée par comparaison entre l'ARVI et des seuils pré-calculés, suivant le type de biome (voir le §2-5-5 du chapitre 2).

- **Masque 5 : Masque sur la qualité des corrections atmosphériques**

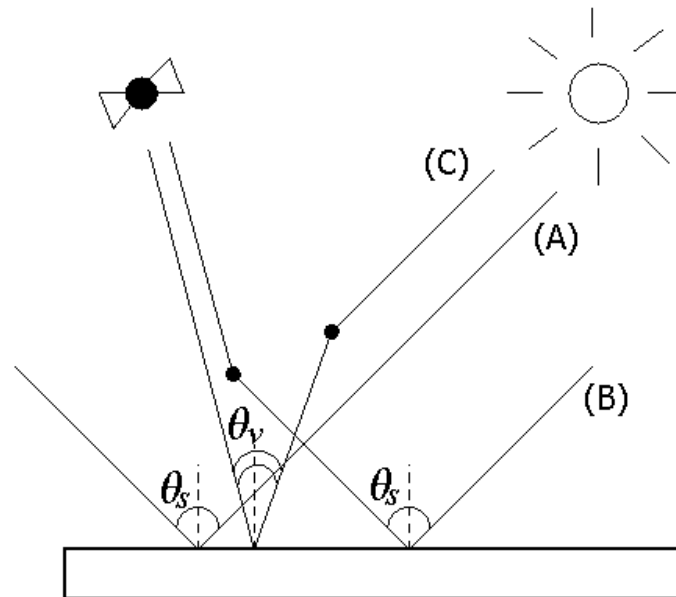
Ce masque a été développé pour classer les pixels en présence de signaux perturbateurs (comme la présence de nuages fins (cirrus ou trainées d'avion), les bords de nuages, etc...). Un seuil minimal sur le rapport  $\tau_a / \mu_s \mu_v$  (la valeur par défaut est de 1) où  $\tau_a$  est l'épaisseur optique des aérosols à 865 nm et  $\mu_s$  est le cosinus de l'angle zénithal solaire et  $\mu_v$  celui de l'angle zénithal d'observation.

### 2-2-2 La contribution de la réflexion de Fresnel dans la formulation du signal

Le schéma de corrections atmosphériques au-dessus des eaux intérieures, basé sur une formulation du signal au-dessus des terres émergées, ne prend pas en compte la contribution de la réflexion de Fresnel. Cette contribution dans l'approximation de la diffusion primaire est représentée schématiquement à la figure (5-5). Elle est décomposée en trois termes :

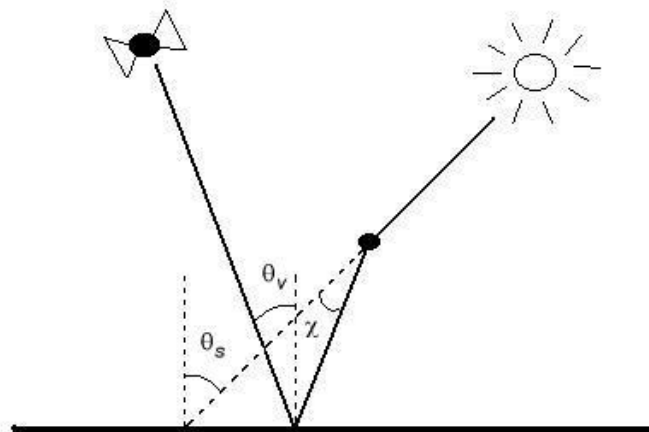
- Le terme direct-direct : ce terme correspond à la réflectance du glitter (A).

- Le terme direct-diffus : le photon est d'abord réfléchi sur la surface d'eau et ensuite diffusé par un aérosol ou une molécule vers le capteur (B).
- Le terme diffus-direct : le photon est d'abord diffusé par un aérosol ou une molécule et ensuite réfléchi sur la surface d'eau jusqu'au capteur (C).



**Figure 5-5 :** Représentation schématique des trois termes de la contribution au signal TOA de la réflexion de Fresnel sur une surface d'eau plane. (A) terme direct-direct, (B) terme direct-diffus et (C) terme diffus-direct.

Le terme direct-direct (A) qui correspond au glitter direct est évité grâce au dépointage de l'instrument SeaWiFS ou masqué pour MERIS et MODIS (masque 3). Le terme diffus-direct (C) exprime le couplage entre la diffusion avant et la réflexion de Fresnel (Fig. 5-6).



**Figure 5-6 :** représentation schématique du terme diffus-direct.

La contribution à la luminance atmosphérique du terme diffus-direct s'écrit :

$$dL_{atm} = \tau \frac{p(\chi)}{4\mu_v} r(\theta_v), \quad [5-2]$$

où  $\tau$  est l'épaisseur optique totale (Rayleigh + aérosols),  $\chi$  est l'angle de diffusion,  $r$  est le coefficient de Fresnel et  $P(\chi)$  est la fonction de phase totale qui s'écrit :

$$p(\chi) = \frac{\varpi_0 p_a(\chi)\tau_a + p_m(\chi)\tau_m}{\tau_a + \tau_m}. \quad [5-3]$$

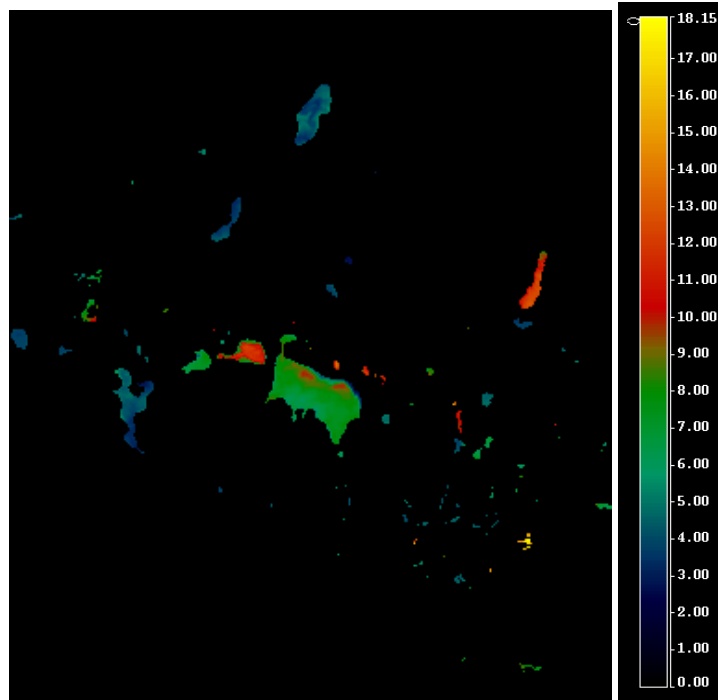
L'angle de diffusion  $\chi$  se calcule par :

$$\cos(\chi) = \cos(\theta_v) \cos(\theta_s) - \sin(\theta_s) \sin(\theta_v) \cos(\Delta\varphi). \quad [5-4]$$

La réflectance atmosphérique prenant en compte le terme de couplage diffus-direct, s'écrit simplement:

$$\rho_{atm}^{(0,F)} = \rho_{atm}^{(0)} \left[ 1 + \frac{p(\chi)}{p(\Theta)} r(\theta_v) \right]. \quad [5-5]$$

La figure (5-7) montre la contribution du terme diffus-direct sur l'image MERIS FR du 13/08/03 (voir la figure (5-2) de l'image en fausse couleur) selon l'équation (5-5).



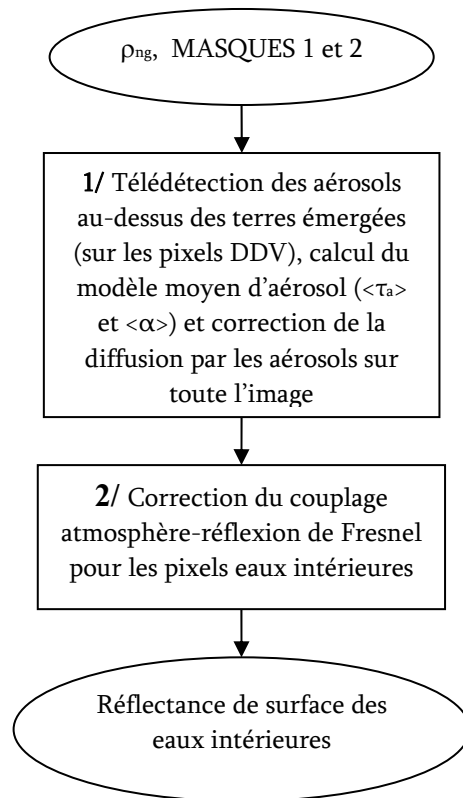
**Figure 5-7** : Contribution du terme diffus-direct sur la réflectance de surface (en %).

Le terme direct-diffus (B) qui correspond aux photons réfléchis sur la surface puis diffusés par l'atmosphère vers le capteur est un terme plus complexe à évaluer. Dans le schéma de correction atmosphérique ce terme a été négligé car, pour les eaux intérieures, il est essentiellement masqué par les terres. On peut néanmoins le formaliser dans le cas d'une observation au nadir. Ce formalisme est entièrement décrit dans l'annexe.

### 2-2-3 L'algorithme SISCAL de corrections atmosphériques

Les entrées de l'algorithme sont les 8 réflectances corrigées de l'absorption gazeuse et les masques 1 et 2 (classification des terres émergées, des océans et des eaux intérieures). La correction de la diffusion Rayleigh (voir le paragraphe 2-5-3 du chapitre 2) est alors appliquée à toute l'image et permet ensuite de calculer les masques 3 et 4 (nuages, glitter et DDV). La classification des pixels eaux intérieures et DDV étant réalisée, la deuxième partie de l'algorithme de corrections atmosphériques (représenté par un diagramme à la figure (5-8)) est appliquée aux trois capteurs. L'algorithme de corrections atmosphériques est réalisé en deux étapes :

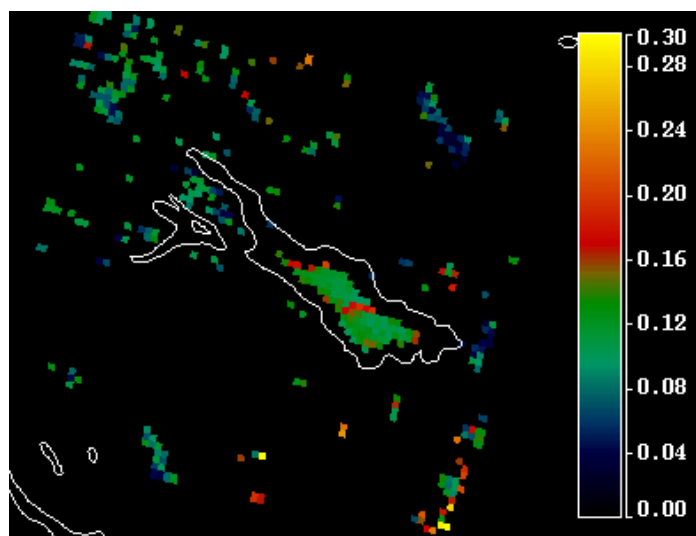
- Télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées sur une sous-scène (selon le schéma de la figure 2-5) et correction de la diffusion par les aérosols à partir du modèle moyen d'aérosol sur la sous-scène à l'aide de l'équation (2-3).
- Correction du couplage entre l'atmosphère et la réflexion de Fresnel.



**Figure 5-8** : Diagramme de l'algorithme SISCAL de corrections atmosphériques au-dessus des eaux intérieures.

### 2-3 Application aux données SeaWiFS et MERIS

L'algorithme SISCAL a été appliqué à des images SeaWiFS des deux plus grands lacs européens, le Lac Balaton (latitude : 46,5°N, longitude : 17,45°E, altitude: 104 m, longueur: 80 km, largeur: 10 km) et le Lac Constance (latitude : 47,35°N, longitude : 9,25°E, altitude: 396 m, longueur: 60 km, largeur: 15 km). Cette étude a fait l'objet d'un article qui est donné en annexe du chapitre. Pour illustrer les résultats obtenus lors de cette étude, nous avons appliqué l'algorithme SISCAL à une image SeaWiFS du 04/06/2003 acquise au-dessus du Lac Constance à 11:48:47. La figure (5-9) représente l'épaisseur optique des aérosols à 865 nm.

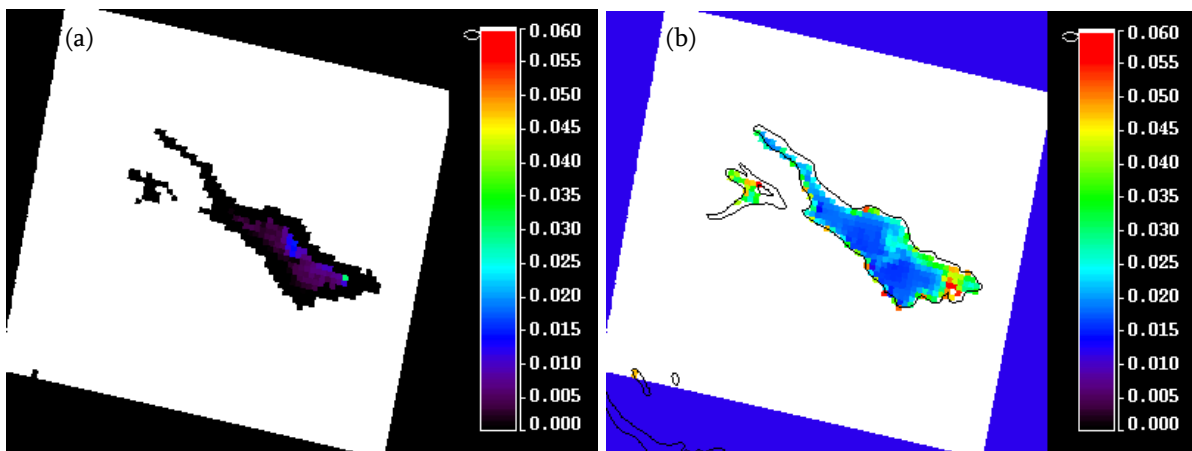


**Figure 5-9** : Epaisseur optique des aérosols à 865 nm à partir des données SeaWiFS de niveau 2 au-dessus du Lac Constance (délimité par le contour blanc) et à partir du produit intermédiaire SISCAL sur les terres émergées.

Le Lac Constance est délimité par le contour blanc. La taille de l'image SeaWiFS est de 66×68 pixels avec une résolution de 1,13 km soit environ 75 km<sup>2</sup>. L'épaisseur optique des aérosols à 865 nm au-dessus du lac a été obtenue à partir du logiciel SEADAS qui fournit les produits « couleur de l'eau » et les produits atmosphériques à partir du schéma de corrections atmosphériques développé pour SeaWiFS (Gordon et Wang, 1994). On observe sur la figure (5-9) que les épaisseurs optiques des aérosols à 865 nm du niveau 2 SeaWiFS ne couvrent pas toute la surface du lac. On peut avoir plusieurs interprétations sur ces pixels masqués :

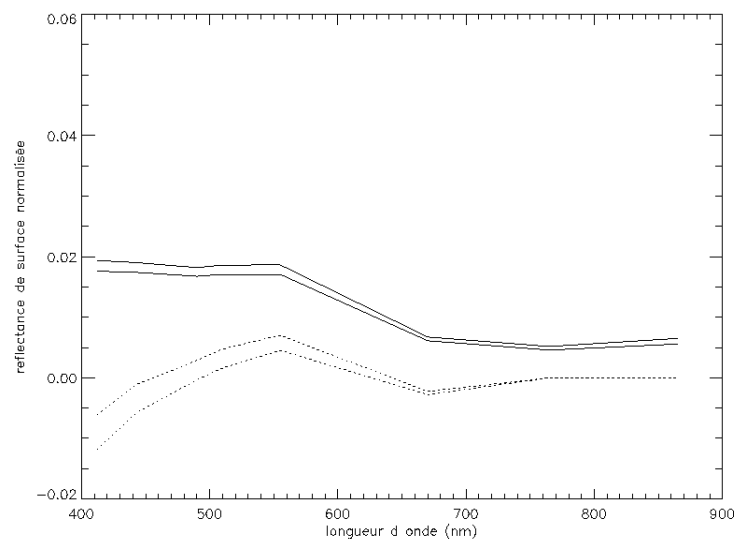
- Les pixels ne sont pas classés correctement car ils contiennent un mélange de terre et d'eau. Dans ce cas, la réflectance de surface est plus importante que la réflectance atmosphérique.
- Les pixels sont contaminés par les effets d'environnement.
- Les pixels traduisent la présence d'eau turbide.

La figure (5-10a) représente la réflectance de surface à 555 nm provenant du produit de niveau 2 SeaWiFS et la figure (5-10b) représente la réflectance de surface à 555 nm provenant du produit SISCAL.



**Figure 5-10** : Réflectances de surface à 555 nm à partir du niveau 2 SeaWiFS (a) et à partir du produit SISCAL (b).

Les valeurs absolues sont nettement plus fortes pour le produit SISCAL avec des réflectances de surface à 555 nm comprises entre 1,5% et 2,5%, alors qu'elles sont inférieures à 1,5% pour le produit niveau 2. La figure (5-11) représente, pour deux pixels situés au milieu du lac, les spectres de réflectance à partir du niveau 2 SeaWiFS (en trait pointillé) et à partir des produits SISCAL (en trait pleins).



**Figure 5-11** : Spectres de réflectances de surface des 2 pixels pris au milieu du lac à partir du produit de niveau 2 SeaWiFS (en traits pointillés) et à partir du produit SISCAL (en traits pleins).

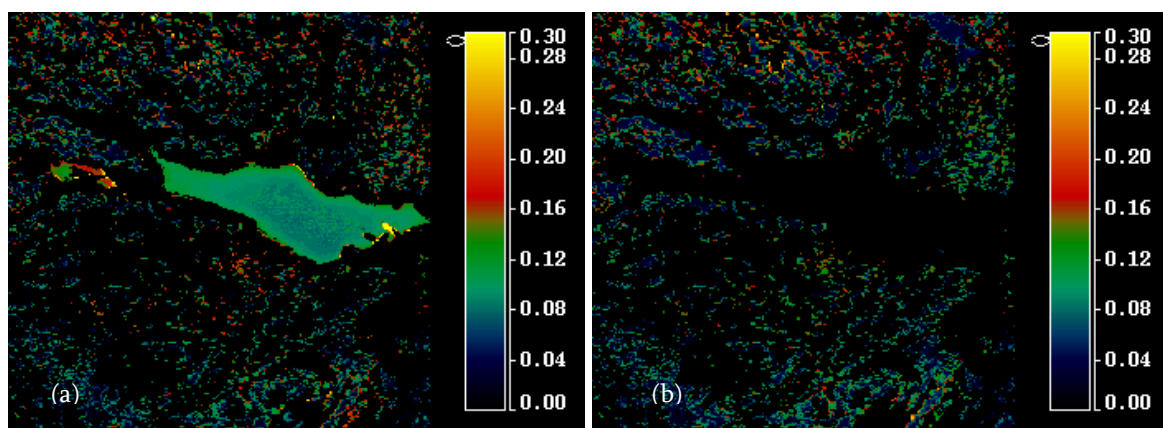


Les spectres de réflectance de surface du produit SeaWiFS de niveau 2 sont négatifs dans le bleu et le rouge. L'application à d'autres images donne des spectres de réflectance comparables (voir l'annexe). La comparaison des spectres de réflectance de surface du Lac Balaton et du Lac Constance montre une importante différence à 550 nm. Pour le Lac Balaton, un pic est présent sur tous les spectres. Ce pic est la signature spectrale de la matière en suspension. Le Lac Balaton semble être plus turbide que le Lac Constance. Dans tous les cas, il reste un signal résiduel dans le PIR avec l'algorithme SISCAL.

L'algorithme SISCAL a maintenant été appliqué à l'image MERIS FR (Full Resolution : 300 m) du 04/06/2003 à 9:47:36 au-dessus du lac de Constance qui est montré en fausse couleur sur la figure (5-12). La figure (5-13a) représente l'épaisseur optique des aérosols à 865 nm à partir du produit MERIS de niveau 2 et la figure (5-13b) illustre l'épaisseur optique des aérosols à 865 nm à partir du produit intermédiaire de SISCAL.



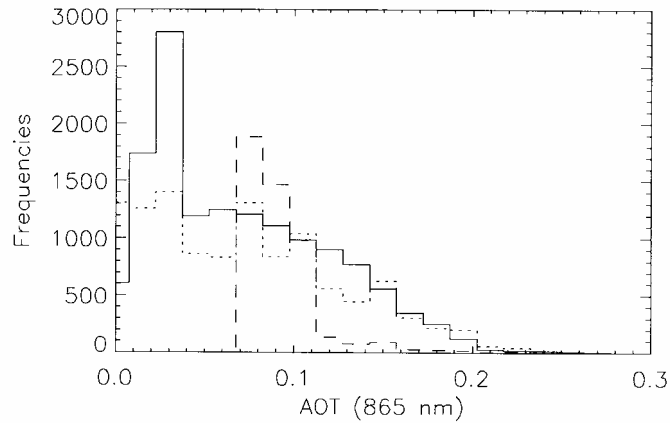
**Figure 5-12 :** Image en fausse couleur du lac Constance obtenue à partir du niveau 1 MERIS le 04/06/2003.



**Figure 5-13 :** Epaisseurs optiques des aérosols à 865 nm à partir des données MERIS de niveau 2 (a) et à partir du produit intermédiaire SISCAL (b).

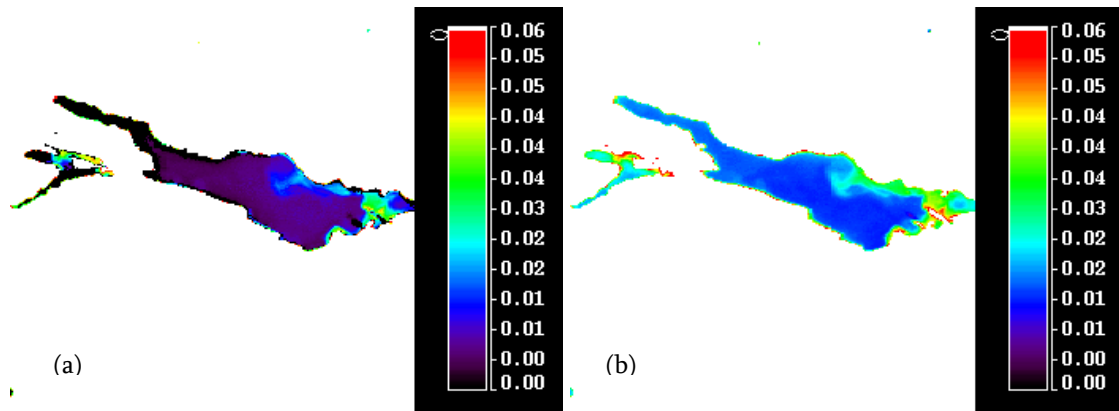
La figure (5-14) représente les histogrammes des épaisseurs optiques des aérosols à 865 nm de la figure (5-13). Les valeurs moyennes et les écart-types des épaisseurs optiques des aérosols à 865 nm sur les terres émergées à partir du produit standard MERIS de niveau 2 et du produit intermédiaire SISCAL sont très proches ( $0,079 \pm 0,054$  et  $0,078 \pm 0,050$ ). Sur l'eau la valeur moyenne et l'écart-type des épaisseurs optiques des

aérosols à 865 nm est de  $0,103\pm 0,042$ . Pour l'image SeaWiFS (Fig. 5-9), les valeurs moyennes et les écarts-types des épaisseurs optiques des aérosols à 865 nm sont de  $0,102\pm 0,047$  pour le produit intermédiaire SISCAL et de  $0,126\pm 0,023$  pour le produit SeaWiFS de niveau 2. Les valeurs moyennes des épaisseurs optiques des aérosols retrouvées sont à peu près équivalentes pour les deux capteurs.



**Figure 5-14** : Histogramme des épaisseurs optiques aérosols (à 865nm) à partir des pixels DDV du niveau 2 MERIS (ligne pleine, moyenne= $0.079\pm 0.054$ ), à partir des pixels eaux du niveau 2 MERIS (ligne avec tirés, moyenne= $0.103\pm 0.042$ ) et à partir des pixels DDV du produit intermédiaire SISCAL (ligne avec pointillés, moyenne= $0.078\pm 0.050$ ).

La figure (5-15a) représente la réflectance de surface à 560 nm provenant du produit de niveau 2 MERIS et la figure (5-15b) représente la réflectance de surface à 555 nm provenant du produit SISCAL.



**Figure 5-15** : Réflectances de surface à 560 nm à partir du niveau 2 MERIS (a) et à 555 nm à partir du produit SISCAL (b).

On observe sur les produits officiels de MERIS (Fig. 5-15a) et SeaWiFS (Fig. 5-10a) qu'il n'y a pas de valeurs de réflectance de surface sur tout le lac. Pour SeaWiFS, plus de la moitié des pixels sont masqués. Les valeurs de réflectances de surface à 555 nm des produits SISCAL pour les deux images sont identiques (Figs. 5-15b et 5-10b). Le panache observé sur l'image SeaWiFS est visible sur les images MERIS.

A partir de 6 points sélectionnés sur le lac (positionnés sur la figure (5-16)), nous avons extrait les spectres de réflectance de surface de l'image MERIS. Les spectres sont représentés à la figure (5-17).

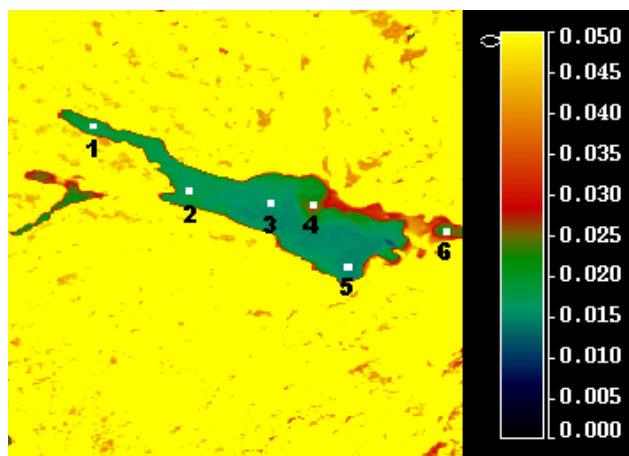


Figure 5-16 : Position des 6 points d'extraction des spectres de réflectance.

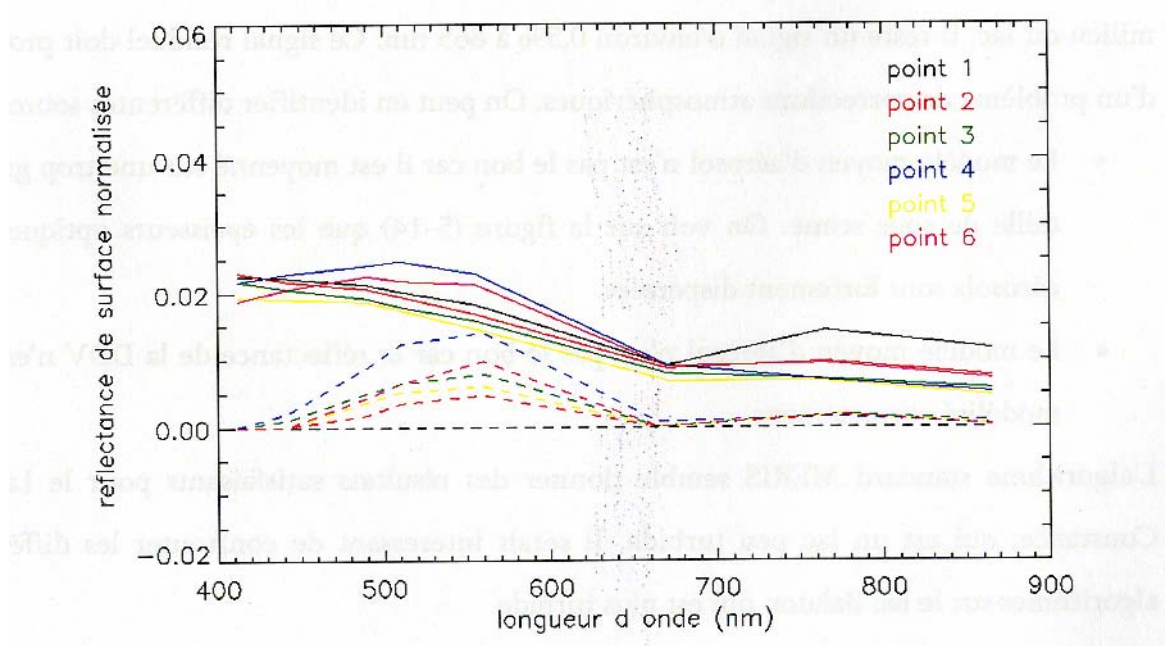


Figure 5-17 : Spectres de réflectance de surface des 6 points extraits : à partir du produit de niveau 2 MERIS (traits tirés) et à partir du produit SISCAL (traits pleins).

Les traits pleins représentent les valeurs obtenues avec l'algorithme SISCAL et les traits avec tirets représentent les valeurs obtenues à partir des produits de niveau 2 MERIS. Le point 1 a été sélectionné dans une zone de faible largeur du lac (Fig. 5-16), les points 2 et 5 sont des points de bords de lac, le point 3 est au centre du lac, le point 4 est un point sélectionné dans le panache et le point 6 est un point sélectionné car il est à l'entrée d'un panache de rivière. Comme prévu, l'algorithme standard MERIS pour la « couleur de l'eau » donne de meilleurs résultats que l'algorithme standard SeaWiFS

Tout d'abord, on observe que les spectres de réflectances du produit MERIS de niveau 2 (Fig. 5-17) sont différents dans le visible et très proches dans le PIR (avec des valeurs très proches de zéro). Ces spectres de réflectance de surface sont caractéristiques du lac de Constance (Gege et Plattner, 2004). Les spectres de réflectance des produits SISCAL sont équivalents pour les deux capteurs mais avec un signal résiduel dans le PIR. Une partie du signal résiduel peut être affectée aux effets d'environnement. En effet, on remarque que la réflectance de surface dans le PIR est plus importante pour le point 1 sur MERIS (en trait noir sur la figure (5-17)) que pour les autres qui représentent un spectre de réflectance dans une zone du lac de faible largeur. Les effets d'environnement sont plus faibles pour la zone du lac plus large. On verra par la suite que les effets d'environnement sur des petits lacs peuvent être très importants. Malgré les effets d'environnement, pour les

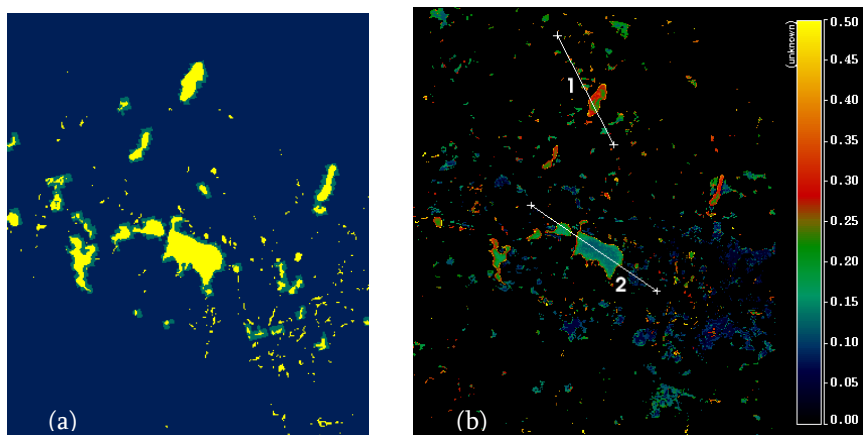
points situés au milieu du lac, il reste un signal d'environ 0,5% à 865 nm. Ce signal résiduel doit provenir d'un problème au niveau des corrections atmosphériques. On peut en identifier différentes sources :

- Le modèle moyen d'aérosol n'est pas le bon car il est moyenné sur une trop grande taille de sous-scène. On voit sur la figure (5-14) que les épaisseurs optiques des aérosols sont fortement dispersées.
- Le modèle moyen d'aérosol n'est pas le bon car la réflectance de la DDV n'est pas modélisée correctement.
- L'algorithme standard MERIS semble donner des résultats satisfaisants pour le Lac de Constance, qui est un lac peu turbide. Il serait intéressant de confronter les différents algorithmes sur le lac Balaton qui l'est plus.

#### 2-4 Les effets d'environnement

Nous avons vu précédemment que les corrections atmosphériques sont une partie essentielle de l'interprétation de la « couleur de l'eau ». En effet, 90% de la lumière mesurée au-dessus des eaux est dû à la présence de l'atmosphère. En milieu côtier comme pour les eaux intérieures, la différence de réflectance entre les terres émergées et l'eau fait qu'une partie de la lumière réfléchiée par les terres est captée par le satellite alors que celui-ci vise l'eau. Cet effet est connu sous le nom d'effet d'environnement et se traduit par une diminution de contraste entre deux surfaces adjacentes. Les premières études théoriques ont montré que les effets d'environnement dépendent essentiellement de l'épaisseur optique des aérosols (Tanré et al., 1981). Santer et Schmechtig (2000) ont modélisé les effets d'environnement en milieu côtier et une étude de sensibilité montre l'importance de l'échelle de hauteur des aérosols.

Les effets d'environnement ont donc une dépendance horizontale et verticale. Ainsi, pour les petits lacs les effets d'environnement peuvent être très importants. Un exemple est donné pour une image MERIS FR du 13 Août 2003 au-dessus des multiples lacs du Nord-Est de l'Allemagne (Fig. 5-2). Sur le produit officiel MERIS de niveau 2, tous les masques qui concernent les eaux sont levés. Ainsi, aucun produit standard n'est obtenu au-dessus de ces petits lacs. Pour montrer les effets d'environnement sur des petits lacs, nous avons comparé les produits issus de l'algorithme SISCAL avec les produits issus de l'algorithme standard SeaWiFS. La formulation du signal atmosphérique du schéma de corrections atmosphériques MERIS au-dessus des eaux est assez semblable à celle de l'algorithme standard SeaWiFS (Antoine et Morel, 1999). La figure (5-18b) montre l'épaisseur optique des aérosols à 865 nm issue de l'algorithme SISCAL. Les valeurs obtenues au-dessus des eaux intérieures (les eaux intérieures sont montrées sur la figure (5-18a)) proviennent de l'algorithme de corrections atmosphériques de Gordon & Wang appliqué à MERIS et les valeurs au-dessus de la végétation proviennent de l'algorithme SISCAL.



**Figure 5-18 :** (a) Image SISCAL des masques (noir=océan, bleu=terres, jaune= eaux intérieures, vert=non classé). (b) Epaisseur optique aérosols à 865 nm de l'image MERIS FR à partir de l'algorithme SISCAL sur la DDV et à partir de l'algorithme standard SeaWiFS sur les eaux intérieures.

Un nombre important de pixels DDV a été sélectionné et l'homogénéité spatiale des aérosols au-dessus de la DDV semble assez bonne. De plus, l'épaisseur optique des aérosols sur terre est cohérente avec les valeurs obtenues au milieu du plus grand lac (Lac Müritz, de surface proche de 120 km<sup>2</sup>). Pour les lacs plus petits, le schéma de Gordon & Wang donne des valeurs plus grandes que celles obtenues au-dessus de la végétation. Pour deux transects (représentés par les lignes blanches 1 et 2 sur la figure 5-20b), l'épaisseur optique des aérosols à 865 nm est donnée à la figure (5-19) qui illustre bien les effets d'environnement.

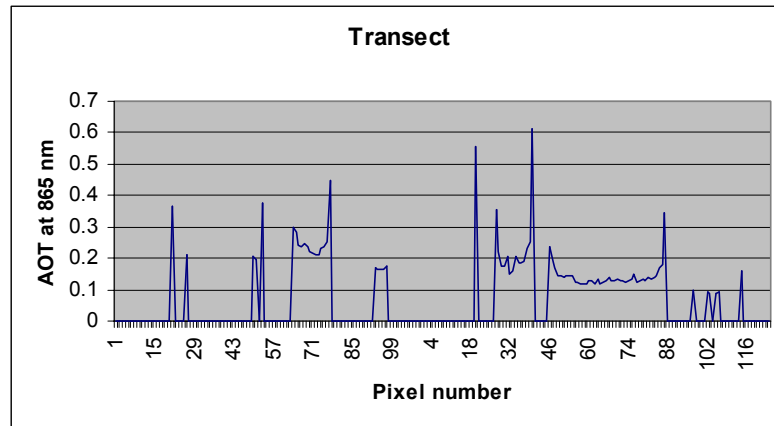


Figure 5-19 : Epaisseur optique des aérosols à 865 nm à partir du transect 1 (partie gauche) et du transect 2 (partie droite).

Les valeurs discontinues correspondent aux inversions au-dessus de la DDV et les valeurs continues correspondent aux inversions au-dessus des lacs. Sur les bords des petits lacs, les effets d'environnement entraînent des épaisseurs optiques des aérosols à 865 nm beaucoup plus fortes qu'au centre. Lorsqu'on applique les algorithmes de corrections atmosphériques Gordon & Wang et SISCAL, on obtient les réflectances marines à 550 nm (qui est le produit standard SISCAL). Ces réflectances marines sont données pour les deux transects de la figure (5-18b) sur la figure (5-20).

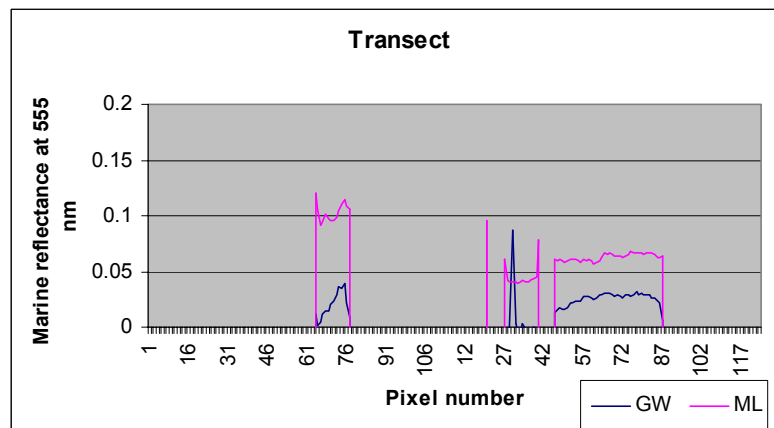


Figure 5-20 : Réflectance marine à 550 nm à partir du transect 1 (partie gauche) et du transect 2 (partie droite) issue du schéma Gordon & Wang (courbe bleu) et issue du schéma SISCAL (courbe rose).

Le produit SISCAL (représenté en rose sur la figure) donne des valeurs plus importantes que le produit issu du schéma Gordon & Wang. Ceci est directement lié à la surestimation de l'épaisseur optique des aérosols à cause de la présence des effets d'environnement.

### 3 Conclusion

L'algorithme de télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées développé pour le capteur MERIS a été appliqué dans le schéma de corrections atmosphériques au-dessus des eaux intérieures dans le cadre du projet SISCAL. SISCAL a pour but de fournir des produits « couleur de l'eau » à partir de différents capteurs (SeaWiFS, MODIS et MERIS) et d'une même chaîne de correction atmosphérique. L'algorithme de télédétection des aérosols au-dessus de la végétation permet, en faisant l'hypothèse de l'homogénéité spatiale des propriétés optiques des aérosols sur des sous-scènes d'une taille raisonnable (environ 100 par 100 km), de corriger une image des effets atmosphériques. Bien sûr cette méthode nécessite la présence de végétation autour des eaux intérieures. L'avantage de cette méthode est qu'elle ne fait aucune hypothèse sur les propriétés optiques des eaux intérieures dont les fortes turbidités de l'eau mettent en défaut les algorithmes classiques de télédétection de la « couleur de l'eau ». Cependant la formulation du signal pour l'inversion des aérosols au-dessus des terres émergées ne prend pas en compte la réflexion de Fresnel. Une correction du terme diffus-direct du couplage glitter-atmosphère basée sur l'approximation de diffusion primaire a donc été rajoutée au schéma de corrections atmosphériques. Il reste cependant un signal résiduel qui peut être relié à des effets d'environnement qui perturbent notamment le signal au-dessus des petits lacs mais toutefois, il reste encore un problème dans les corrections atmosphériques certainement lié au produit aérosol. On pourrait par exemple estimer le produit aérosol qui permettrait d'éliminer le signal résiduel dans le PIR et l'utiliser pour corriger de la diffusion par les aérosols dans le visible.

### 4 Références bibliographiques

- Antoine, D., and Morel, A., « A multiple scattering algorithm for atmospheric correction of remotely sensed ocean colour (MERIS instrument): principle and implementation for atmospheres carrying various aerosols including absorbing ones », *International Journal of Remote Sensing*, **20**, pp. 1875-1916, 1999.
- Cox, C., and Munk, W., "Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter", *J. Opt. Soc. Am.*, **44**, pp. 838-850, 1954.
- Ding, K., and Gordon, H. R., "Analysis of the influence of O2 A\_band absorption on atmospheric correction of ocean-color imagery", *Applied Optics*, **34**, pp. 2068-2080, 1995.
- Fell, F., Burgess, P., Gruenewald, A., Meyer, M., Santer, R., Koslowsky, D., Ganor, D., Herut, B., Nimre, S., Tibor, G., Berastegui, D., Nyborg, L., Schultz-Rasmussen, M., Johansen, T., Johnsen, G., Brozek, M., Joergensen, H., Habberstad, J., Hanssen, F., Amir, R., Zask, A., Koehler, A., "SISCAL project: establishing an internet-based delivery of near-real-time data products on coastal areas and lakes from satellite imagery", *Proceedings of SPIE, Ocean Remote Sensing and Applications*. Editor(s): Robert J. Frouin, Yeli Yuan, Hiroshi Kawamura, **4892**, pp. 566-567, 2002.
- Gege, P., and Plattner, S., « MERIS validation activities at Lake Constance », *Proceedings of the MERIS user workshop*, ESA ESRIN, 10-13 November 2003, Frascati, Italy, Proceedings on CD-ROM, 2004.
- Gordon, H. R., and Wang, M., "Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm", *Applied Optics*, **33**, pp. 443-452, 1994.
- Gordon, H. R., "Atmospheric correction of ocean color imagery in the Earth Observing System era", *Journal of Geophysical Research*, **102**, pp. 17081-17106, 1997.

- Lindell, T., Pierson, D., Premazzi, G., and Zilioli, E., "Manual for monitoring European lakes using remote sensing techniques", *Report EUR 18665 EN*, 1999.
- Moore, G. F., Aiken, J., and Lavender, S. J., « The atmospheric correction of water colour and the quantitative retrieval of suspended particulate matter in case II waters: application to MERIS », *International Journal of Remote Sensing*, **20**, pp. 1713-1733, 1999.
- ONU/WWAP (Nations Unies/Programme mondial pour l'évaluation des ressources en eau), *Le rapport mondial pour la mise en valeur des ressources en eau des Nations Unies : L'eau pour les hommes, l'eau pour la vie*, Paris, New York et Oxford, UNESCO (Organisation des Nations Unies pour l'Education, la Science et la Culture) et Berghahn Books, 2003.
- Ruddick, K. G., Ovidio, F., and Rijkeboer, M., "Atmospheric correction of SeaWiFS imagery for turbid coastal and inland waters", *Applied Optics*, **39**, pp. 897-911, 2000.
- Santer, R., and Vidot, J., "Atmospheric correction over turbid waters in the SISCAL project", Proceedings of SPIE, Remote Sensing of the Ocean and Sea Ice 2003. Editor(s): Charles R. Bostater, Jr., Rosalia Santoleri, **5233**, pp. 25-34, 2003.
- Santer, R., and Schmechtig, C., "Adjacency effects on water surfaces: primary scattering approximation and sensitivity study", *Applied Optics*, **39**, pp. 361-375, 2000.
- Tanré, D., Herman, M., and Deschamps, P. Y., « Influence of the background contribution upon space measurements of ground reflectance », *Applied Optics*, **20**, pp. 3676-3684, 1981.
- Vidot, J., and Santer, R., "Atmospheric correction for inland waters", *Proceedings of SPIE, Remote Sensing of the Ocean and Sea Ice 2003*, Editor(s): Charles R. Bostater, Jr., Rosalia Santoleri, **5233**, pp. 269-281, 2003.
- Wang, "A sensitivity study on the SeaWiFS atmospheric correction algorithm: effects on spectral bands variations", *Remote Sensing of Environment*, **67**, pp. 348-359, 1999.

## 5 Annexe

Atmospheric corrections over inland waters. Application to SeaWiFS.

**Jérôme VIDOT and Richard SANTER**

Accepté pour publication dans le journal *International Journal of Remote Sensing* le 29 novembre 2004.



## Atmospheric correction for inland waters—application to SeaWiFS

J. VIDOT and R. SANTER\*

LISE/ELICO, UMR CNRS 8013, Université du Littoral Côte d'Opale, Maison de la Recherche en Environnement Naturel, 32 avenue Foch, 62930 Wimereux, France

(Received 4 February 2004; in final form 10 November 2004)

Inland waters are an increasingly valuable natural resource that has major impact on and benefits for population and environment. The new generation of ocean colour sensors have better spatial resolution, and hence are suitable for monitoring water quality of lakes. As an alternative to standard algorithms developed for oceans, which often fail over inland waters, we propose here a scheme based on aerosol remote sensing over land. The ocean colour sensors have spectral bands that allow characterization of aerosols over dark land pixels (vegetation in the blue and in the red spectral bands). It is then possible to use a representative aerosol model (aerosol optical thickness and aerosol type) for atmospheric correction over inland waters after validating the spatial homogeneity of the aerosol model in the lake vicinity. The performance of this new algorithm is shown in Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) scenes of Lakes Balaton (Hungary) and Constance (Germany). We demonstrate the good spatial homogeneity of the aerosols and the meaningfulness of the water-leaving reflectances derived over these two lakes.

We also addressed the particularity of Fresnel reflection computation. The direct to diffuse term of this Fresnel contribution is reduced because of the limited size of the lake. Based on the primary scattering approximation, we propose a simple formulation of this component. A specific Fresnel correction needs to be developed to fulfil the accuracy requirements.

### 1. Atmospheric correction: current status for algorithms over ocean and limitations for inland waters

All atmospheric correction algorithms for oceans are designed to obtain the water-leaving radiance over the sea level from the total radiances recorded at the top of the atmosphere (Antoine and Morel 1999). At least 90% of the total signal at visible wavelengths comes from atmospheric path radiance. For estimating the water-leaving radiance from the top of atmosphere (TOA) radiances, an accurate algorithm is needed. The desired water-leaving radiance is then related to the inherent optical properties of the ocean by use of either empirical or semi-analytical models. Waters are usually separated in case 1 and case 2 waters, or clear and turbid waters, respectively. Case 1 waters are waters where the optical properties are exclusively controlled by the phytoplankton and their associated materials. Case 2 waters are waters where the optical properties are not only controlled by the phytoplankton but also by the presence of dissolved and particulate materials from

\*Corresponding author. Email: [santer@mren2.univ-littoral.fr](mailto:santer@mren2.univ-littoral.fr)



terrestrial origin, re-suspended from the bottom in shallow waters or brought by land drainage and runoff. The main input to algorithms for the water-leaving radiance retrieval is the aerosol model which is determined thanks to the darkness of water in the near-infrared (NIR) (Gordon 1997). The first restriction of these algorithms for turbid waters is the assumption of negligible water-leaving radiance in the NIR. The main problem for turbid waters is the contribution of the sediment scattering to the water-leaving radiance which implies that the water is no longer dark in the red and the NIR. This problem has been addressed for coastal waters on Système Pour l'Observation de la Terre – Haute Résolution dans le Visible (SPOT-HRV) data (Dilligeard *et al.* 1996). The major hypothesis is the homogeneity of aerosols over small spatial scales (~50–100 km). The outcomes are (i) to identify the case 1 waters pixels on which the classical aerosol remote sensing scheme works and (ii) to use the averaged aerosol model defined on a given window to perform the atmospheric correction everywhere on water. Also, for coastal waters on Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS), the proposed approach (Hu *et al.* 2000) is to identify case 1 waters and to define the aerosol model over these waters. They then transfer the aerosol type to the turbid waters by using a 'nearest-neighbour' method. A similar approach has been developed for coastal and inland waters on SeaWiFS data. In this approach, the assumption of zero water-leaving radiance for the NIR bands is replaced by the assumptions of spatial homogeneity of two NIR bands ratios for aerosol reflectance and for water-leaving reflectance (Ruddick *et al.* 2000). All of these similar methods improve the results over turbid waters. What are the limitations of these approaches for inland waters? (i) Inland waters can be turbid over their entire surface and (ii) because their small sizes, a substantial amount of pixels can be contaminated by the so-called adjacency effect. Indeed, these contaminated pixels by adjacency effect are not identified as case 2 waters.

Over turbid waters, Moore *et al.* (1999) developed an atmospheric correction scheme on a pixel by pixel basis. This scheme is operational and implemented in the Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS) ground segment. Actually, this algorithm removes the contribution of the water in the NIR to derive the atmospheric path radiance. Two basic assumptions are made: (i) the spectral dependence of the water-leaving radiance is known (which corresponds to a reference value for sediments) and (ii) the spectral dependence of the aerosol path radiance in the NIR is described by one parameter. Three MERIS bands are used to derive in an iterative process the three relevant pieces of information: (i) the aerosol path radiance at 865 nm, (ii) its spectral dependence and (iii) the water-leaving radiance at 708 nm. What is questionable in this algorithm is the knowledge of the spectral dependence of the water-leaving radiance, which can be quite specific in inland waters.

Another limitation comes from the molecular correction. For correction over ocean, the surface pressure is taken at the sea surface. But for lakes, this surface pressure depends on the altitude of the lake. It is more a technical problem than a scientific one but most of the available algorithms have this limitation because they are designed for sea-level observation.

An alternative solution for the selection of the aerosol model in the atmospheric correction scheme is to use the aerosol product as derived by several authors over land (Kaufman and Sendra 1988, Kaufman *et al.* 1997, Santer *et al.* 1999, Ramon and Santer 2001). Based on the assumption of the aerosols spatial homogeneity in

the lake vicinity, we can apply an atmospheric scheme to derive the water-leaving radiances.

## 2. Atmospheric corrections over land

The usual strategy for the remote sensing of aerosol over land is based on the use of dark targets (Kaufman and Sendra 1988, Kaufman *et al.* 1997). We use here the scheme developed for the MERIS instrument (Santer *et al.* 1999, Ramon and Santer 2001). The atmospheric correction scheme, applied to SeaWiFS data, is called MERIS-like (ML) algorithm. The first step is applied to the top of atmosphere reflectance for the correction of gaseous transmission, especially ozone and water vapour. In practice, this gaseous correction concerns the ozone in the Chapuis band and some residual water vapour absorption in the red and NIR. After that, we have to correct from the molecular scattering or Rayleigh scattering. This correction is carried out with the help of the surface pressure (and thus Rayleigh vertical optical thickness) derived from the barometric pressure at sea level. Because inland waters can be at high altitude, a digital elevation map (DEM) has to be used to correct the site elevation. The aerosol remote sensing is based on the retrieval over dense dark vegetation (DDV). This strategy derived from two physical principles. Firstly, the aerosol effect on the radiance measured from space quickly decreases with the wavelength (Kaufman 1993). The aerosol effect is then much smaller in the mid-IR than in the visible. Secondly, the radiative effect of the aerosol includes backscattering and absorption of the direct sunlight and sunlight reflected from the surface. For dark surfaces, the scattering effect dominates, and the aerosol radiative effect is then stronger than over bright surfaces. Therefore, the remote sensing of aerosol over dark targets can give better results.

### 2.1 DDV classification

Here the detection of the DDV surfaces is based on the Atmospherically Resistant Vegetation Index (ARVI) (Kaufman and Tanré 1992), which uses the channels in the blue, red and NIR. The ARVI is defined as follows:

$$\text{ARVI} = \frac{\rho_{\text{NIR}} - (\rho_r - \gamma(\rho_b - \rho_r))}{\rho_{\text{NIR}} + (\rho_r - \gamma(\rho_b - \rho_r))} \quad (1)$$

where  $\rho_b$ ,  $\rho_r$  and  $\rho_{\text{NIR}}$  are reflectances, corrected from gaseous absorption and Rayleigh scattering, and observed, respectively, in the blue, red and NIR channels (for SeaWiFS, 443, 670 and 865 nm). The value of  $\gamma$ , close to 1.3, corresponds to dark dense forests (Santer *et al.* 1999).

A crude atmospheric correction is applied to first get these reflectances, corrected from gaseous absorption and Rayleigh scattering, in order to compute the ARVI. These reflectances are composed of surface and aerosol contributions. The Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (5S) formulation (Tanré *et al.* 1987) is used to derive the surface reflectances. A pixel is identified as dark vegetation when its ARVI is greater than an ARVI threshold. For this ARVI threshold computation, it is assumed that the aerosols are continental and that the horizontal visibility is 23 km. The thresholds are computed versus geolocation and geometry for a set of DDV bi-directional reflectance distribution function (BRDF) models from POLarization and Directionality of the Earth Reflectance (POLDER) data (Leroy *et al.* 1998). There are seven DDV BRDF models, which are Summer

Equatorial, Winter Equatorial, Summer Tropical, Winter Tropical, Summer mid-latitude, Winter mid-latitude and Boreal. The viewing capabilities of POLDER coupled with a canopy transfer model allow the DDV BRDF to be estimated accurately.

## 2.2 Aerosol remote sensing over DDV

**2.2.1 The aerosol model.** The aerosol path radiance will be retrieved in two spectral bands over DDV. Consequently, we can obtain two aerosols parameters: the Ångström coefficient  $\alpha$  and the aerosol optical thickness (AOT)  $\tau_a$  at 550 nm. The aerosol refractive index  $m$  has to be specified by the user with a default option  $m=1.44$ . Due to poor knowledge of aerosols, the simplest realistic description for the size distribution by a power law is assumed: 1

$$n(r) = r^{\alpha-3} \quad (2)$$

where the Ångström coefficient  $\alpha$  (Junge 1963) describes the wavelength dependency of the AOT  $\tau_a$ :

$$\frac{\tau_a(\lambda)}{\tau_a(\lambda')} = \left(\frac{\lambda}{\lambda'}\right)^{\alpha} \quad (3)$$

**2.2.2 Formulation of the signal.** A 5S-like approach was used to separate different components of the signal: Rayleigh scattering, aerosol scattering and surface contribution. Multiple scattering accounts for both Rayleigh and the aerosol scattering. The coupling between molecules and aerosols scattering is accurately modelled. The directionality of the DDV reflectance is taken into account as well. Details and performance of this signal formulation are reported in Ramon and Santer (2001). Look up tables (LUT) are used to speed up the computation. The successive order of scattering code (Deuzé *et al.* 1989) is used to generate these LUTs in a vector mode which allows accounting for the polarization of both molecules and aerosols.

**2.2.3 Retrieval of the aerosol model.** On pixel identified as DDV:

1. We select a DDV reflectance. DDV is not completely dark in the blue and in the red with mean values of 1.5 and 2%, respectively. These values are quite well defined ( $\pm 0.2\%$  SD).
2. We select an aerosol type. Here a Junge law with discrete values of  $\alpha$  of  $-1.5$ ,  $-1$ ,  $-0.5$  and  $0$ . Aerosol refractive index is set by default to 1.44.
3. The TOA reflectances are retrieved in the blue and in the red (for SeaWiFS, 412, 443 and 670 nm) with relevant AOTs. The experimental value of  $\alpha$  is derived from the AOTs.
4. The selected aerosol model corresponds to the closest match between the theoretical values of  $\alpha$  and the experimental value obtained just above.

This algorithm is also implemented in the MERIS ground segment. The validation of the algorithm products has also been done (Schmechtig *et al.* 2001), comparing retrieved aerosol products with *in situ* sun photometer measurements of the AEROSOL ROBOTIC NETWORK (AERONET) (Holben *et al.* 1998).

103385

International Journal of Remote Sensing res59118.3d 18/3/05 17:13:03  
The Charlesworth Group, Wakefield +44(0)1924 369598 - Rev 7.01.mv (Jan 20 2003)

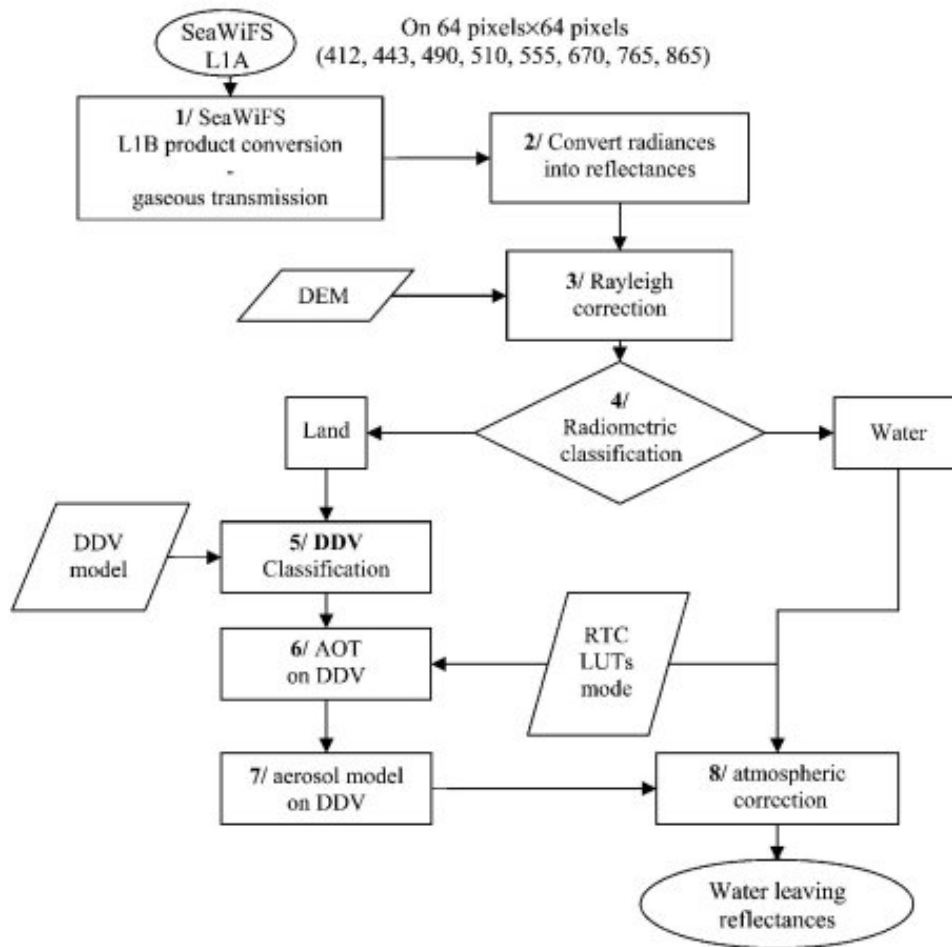


Figure 1. Flow chart of the ML algorithm.

2

### 2.3 Atmospheric correction over inland waters

The flowchart figure 1 fully describes the atmospheric correction module for inland waters. We first open a window of  $64 \times 64$  pixels centred on the lake of concern for SeaWiFS level 1a products. The location of the window is determined by the latitude and longitude of the lake centre. The software SeaWiFS Data Analysis System (SEADAS) is used in module 1 both to convert level 1a into level 1b as well as to correct for the gaseous absorption. Module 2 is a simple conversion of the radiances into reflectances. A crude Rayleigh correction is applied in module 3 devoted to pixel classification. Sea-level pressure is corrected from the elevation (thanks to the DEM) to get the Rayleigh optical thickness. The radiometric classification of module 4 was designed for MERIS to classified land and inland waters. This classification combines a radiometric threshold at 670 nm with a spectral test between 670 and 865 nm (Santer *et al.* 2000). Modules 5 and 6 directly correspond to the aerosol remote sensing module as implemented for MERIS. A DDV model is selected depending on the location and date (for Europe, the Mid-latitude model is chosen). Knowing the DDV reflectances a crude atmospheric correction is applied

to compute the ARVI. DDV pixels are identified with this ARVI. For these pixels the selected aerosol model ( $\alpha$ ,  $\tau_a$ ) allows the retrieval of the TOA reflectances. Module 7 averages the aerosol model over the window.  $\tau_a$  is averaged in the blue and in the red; then  $\alpha$  is derived to obtain the aerosol model represented by ( $\alpha$ ,  $\tau_a(550\text{ nm})$ ). Finally, in module 8 the TOA reflectances over water are corrected from the atmosphere using the above aerosol model, based on the signal formulation proposed by Ramon and Santer (2001). The output is the water-leaving reflectance in all SeaWiFS bands. The approach is a land approach for which the surface is supposed to be Lambertian. Of course, there are two limitations to this: (1) the Fresnel reflection is not accounted for (we will address this problem in §4); and (2) we do not account for the bi-directionality of the water-leaving radiance (which is quite a challenge for turbid inland waters).

### 3. Atmospheric correction over inland waters, comparison of two methods

#### 3.1 Comparisons between the aerosol retrieval from Gordon and Wang (GW) and MERIS-Like (ML) algorithms

In this section we first want to illustrate the performances of our algorithm for two European lakes. Comparisons with the classical atmospheric correction scheme (GW) are conducted as well. This exercise is more illustrative than conclusive because we are aware that the GW scheme does not *a priori* works under these conditions. Nevertheless, because this algorithm is a standard for the atmospheric correction over water, we did this comparison in order to illustrate the gap for atmospheric correction over clear waters and standard inland waters. We focused on the SeaWiFS aerosol product given by the Gordon and Wang algorithm (Gordon and Wang 1994) implemented in the SEADAS v4.3 software. We then compared these products with those from our ML algorithm.

The GW and ML algorithms were applied to SeaWiFS scenes collected during the period 1998–2002 over the Lake Balaton (46.5° N, 17.45° E, elevation: 104 m, length: 80 km, width: 10 km) and the Lake Constance (47.35° N, 9.25° E, elevation: 396 m, length: 60 km, width: 15 km). These lakes were selected because they are amongst the largest lakes in Europe. They are very different in depth (average depth of 3 m for Balaton and 90 m for Constance) and in turbidity (Grossard *et al.* 1997 Lindell *et al.* 1999). For example, the range of the Chl is about 10–50 mg m<sup>-3</sup> for Balaton and 2–20 mg m<sup>-3</sup> for Constance. Moreover, these lakes are surrounded by forests and a substantial number of DDV pixels were selected. We have selected 15 cloudless days for Balaton and 12 for Constance. The average size of the different scenes is about 100 × 100 km<sup>2</sup> around the lakes. 3

The AOT at 865 nm over Lake Balaton on 21 July 1998 and Lake Constance on 15 August 2001 for two clear days are displayed in figure 2. Coastlines of the lakes are represented by white lines and AOT values almost fit coastlines of the lakes. Over land during summertime a sparse number of DDV spots have been identified. The spatial distribution of the aerosols over land is quite homogeneous, certainly because there is no major source of pollution in these two areas. Over water, with the GW algorithm, we removed the different flags in order to process all the pixels classified as water. We have then four categories of water pixels:

1. Misclassified pixels (mixed land water) for which the reflectance is much higher than the atmospheric reflectance. That gives many pixels at the edge of



103385

International Journal of Remote Sensing res59118.3d 18/3/05 17:13:06  
 The Charlesworth Group, Wakefield +44(0)1924 369598 - Rev 7.01/mw (Jan 20 2003)

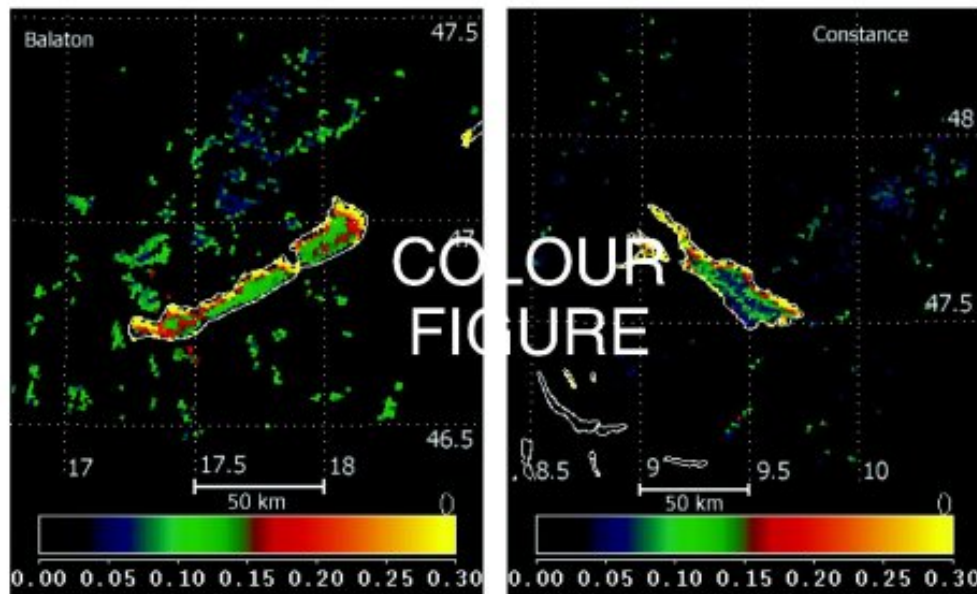


Figure 2. AOT at 865 nm from GW (over water pixels, delimited by the white coastline) and from ML (over DDV pixels). Left: over Lake Balaton on 21 July 1998. Right: over Lake Constance on 15 August 2001.

the lakes that have AOT values greater than 0.3. For Balaton it appears mostly on the north edge of the lake.

2. Pixels contaminated by the adjacency effect.
3. Turbid waters.
4. Clear waters: the Constance water is quite clear and the GW algorithm gives results similar to the ML, at least in the middle of the lake.

A more general study was conducted and figure 3 shows the histograms of the AOT at 865 nm from both algorithms (ML over DDV and GW over inland waters) for different days over the both lakes. The histograms from ML are well peaked, which confirms the good spatial homogeneity of the aerosols. As expected the GW AOT is more scattered because of the different causes listed above. It is certainly possible to flag these pixels. If we focus on the main mode (in other words, if we ignore the high values caused by signal contamination, mixed pixels and adjacency effects), we get larger AOT for GW compared to ML, except maybe in figure 3(c) and (e). The standard deviation of the distributions from GW seems to be larger than that from ML. Some distributions show that the atmosphere was relatively clear but distributions from GW have always values three or four times greater than the main peak of distributions. These high values are retrieval at the edge of the lakes for every scene and can reach 10 times the value of the main peak of the distributions. These pixels are normally flagged but they can represent a large part of the inland waters pixels.

Figure 4 represents the mean values and standard deviations from the GW algorithm versus those from the ML algorithm. The standard aerosol products from GW are the AOT at 865 nm and the Epsilon. The Epsilon represents the spectral dependence of the aerosol path radiance (Gordon and Wang 1994). Knowing ( $\alpha$ ,  $\tau_a$ ) for the ML model we can easily derive the AOT at 865 nm and the Epsilon. For the

103385

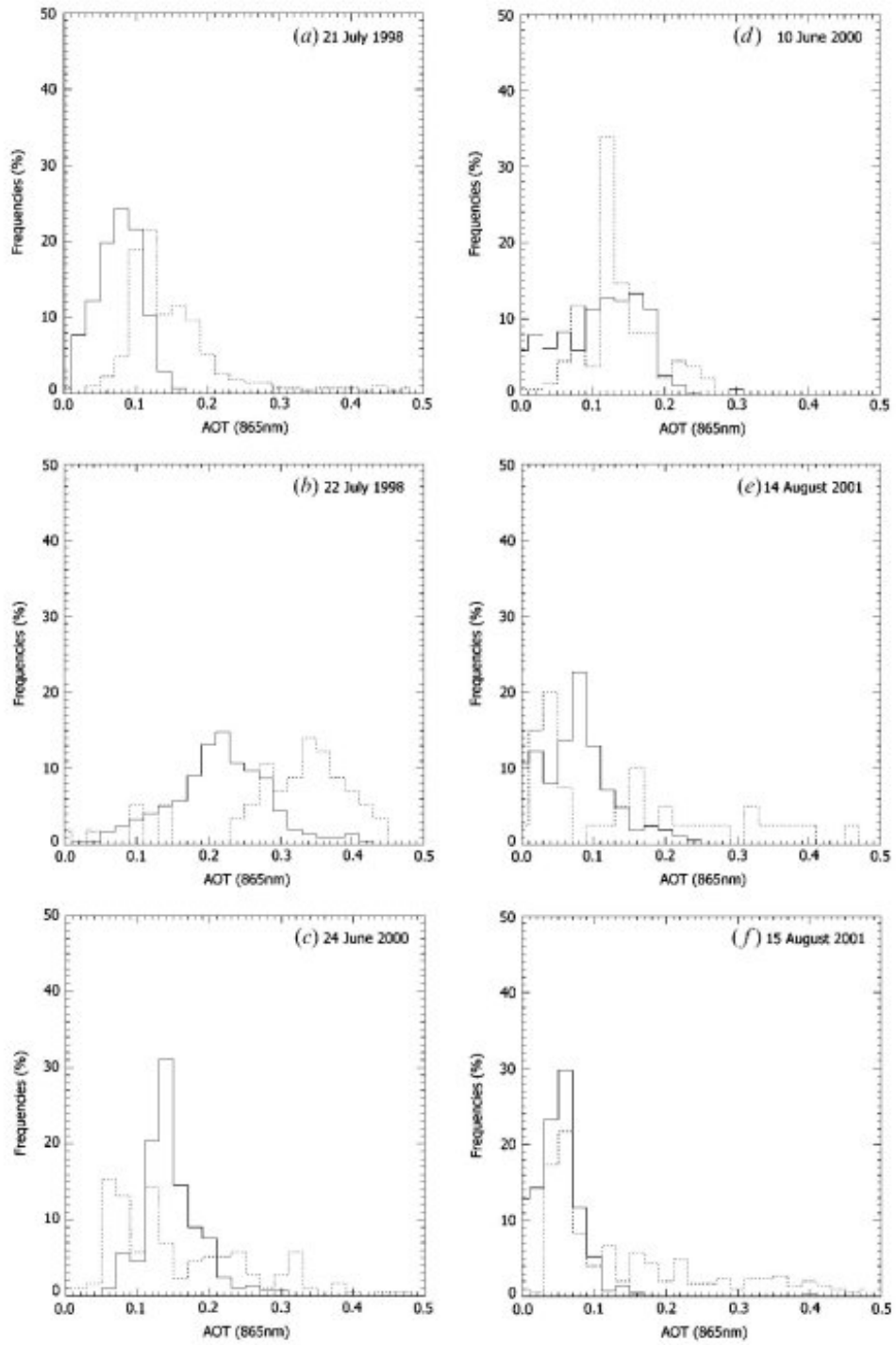
International Journal of Remote Sensing res59118.3d 18/3/05 17:13:10  
The Charlesworth Group, Wakefield +44(0)1924 369598 - Rev 7.51mW (Jan 20 2003)

Figure 3. Histograms of the AOT at 865 nm from the GW algorithm (dotted line) and from the ML algorithm (solid line) for Lake Balaton in (a)–(c) and for Lake Constance in (d)–(f).

103385

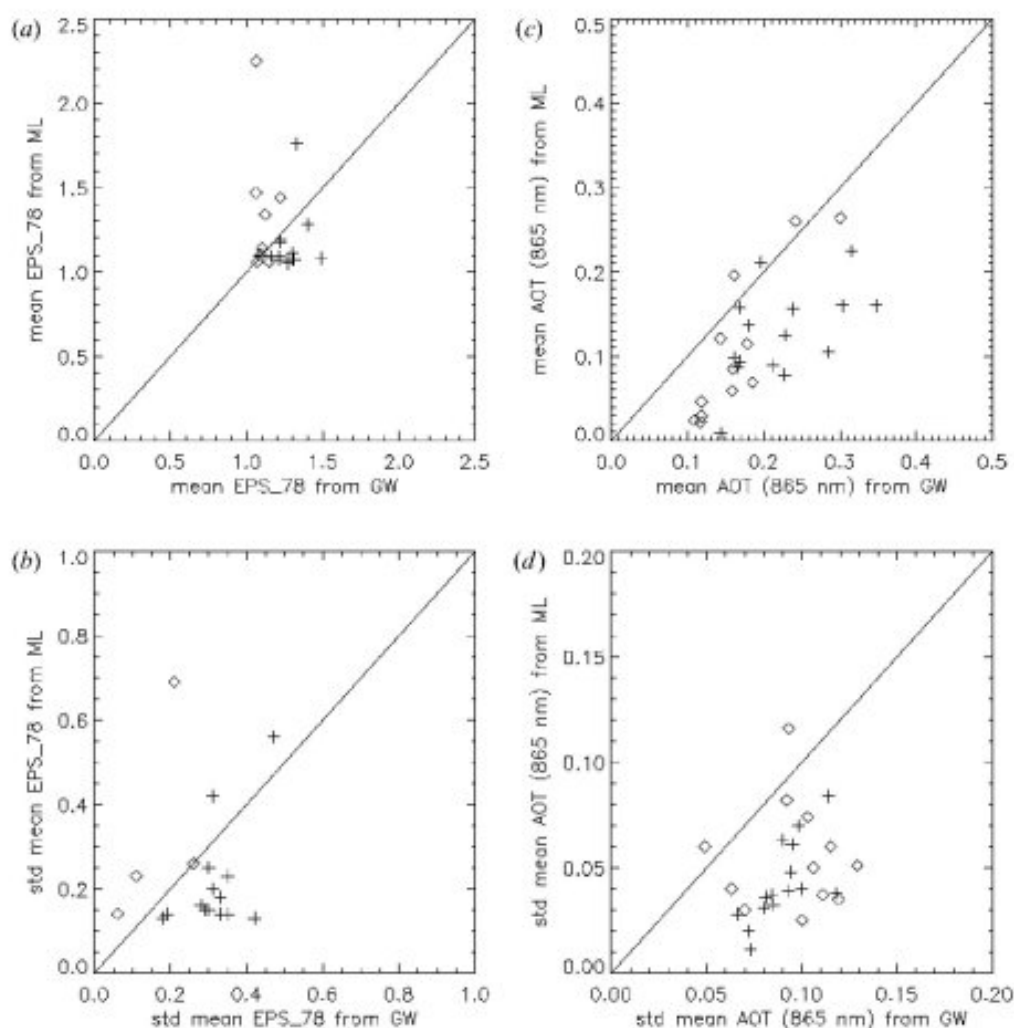
International Journal of Remote Sensing res59118.3d 18/3/05 17:13:14  
The Charlesworth Group, Wakefield +44(0)1924 369598 - Rev 7.01.mw (Jan 20 2003)

Figure 4. GW versus ML aerosol products for all selected days. (a) Mean Epsilon (EPS), (b) standard deviation of Epsilon, (c) mean AOT at 865 nm, (d) standard deviation of AOT at 865 nm. Crosses stand for Lake Balaton and diamonds for Lake Constance. 4

calculations of the mean values we discarded the AOT lower than 0.5 to avoid the non-realistic values of the GW. The GW algorithm seems to overestimate the aerosol optical thickness at 865 nm. This difference seems to be stronger for the Lake Balaton (figure 4, top-right, crosses) due to the higher turbidity of this lake. The standard deviation of the AOT at 865 nm from the ML algorithm is lower despite the fact that it corresponds to a larger area around the lake (figure 4, bottom-right and figure 2). The mean Epsilon and standard deviation of Epsilon are almost the same for both algorithms, except for some days when the AOT is very low (figure 4, left).

### 3.2 Comparison on the retrieved water-leaving radiances

We first applied the ML algorithm on each scene for Lakes Balaton and Constance. Table 1 summarizes the geometry in the centre of the lake and outputs of the aerosol remote sensing with a representative range of AOT between a very clear day (30 July 1998 on Balaton) and a quite turbid one (18 August 2001 on Constance).



Table 1. Geometric characteristics in the middle of the lake and algorithm outputs for the different scenes.  $\theta_s$  is the Sun zenith angle,  $\theta_v$  is the view zenith angle,  $\Delta\phi$  is the azimuth angles difference,  $\theta$  is the backscattering angle,  $\chi$  is the forward scattering angle, DDV (%) is the percentage of the DDV cover, Lake (%) is the percentage of lake cover,  $\langle\alpha\rangle$  is the mean Angström coefficient, and  $\langle\tau_a(865)\rangle$  is the mean AOT at 865 nm.

Day	Site	$\theta_s$	$\theta_v$	$\Delta\phi$	$\theta$	$\chi$	DDV (%)	Lake (%)	$\langle\alpha\rangle$	$\langle\tau_a(865)\rangle$
21 Jul. 1998	Ba	28	28	31	165	54	7.8	4	-0.3	0.087
22 Jul. 1998	Ba	32	61	54	133	82	4.8	1.3	-0.07	0.225
30 Jul. 1998	Ba	30	33	41	159	59	6.3	3.4	0.45	0.025
01 Aug. 1998	Ba	30	25	23	168	54	3.2	4.2	-0.48	0.16
03 Aug. 1998	Ba	30	22	9	171	52	2.3	4.6	-0.35	0.16
06 Aug. 1998	Ba	33	48	54	143	71	5.6	2.4	-0.26	0.156
07 Aug. 1998	Ba	30	36	53	151	59	6.7	5.9	-0.6	0.094
09 Aug. 1998	Ba	31	45	60	142	65	4.6	6.1	-0.16	0.137
10 Aug. 1998	Ba	33	32	40	159	60	4.5	3.6	-0.44	0.089
12 Aug. 1998	Ba	33	24	18	168	56	2.3	4.2	-0.44	0.125
25 Jun. 1999	Ba	25	30	33	164	53	8	3.5	-0.43	0.078
10 Jun. 2000	Ba	25	24	14	174	49	3.4	4	0.16	0.105
22 Jun. 2000	Ba	27	25	50	143	70	4	1.8	0.07	0.212
24 Jun. 2000	Ba	26	41	46	152	62	3.2	2.5	-0.34	0.158
04 Aug. 2000	Ba	32	50	57	140	71	3.4	1.9	0.28	0.098
10 Jun. 2000	Co	25	42	60	144	58	10.9	3.1	-0.08	0.121
20 Jun. 2000	Co	26	31	34	163	54	3.9	1.8	0.15	0.047
29 Jun. 2000	Co	26	27	32	165	52	2.2	1.8	0.18	0.056
22 Jul. 2001	Co	27	43	57	145	62	7.6	3.2	-0.28	0.068
31 Jul. 2001	Co	29	52	60	137	70	5.6	3.5	-0.47	0.203
12 Aug. 2001	Co	33	34	50	153	60	8.1	3	-0.2	0.04
13 Aug. 2001	Co	35	40	52	149	66	2.5	1.4	0.07	0.081
14 Aug. 2001	Co	39	67	61	126	89	9.6	0.3	-0.33	0.087
15 Aug. 2001	Co	35	27	34	161	59	2.7	2	-0.06	0.063
16 Aug. 2001	Co	34	56	63	132	76	3.7	3.5	-0.02	0.26
18 Aug. 2001	Co	35	64	63	126	83	12.5	3.4	-0.04	0.264
24 Aug. 2001	Co	37	22	2	165	59	2.7	2.5	-0.52	0.116

Ba, Lake Balaton; Co, Lake Constance.

Surface reflectance at 865 and 670 nm are shown in figure 5. First of all, the water reflectance at 865 nm is, as expected, close to zero. This mainly occurs in the middle of the lake. Because the contrast between the land and the water is very large at 865 nm, the reflectance at the edge of the lake is subject to adjacency effect (Santer and Schmechtig 2000, Lyapustin and Kaufman 2001). In this case the edge of the lake does not appear clearly. At 670 nm the DDV pixels present typical reflectance of around 2.5% (Borde *et al.* 2003). These pixels are displayed on AOT images (compare with figure 2). The lake reflectance at 670 nm is very similar to the DDV

103385

International Journal of Remote Sensing res59118.3d 18/3/05 17:13:17  
 The Charlesworth Group, Wakefield +44(0)1924 369598 - Rev 7.51/mW (Jan 20 2003)

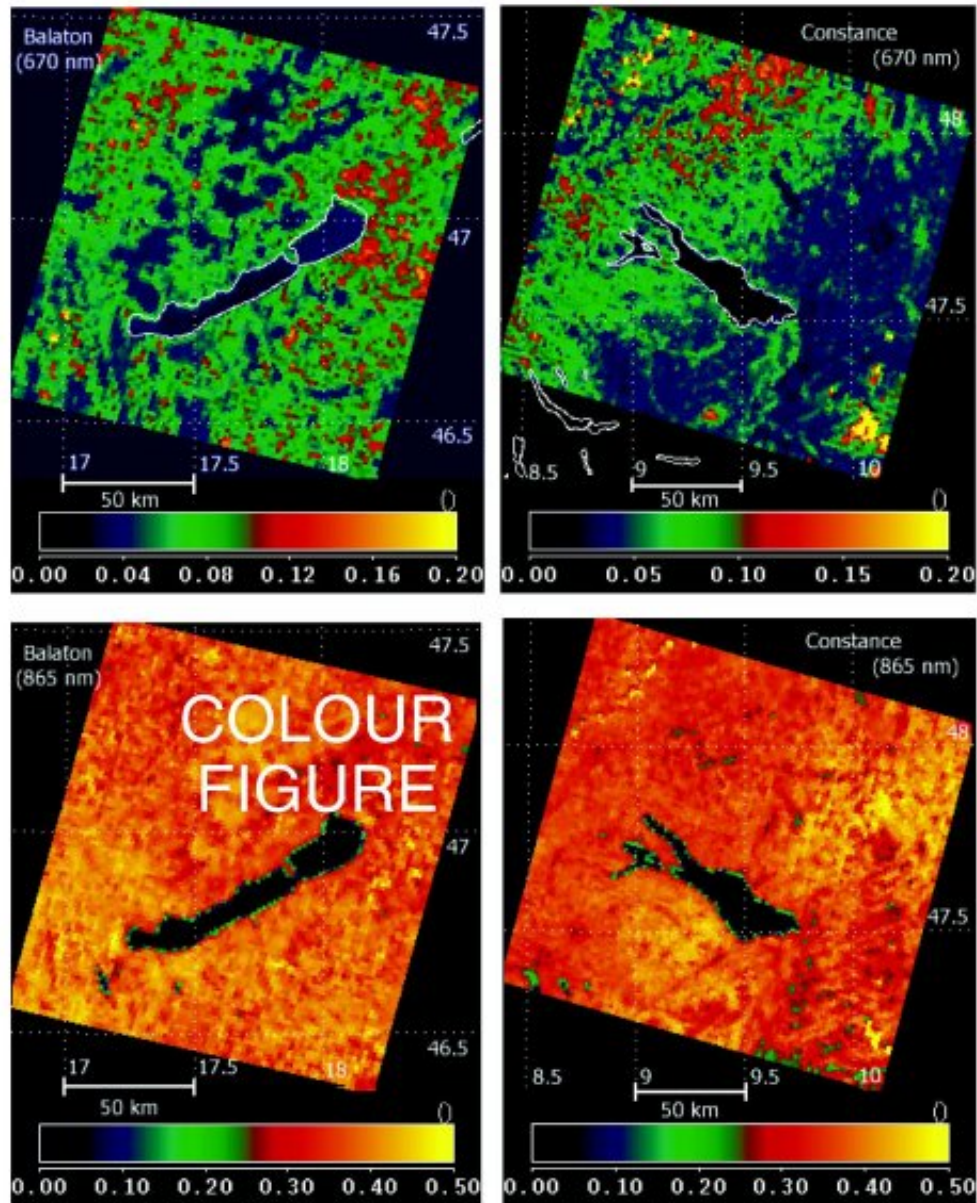


Figure 5. ML algorithm surface reflectances at 670 nm (top) and at 865 nm (bottom) over Lake Balaton on 21 July 1998 (left) and Lake Constance on 15 August 2001 (right).

reflectance for Balaton, darker for Constance; that is directly linked to the differences in water turbidity between the two lakes.

Water-leaving reflectance spectra are reported in figure 6. Different lines represent the values for two pixels in the middle of the lake: full lines represent outputs from ML and dotted lines represent outputs from GW. Data are shown for the same days as in figure 3 for the AOT comparison. The great difference of the outputs is in the blue part where GW gives negative values and ML gives positive values. For the Lake Balaton the shape of the spectra is almost the same for each day in the visible part. The peak around 550 nm relates to the spectral signature of suspended matter.

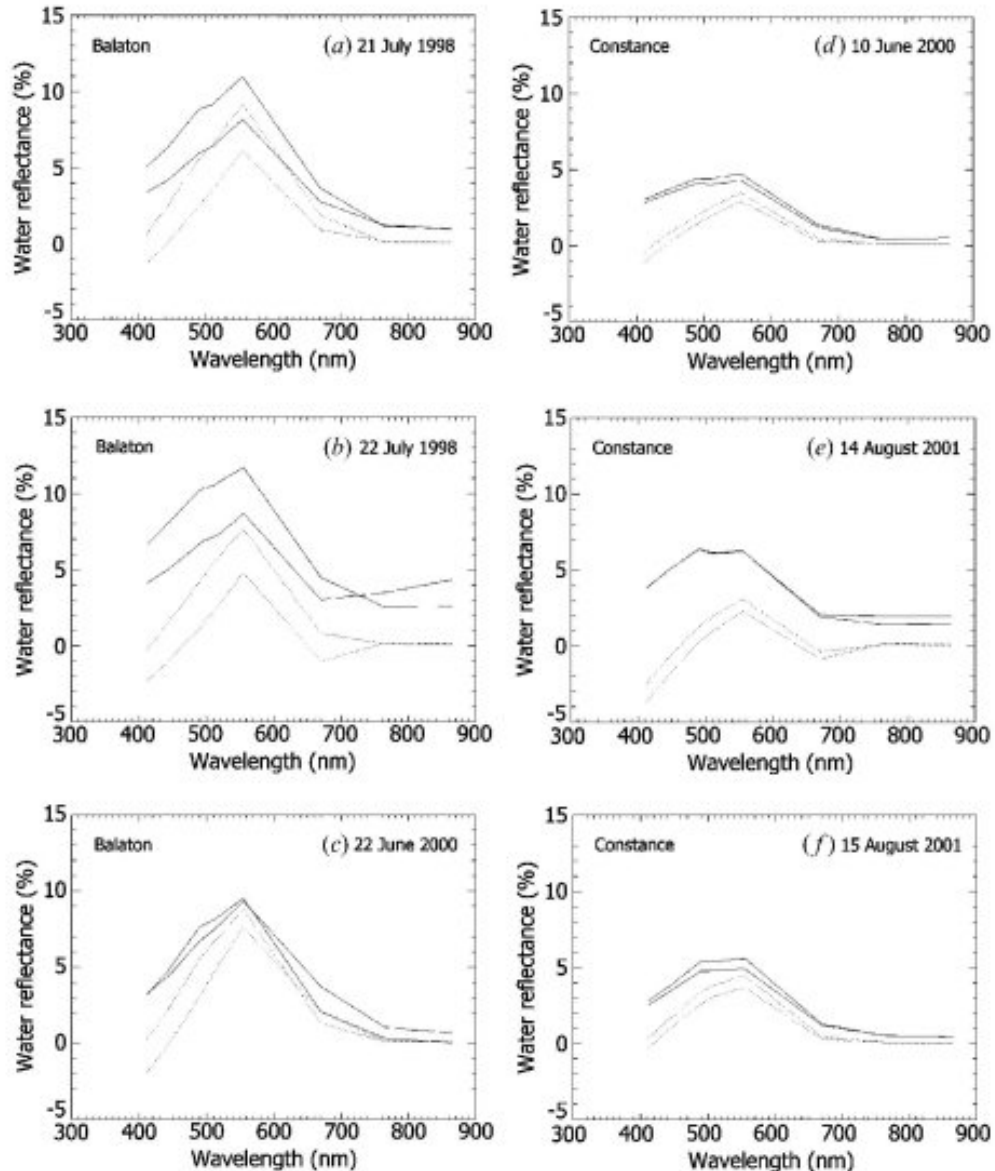


Figure 6. Water-leaving reflectance spectra from the GW algorithm (dotted line) and from ML algorithm (solid line) for Lake Balaton in (a)–(c) and for Lake Constance in (d)–(f). The water-leaving reflectance spectra is given at two different points in the middle of the lakes.

In the NIR part we have a residual water-leaving reflectance around 1% (see figure 6(a) and (c)) which can reach 3% and 4% on the 22 July 1998 (see figure 6(b)). This residue may correspond to a bias in the atmospheric correction and/or in the Fresnel reflection contribution we did not account for. This residue may correspond also to a bias due to the large view angle ( $\theta_v > 60^\circ$  for 22 July 1998 and 14 August 2001, see table 1).

For the Lake Constance the major difference is the absence of the peak around 550 nm, which is probably due to the weaker turbidity of the Lake Constance. We still have the same shape of the spectra in the visible part and the same residue in the NIR. The AOT from GW at 865 nm is often overestimated and more scattered than the ML algorithm. Then the GW algorithm falls in the blue part of the spectra and gives negative values of the water-leaving reflectance for all selected scenes. Compared to GW outputs the water-leaving reflectance from ML has a better geophysical meaning with a spectral signature representative of inland waters (Thiemann and Kaufmann 2002). The difference of turbidity from the both lakes is visible on the spectra.

#### 4. Correction of the Fresnel reflection in the ML algorithm.

Even in the middle of the lake, where the adjacency effect can be avoided, the water appears not strictly dark at 865 nm (see figure 6). This is may be due to the accuracy of the atmospheric correction. Also, over water there exists a non-negligible coupling term between the atmospheric scattering (mostly the aerosol forward scattering) and the Fresnel reflection. The contribution of the Fresnel reflection is currently accounted for in most of the atmospheric correction algorithms over the open oceans. Generally, the atmospheric path radiance includes this Fresnel reflection both for the aerosols and the molecules. This is done based on radiative transfer codes in the case of an infinite plane parallel atmosphere. For coastal waters, the Fresnel reflection is partially reduced by the presence of land. This problem was addressed in Santer and Schmechtig (2000) and some results are reported dealing with a linear coast line. Of course, the presence of the land around lakes also reduces this Fresnel reflection. To correctly address this problem a Monte Carlo code is required, but it is too time consuming. The idea here is to evaluate the impact of the land mask on the Fresnel reflection using the primary scattering approximation (first-order approximation). Of course we have a multiple scattering regime, but first, it is necessary to evaluate a second-order term (compared to the atmospheric reflectance) and second, both atmospheric reflectance and Fresnel correction will be computed using this primary scattering approximation to apply a relative correction to the initial atmospheric reflectance evaluated on a dark surface.

Figure 7 illustrates the coupling for a flat water surface (mirror) assuming the primary scattering approximation for the coupling between scattering and reflection. The atmospheric path radiance computed over a dark target  $L_{atm}$  has to be corrected taking into account the Fresnel reflection. The first term is the direct to direct term (a), corresponding to the Sun glint. This geometry is useless for water colour analysis and is actually avoided by SeaWiFS thanks to the instrument tilt of  $22^\circ$ . The second one is the diffuse to direct term, which represents the downwelling radiance reflected towards the sensor (c), which exists in full regardless of the size of the lake. The last one is the direct to diffuse term (b), which depends on both the size of the lake and the scale height of the scatterers.

103385

International Journal of Remote Sensing res59118.3d 18/3/05 17:13:31  
The Charlesworth Group, Wakefield +44(0)1924 369598 - Rev 7.31mW (Jan 20 2003)



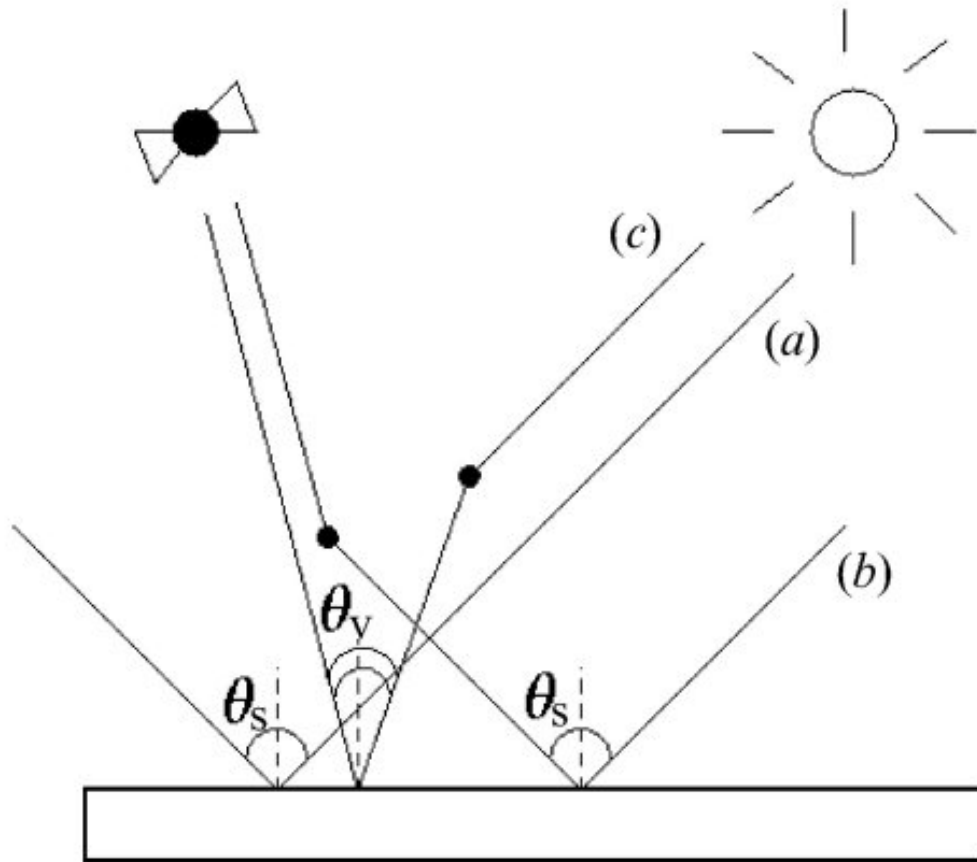


Figure 7. Schematic representation of the three contributions to the top of atmosphere signal by Fresnel reflection on a flat surface. a, Contribution of the direct to direct term (glitter); b, contribution of the direct to diffuse term; c, contribution of the diffuse to direct term. 5

#### 4.1 The diffuse to direct contribution

The coupling between the forward scattering (scattering angle  $\chi$ ) and Fresnel reflection can be express as:

$$L_{\text{atm}}^{(c)} = \tau \frac{p(\chi)}{4\mu_v} r(\theta_v) \quad (4)$$

where  $\tau$  is the total optical thickness (aerosols plus molecules),  $r(\theta_v)$  is the Fresnel coefficient,  $\mu_v$  is the cosine of the view angle  $\theta_v$ , and  $p$  the total phase function. Equation (4) is not strictly the primary scattering, but a widely used reformulation which corresponds to a first-order development of the attenuation terms.

The total phase function depends on the phase functions and the optical thickness of the molecules and the aerosols. It is calculated as:

$$p(\chi) = \frac{\bar{\omega}_a p_a(\chi) \tau_a + p_m(\chi) \tau_m}{\tau_a + \tau_m} \quad (5)$$

Subscripts a and m correspond to aerosols and molecules, respectively,  $\bar{\omega}_a$  is the aerosol single scattering albedo. Assuming that  $L_{\text{atm}}^{(0)}$  is the radiance if the target is

black,  $L_{atm}^{(0)}$  can be expressed using the same approximation of single scattering as in equation (4). Then, the atmospheric path radiance, accounting for this Fresnel reflection, is:

$$L_{atm}^{(0,c)} = L_{atm}^{(0)} + L_{atm}^{(c)} = L_{atm}^{(0)} \left[ 1 + \frac{p(\chi)}{p(\theta)} r(\theta_v) \right] \tag{6}$$

To remove the time variation of incident direct solar irradiance, we refer to reflectance instead of radiance. For the series of images atmospherically corrected, we calculated the relative importance of this contribution at 865 nm. This contribution (see figure 8) varies from 3.5% up to 14.2% of the atmospheric reflectance. There is a strong dependence with the geometry related to the increase of in the Fresnel reflection coefficient with the view angle. There is also a second-order dependence of the AOT in the calculation of the total phase function.

4.2 The direct to diffuse contribution for a nadir view

For the simplified nadir view represented in figure 9, a photon reflected on the water surface can be scattered by a molecule or an aerosol towards the sensor. This contribution depends on the scale of aerosols and molecules. If we consider a thin layer  $dz$  of scatters at the altitude  $z$ , the contribution of the layer to the atmospheric path radiance can be expressed using the same approximation as in equation (4), as:

$$dL_{atm}^{(b)}(z) = \frac{r(\theta_s)}{4} (\varpi_a \sigma_a(z) dz p_a(\chi) + \sigma_m(z) dz p_m(\chi)) \tag{7}$$

where  $\sigma_a$  and  $\sigma_m$  are the scattering coefficients for aerosols and for molecules, respectively. Assuming an exponential decrease of the aerosols with the altitude,  $\sigma_a$

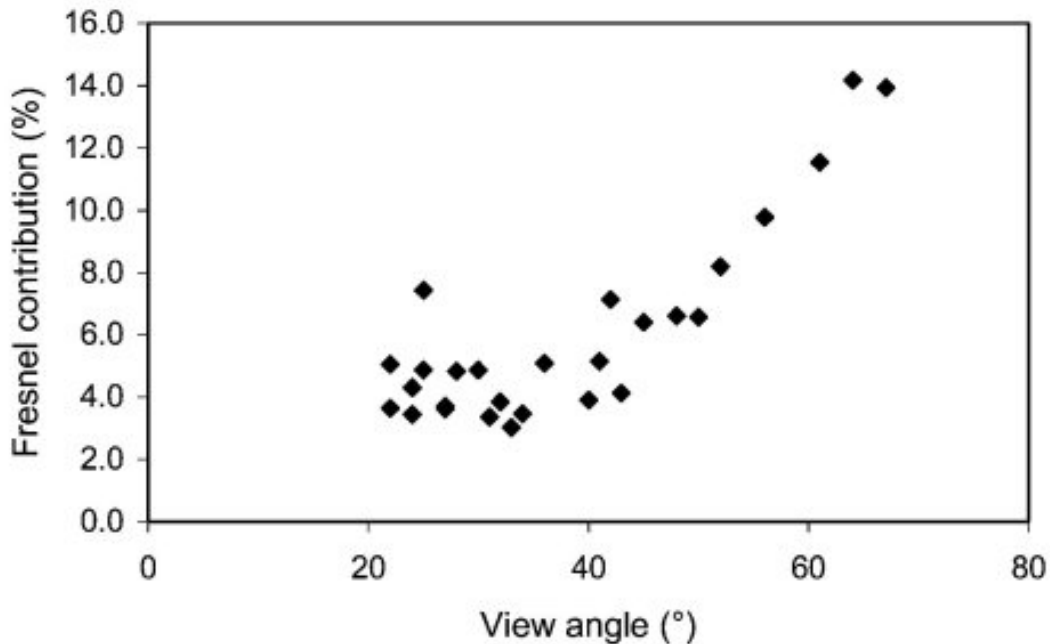


Figure 8. Relative Fresnel contribution at 865 nm to the atmospheric path reflectance versus the view angle of the sensor. This contribution is calculated in the middle of the lake for all the selected days according to equation (6).

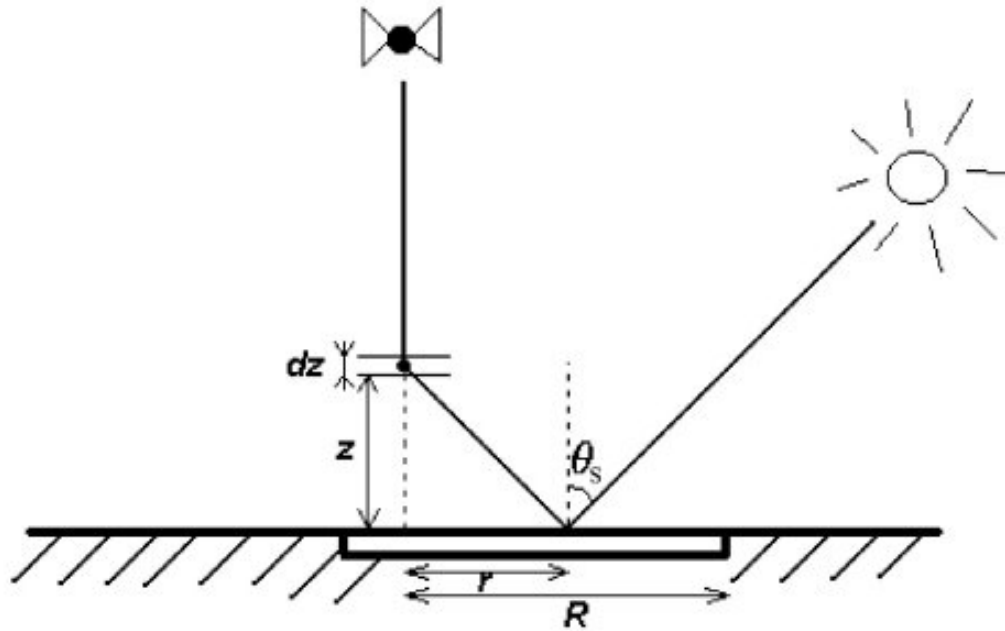


Figure 9. Case of a nadir view: geometry of the direct to diffuse signal from Fresnel reflection according to case b in figure 7.  $\theta_s$  is the sun zenith angle,  $dz$  is an element layer of scatters,  $z$  is the altitude of the layer,  $r$  is the distance between the viewed pixel and the specular reflection pixel.  $R$  is the distance of all contributions between the edge of the lake and the viewed pixel.

can be expressed as:

$$\sigma_a(z) = \frac{\tau_a}{H_a} \exp\left(-\frac{z}{H_a}\right) \quad (8)$$

where  $H_a$  is the aerosols scale height.

The vertical integration starts at the edge of the lake where the Fresnel reflection appears. There exists a simple relationship between  $z$  and  $r$  and equation (7) is integrated from 0 to  $R$  (distance between the viewed pixel and the edge of the lake in the principal plane, see figure 10) to finally give for aerosols:

$$L_a^{(0,b)} = \left[ \frac{\omega_a \tau_a p_a(\chi)}{4} r(\theta_s) \left[ 1 - \exp\left(-\frac{\beta R}{H_a}\right) \right] \right] \quad (9)$$

Where  $\beta = \cotan(\theta_s)$ . We have the same expression for the molecules to express the atmospheric path radiance accounting for the direct to diffuse Fresnel reflection.

$$L_{\text{atm}}^{(0,b)} = L_{\text{atm}}^{(0)} \left[ 1 + \frac{\omega_a \tau_a p_a(\chi)}{\tau p(\theta)} r(\theta_s) \left[ 1 - \exp\left(-\frac{\beta R}{H_a}\right) \right] + \frac{\tau_m p_m(\chi)}{\tau p(\theta)} r(\theta_s) \left[ 1 - \exp\left(-\frac{\beta R}{H_m}\right) \right] \right] \quad (10)$$

Of course, if the size of the lake is infinite (or if the sun is at its zenith), then the direct to diffuse fully exists. Equation (10) becomes:

$$L_{\text{atm}}^{(0,b)} = L_{\text{atm}}^{(0)} \left[ 1 + \frac{p(\chi)}{p(\theta)} r(\theta_s) \right] \quad (11)$$

This is as expected similar to equation (6).

103385

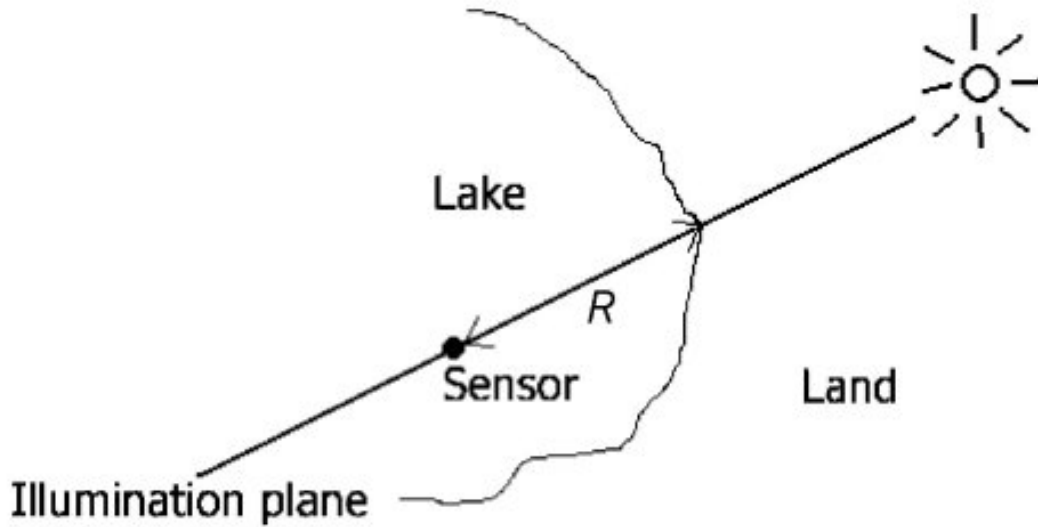


Figure 10. Schematic representation of the above view of figure 9.

4.3 Order of magnitude of the direct to diffuse contribution for a nadir view

We then estimated the relative Fresnel contribution to the atmospheric path radiance at two wavelengths, 865 and 443 nm. The continental aerosol model was considered with an AOT of 0.1 at 865 nm and of 0.2 at 443 nm;  $H_m=8$  km and  $H_a=3$  km. The simulations were carried out for different  $\theta_s$  ( $10^\circ$  to  $80^\circ$  by step of  $10^\circ$ ).

Results are shown in figure 11 versus distance  $R$  for different angles of the Sun. Because of the tilt of SeaWiFS, the nadir view is never obtained but these simulations may be relevant for other sensors (MODIS, MERIS, etc.) and give the general behaviour even for SeaWiFS. Firstly, the asymptotic regime is rapidly

International Journal of Remote Sensing res59118.3d 18/3/05 17:13:38  
The Charlesworth Group, Wakefield +44(0)1924 369598 - Rev 7.51mW (Jan 20 2003)

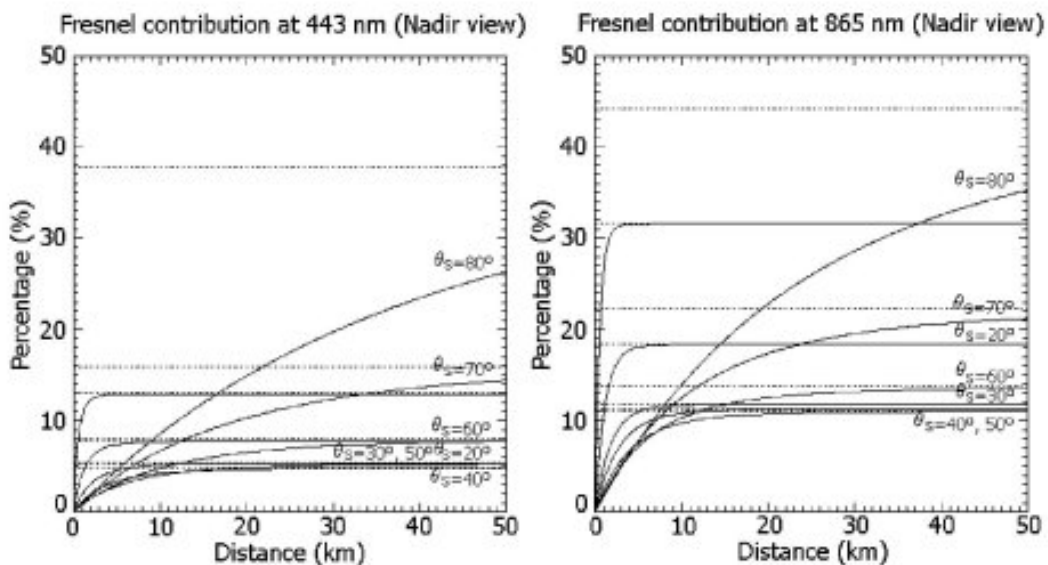


Figure 11. Simulations of the relative Fresnel contribution to the atmospheric path reflectance as a function of distance to the edge of lake in the case of a nadir view according to equation (10) for different solar angles (labelled on each plot on solid line). The asymptotic regimes, according to equation (11), are shown as dashed lines.



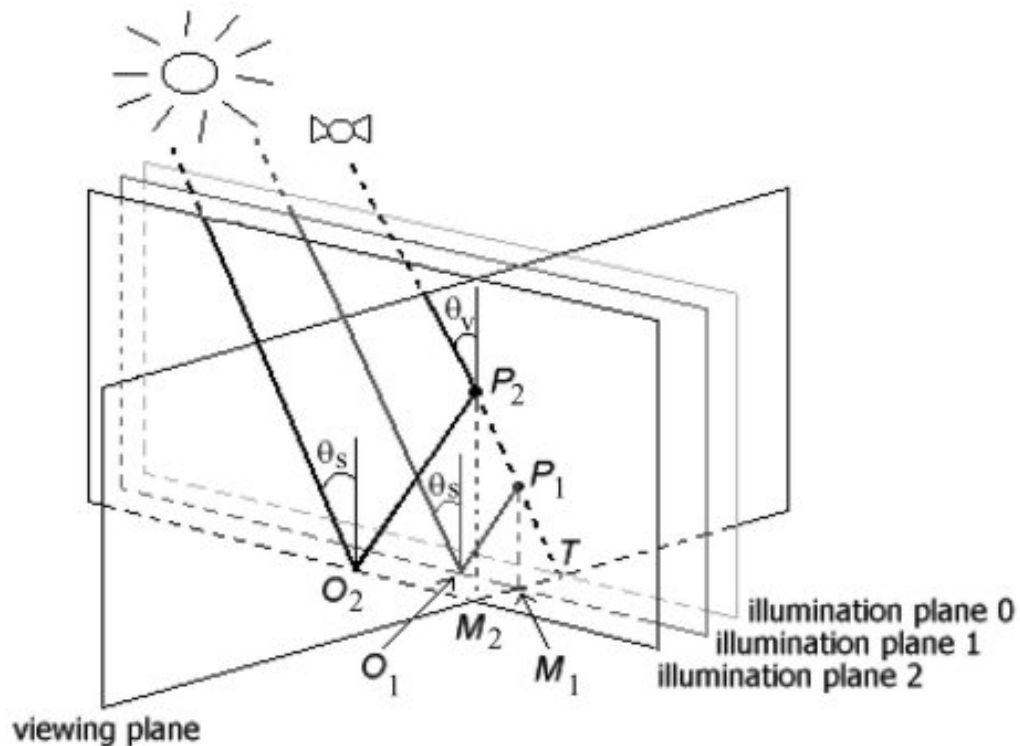


Figure 12. Case of an off-nadir view: geometry of the direct to diffuse signal from Fresnel reflection according to case b in figure 7.  $T$  is the target pixel viewed by the sensor.  $P_1$  and  $P_2$  are arbitrary particles on the path of the viewed pixel.  $M_1$  and  $M_2$  are the projections of the particles along the intersections between the viewing plane and the illumination planes 1 and 2, respectively.  $O_1$  and  $O_2$  are the Fresnel reflection pixels associated with the particles  $P_1$  and  $P_2$ , respectively.

reached for small solar angle even for small lakes as soon as the distance to the edge is larger than few kilometres. The behaviour of the asymptotic regime is easily described by equation (11): for small solar angles, it decreases with  $p(\chi)/p(\theta)$  when going away from the near forward scattering; for large scattering angles, it increases with the Fresnel reflection coefficient.

#### 4.4 The direct to diffuse contribution for off nadir view

The case of an off-nadir view is represented in figure 12. Aerosols and molecules that contribute on the path reflectance between the target and the sensor are not in the same plane of intersection between the illumination plane and the viewing plane. All scatterers belong to the viewing plane but in intersection with parallel illumination planes. These parallel illumination planes of scatterers (illumination plane 1 and 2) wander from the illumination plane of the target (illumination plane 0) when we take into account scatterers situated above (particles  $P_1$  and  $P_2$ ).

### 5. Discussion and conclusion

Standard algorithms for aerosol remote sensing over land are available in the vicinity of inland waters. The retrieval of aerosol optical thickness above vegetation is an alternative method to correct the aerosol scattering effect above water. This

algorithm uses spectral bands, which are present in 'ocean colour' missions. One advantage of the ML algorithm is that the aerosol model is derived over land in the spectral range used for water colour. The results reported here clearly indicate that the water-leaving reflectances derived by the ML aerosol model are of better bio-optical meaning than those obtained by the GW model.

The coupling between atmospheric scattering and Fresnel reflection has also to be corrected for the whole lake. We give a simple formulation of the direct to diffuse term over inland waters, which is partially masked by the surrounding land. Some orders of magnitude of this effect are given. Depending on the required accuracy, this correction can be implemented quite easily, at least for near-nadir view.

Of course, this work is also relevant for coastal waters both to face the difficulty of aerosol remote sensing over turbid waters as well as to account for the reduction of the Fresnel reflection.

### Acknowledgements

The authors would like to thank to DAAC at the GSFC for the production and the distribution of the level 1a SeaWiFS images. This work was supported by the European Community in the Fifth Framework Program, IST, in the SISCAL project

### References

- ANTOINE, D. and MOREL, A., 1999, A multiple scattering algorithm for atmospheric correction of remotely sensed ocean colour (MERIS instrument): principle and implementation for atmospheres carrying various aerosols including absorbing ones. *International Journal of Remote Sensing*, **20**, pp. 1875–1916.
- BORDE, R., RAMON, D., SCHMECHTIG, C. and SANTER, R., 2003, Extension of the DDV concept to retrieve aerosol properties over land from the Modular Optoelectronic Scanner (MOS) sensor. *International Journal of Remote Sensing*, **24**, pp. 1439–1467.
- DILLIGEARD, E., SANTER, R. and AVOINE, J., 1996, Observations depuis SPOT-HRV des matières en suspensions lors des crues de la Seine. *Journal de Recherche Océanographique*, **21**, pp. 97–102.
- DEUZÉ, J.L., HERMAN, M. and SANTER, R., 1989, Fourier series expansion of the transfer equation in the atmosphere–ocean system. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **41**, pp. 483–494.
- GORDON, H.R. and WANG, M., 1994, Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm. *Applied Optics*, **33**, pp. 443–452.
- GORDON, H.R., 1997, Atmospheric correction of ocean color imagery in the Earth Observing System era. *Journal of Geophysical Research*, **102**, pp. 17081–17106.
- GROSSART, H.P., SIMON, M. and LOGAN, B.E., 1997, Formation of macroscopic organic aggregates (lake snow) in a large lake: the significance of transparent exopolymer particles, phytoplankton, and zooplankton. *Limnology and Oceanography*, **42**, pp. 1651–1659.
- HOLBEN, B.N., ECK, T.F., SLUTSKER, I., TANRÉ, D., BUIS, J.P., SETZER, A., VERMOTE, E.F., REAGAN, J.A., KAUFMAN, Y.J., NAKAJIMA, T., LAVENU, F., JANKOWIAK, I. and SMIRNOV, A., 1998, AERONET—a federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sensing of Environment*, **66**, pp. 1–16.
- HU, C., CARDER, K.L. and MULLER-KARGER, F.E., 2000, Atmospheric correction of SeaWiFS imagery over turbid coastal waters: a practical method. *Remote Sensing of Environment*, **74**, pp. 195–206.
- JUNGE, C.E., 1963, *Air Chemistry and Radiochemistry* (New York: Academic Press).

- KAUFMAN, Y.J., 1993, Measurements of the aerosol optical thickness and the path radiance—implications on aerosol remote sensing and atmospheric corrections. *Journal of Geophysical Research*, **98**, pp. 2677–2692.
- KAUFMAN, Y.J. and SENDRA, C., 1988, Algorithm for automatic corrections to visible and near-infrared satellite imagery. *International Journal of Remote Sensing*, **9**, pp. 1357–1351.
- KAUFMAN, Y.J. and TANRÉ, D., 1992, Atmospherically resistant vegetation index (ARVI) for EOS-MODIS. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, **30**, pp. 261–270.
- KAUFMAN, Y.J., TANRÉ, D., REMER, L.A., VERMOTE, E.F., CHU, A. and HOLBEN, B.N., 1997, Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer. *Journal of Geophysical Research*, **102**, pp. 17051–17067.
- LEROY, M., BRUNIQUEL-PINEL, V., HAUTECOEUR, O., BRÉON, F.M. and BARET, F., 1998, Corrections atmosphérique des données MERIS/ENVISAT: caractérisation de la BRDF de surfaces sombres. Rapport Final ESTEC.
- LINDELL, T., PIERSON, D., PREMAZZI, G., and ZILIOLI, E (Eds), 1999, Manual for monitoring European lakes using remote sensing techniques. EUR18665, Environment and quality of life series, Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg, EU.
- LYAPUSTIN, A.I. and KAUFMAN, Y.J., 2001, Role of adjacency effect in the remote sensing of aerosol. *Journal of Geophysical Research*, **106**, pp. 11909–11916.
- MOORE, G.F., AIKEN, J. and LAVENDER, S.J., 1999, The atmospheric correction of water colour and the quantitative retrieval of suspended particulate mater in case II waters: application to MERIS. *International Journal of Remote Sensing*, **20**, pp. 1713–1733.
- RAMON, D. and SANTER, R., 2001, Operational remote sensing of aerosols over land to account for directional effects. *Applied Optics*, **40**, pp. 3060–3075.
- RUDDICK, K.G., OVIDIO, F. and RUIKEBOER, M., 2000, Atmospheric correction of SeaWiFS imagery for turbid coastal and inland waters. *Applied Optics*, **39**, pp. 897–911.
- SANTER, R., CARRERE, V., DUBUISSON, P. and ROGER, J.C., 1999, Atmospheric corrections over land for MERIS. *International Journal of Remote Sensing*, **20**, pp. 1819–1840.
- SANTER, R., CARRERE, V., DESSAILLY, D., DUBUISSON, P. and ROGER, J.C., 2000, Atmospheric corrections over land. Algorithm Theoretical Basis Document 2.15 available at [http://envisat.esa.int/instruments/meris/pdf/atbd\\_2\\_15.pdf](http://envisat.esa.int/instruments/meris/pdf/atbd_2_15.pdf).
- SANTER, R. and SCHMECHTIG, C., 2000, Adjacency effects on water surfaces: primary scattering approximation and sensitivity study. *Applied Optics*, **39**, pp. 361–375.
- SCHMECHTIG, C., BORDE, R., RAMON, D. and SANTER, R., 2001, Validation of the atmospheric correction over land algorithm for the MOS sensor. In *Proceedings of the 8th International Symposium Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing*, 12 January 2001, Aussois France (Toulouse: CNES), pp. 179–184.
- SIEGEL, D.A., WANG, M., MARITORENA, S. and ROBINSON, W., 2000, Atmospheric correction of satellite ocean color imagery: the black pixel assumption. *Applied Optics*, **39**, pp. 3582–3591. 6
- THIEMANN, S. and KAUFMANN, H., 2002, Lake water quality monitoring using hyperspectral airborne data—a semiempirical multisensor and multitemporal approach for the Mecklenburg Lake District, Germany. *Remote Sensing of Environment*, **81**, pp. 228–237.
- TANRÉ, D., DEROO, C., DUHAUT, P., HERMAN, M., MORCLETTE, J.J. and DESCHAMPS, P.Y., 1987, Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (5S). Laboratoire d'Optique Atmosphérique, 59655 Villeneuve d'Ascq Cédex, France.

## Conclusion générale et perspectives

Le travail de thèse s'est organisé autour de l'application de l'algorithme de télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées, développé pour le capteur ENVISAT/MERIS à une base de données du capteur SeaSTAR/SeaWiFS.

Tout d'abord, dans le chapitre 2 nous avons détaillé l'algorithme à chaque étape de l'inversion des propriétés optiques des aérosols. La télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées est basée sur la détection des cibles de végétation sombre dans le bleu et le rouge (DDV) à l'aide d'un seuil sur l'ARVI. Les différences principales des deux algorithmes proviennent des données auxiliaires (modèle d'élévation de terrain, pression de surface et quantité d'ozone). La différence de résolution des modèles d'élévation de terrain (16 km pour l'algorithme standard MERIS et 1 km pour l'algorithme SeaWiFS) est la plus grande source d'erreur avec des différences qui peuvent atteindre 10% sur l'épaisseur optique Rayleigh dans les zones montagneuses. La comparaison des produits aérosols SeaWiFS avec les données photométriques du réseau AERONET montre une bonne inversion des épaisseurs optiques des aérosols dans le bleu et une surestimation des épaisseurs optiques des aérosols dans le rouge. Cette surestimation s'amplifie dans le PIR par l'intermédiaire du coefficient d'Angström. Le point critique de l'algorithme est alors la faible couverture du produit aérosol (inférieure à 2% des terres émergées).

Dans le chapitre 3, nous avons décrit la formulation du nouveau modèle de réflectance des surfaces plus brillantes appelées LARS. Ces surfaces sont sélectionnées par la diminution du seuil nominal d'ARVI. La réflectance des LARS est modélisée grâce à la linéarité de la réflectance de surface en fonction de l'ARVI. Le nouveau modèle de réflectance de surface est donc représenté par une équation de droite ayant pour ordonnée à l'origine la réflectance de la DDV et une pente correspondant à l'augmentation de réflectance de surface avec la diminution de l'ARVI. La définition du nouveau modèle de réflectance de surface nécessite une correction atmosphérique des images SeaWiFS. Celle-ci est réalisée sur des sous-scènes de petites tailles inférieures à 100 km de côté où les aérosols sont considérés spatialement homogènes. Une étude statistique sur les données SeaWiFS, basée sur l'homogénéité spatiale des aérosols sur ces petites sous-scènes, a permis de confirmer le nouveau modèle établi par HYGEOS sur les données MERIS. La comparaison du nouveau produit aérosol avec les données photométriques du réseau AERONET ne change pas les résultats, à savoir : un produit correct dans le bleu est surestimé dans le rouge ; cependant, l'objectif d'une couverture plus importante du produit aérosol est atteint.

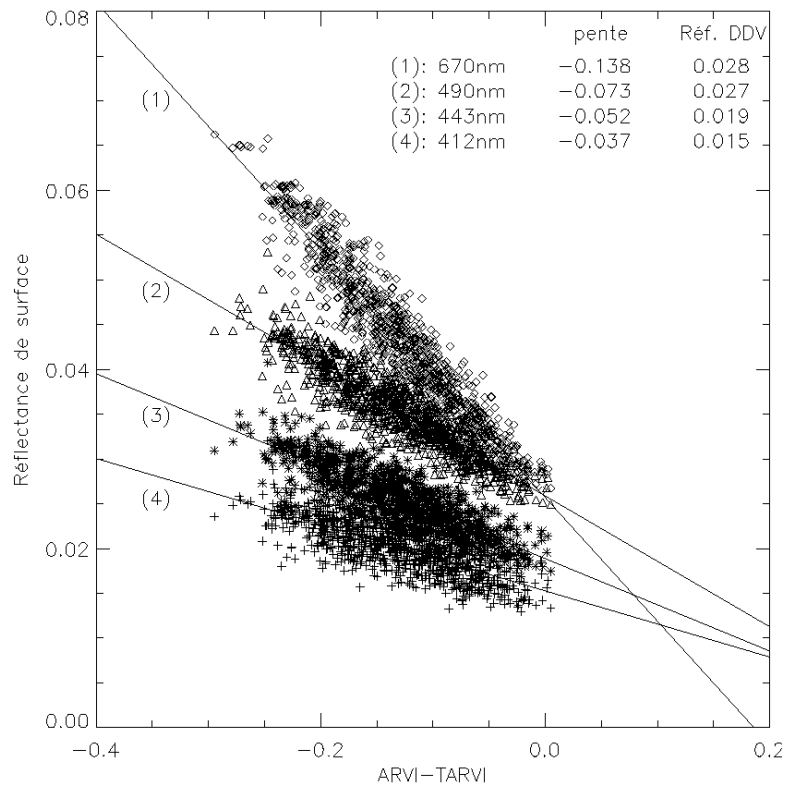
Nous avons maintenant un produit aérosol opérationnel sur les données SeaWiFS. Dans le cadre de deux projets européens, nous avons été amenés à appliquer l'algorithme de télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées à la thématique de la qualité de l'air et dans une approche innovante des corrections atmosphériques au-dessus des eaux intérieures.

Les réseaux de surveillance de la qualité de l'air mesurent la quantité de particules en terme de PM. Ces réseaux mesurent généralement les PM dans les zones urbaines. Dans le cadre du projet européen EXPER/PF, qui a mis en place une base de données transfrontalière de mesures PM et de produits aérosols issus de l'observation spatiale, nous avons tenté de cartographier les PM depuis l'espace. La conversion du produit aérosol en PM n'est pas une tâche facile. Une étude statistique sur une large base de données a montré la possibilité de cartographier les PM depuis l'espace avec des mesures optiques in situ dans le rouge, le bleu et le PIR et des données auxiliaires. Cependant cette méthode est limitée spatialement et pourrait être appliquée à l'échelle régionale à condition d'avoir des données auxiliaires très précises. L'application à des mesures optiques satellitaires est possible en corrigeant la réflectance de surface dans le rouge pour améliorer le produit aérosols dans le rouge et le PIR.

La télédétection des aérosols au-dessus des terres émergées est une alternative aux schémas de corrections atmosphériques standard au-dessus des eaux intérieures. Une méthode a été développée dans le cadre du projet européen SISCAL où, sur des scènes de tailles suffisantes pour considérer les aérosols comme spatialement homogènes, il est possible de corriger une image des effets atmosphériques. Aussi, afin d'avoir une formulation du signal correct au-dessus de l'eau, il est nécessaire de corriger le signal de la réflexion de Fresnel. Cette correction est réalisée par une formulation simple du signal en approximation de la diffusion primaire. Parmi les termes de couplage glitter-atmosphère, le terme diffus-direct peut représenter jusqu'à

15% du signal de surface alors que le terme direct-diffus est masqué par les terres. Une correction du terme diffus-direct a été formalisée. L'application à deux grands lacs européens montre que la méthode améliore la réflectance de l'eau dans le bleu mais il reste un signal résiduel dans le PIR. Ce signal provient certainement de la sous-estimation du modèle d'aérosol sur la scène.

La bande spectrale dans le rouge reste le point critique de l'algorithme. Un algorithme alternatif pourrait utiliser la bande à 490 nm au lieu de celle à 670 nm. La figure (1) montre la réflectance de surface en fonction de la différence entre le seuil nominal d'ARVI et l'ARVI. La pente à 490 nm est plus proche de celle à 443 nm avec une réflectance de surface au seuil nominal d'ARVI de l'ordre de la réflectance de surface dans le rouge. Les épaisseurs optiques des aérosols inversées au-dessus des LARS devraient être moins sensibles à la réflectance de surface à 490 nm.



**Figure 1.** Réflectance de surface en fonction de la différence entre le seuil nominal d'ARVI (TARVI) et l'ARVI d'une scène 32 par 32 pixels.

Cependant, le coefficient d'Angström serait alors calculé à partir des bandes 412, 443 et 490 nm, ce qui fait environ 80 nm de différence. Cette différence peut paraître alors trop faible pour avoir confiance dans ce coefficient d'Angström. Mais les algorithmes standard pour la « couleur de l'eau » se basent sur le  $\epsilon$  calculé entre les bandes 7 et 8 de SeaWiFS (différence de 100 nm) ou sur les bandes 12 et 13 de MERIS (différence de 90 nm). Cette différence devrait être suffisante pour le calcul du coefficient d'Angström.

Le produit aérosol au-dessus des terres émergées étant opérationnel, il serait intéressant de regarder des produits de niveau 3 à l'échelle européenne, de les comparer aux produits officiels qui sont les produits généralement fournis par les agences spatiales, et de traiter les données SeaWiFS depuis 1997. Ces produits de niveau 3 permettraient ensuite une correction atmosphérique en intégrant les aérosols pour obtenir les réflectances de surfaces à partir de SeaWiFS et aussi de MERIS qui, à l'heure actuelle, fournit un produit non corrigé des aérosols sur les terres. De même la méthode appliquée au-dessus des eaux intérieures pourrait-elle être appliquée aux eaux côtières, avec la condition toutefois de ne pas omettre la nécessité d'une correction des effets d'environnement.



## Remerciements

Je souhaite tout d'abord remercier Richard Santer pour m'avoir accueilli au sein de son Laboratoire Interdisciplinaire des Sciences de l'Environnement de l'Université du Littoral Côte d'Opale. Ses connaissances scientifiques, son pragmatisme et son expérience dans le domaine de la télédétection spatiale m'ont permis de mener à bien ce travail.

Je voudrais remercier Jean-Luc Deuzé, Professeur à l'Université de Lille, d'avoir présidé mon jury de thèse et pour ses remarques sur mon travail. Je remercie également Xavier Briottet, Directeur de Recherche à l'ONERA, Jean-Paul Huot, Ingénieur à l'ESA et Gerrit De Leeuw, Professeur au TNO, d'avoir accepté la tâche de rapporteur de ma thèse. Enfin j'ai eu un grand plaisir d'avoir Didier Ramon, Directeur d'HYGEOS, à mon jury de thèse et je le remercie pour m'avoir légué tout le travail qui avait été fait sur MERIS et sans lequel je n'aurais rien pu faire.

Je voudrais remercier particulièrement Frank Fell pour ses conseils et nos discussions scientifiques dans le cadre du projet SISCAL et aussi pour m'avoir fait découvrir BERLIN et ses folles nuits... J'aimerais remercier aussi toutes les personnes de la Maison de la Recherche en Environnement Naturel, en particuliers Patricia Limeriez, pour nos discussions politiques et Hubert Loisel pour ses conseils scientifiques, mais aussi les chercheurs, les thésards, les techniciens et les stagiaires qui m'ont permis de passer ces années de thèse dans une bonne ambiance.

J'ai beaucoup de pensées pour les personnes qui étaient là au début de ma thèse et qui m'ont permis de m'intégrer plus facilement au Littoral. Je pense surtout à Nadège, qui a ensoleillé une partie de ma thèse, à Vincent son « doudou », à Marcelo, et nos petites bières, à Manu, et ses barbecues, à Eric, à Antoine et ses chansons remodelées et enfin à Irina avec laquelle on a tant rigolé. Je n'oublierai jamais toutes nos soirées.

Je n'oublierai pas non plus les soirées réseaux avec Vincent, David, les deux Fred et Eric et les derniers arrivés, Jacinthe, Bertrand et Charles.

Je ne saurai jamais suffisamment remercier mon plus grand soutien, mon frère Laurent, qui m'a toujours encouragé et m'a si bien expliqué la physique atmosphérique. J'en aurai encore, des questions à te poser, et j'espère que l'on aura l'occasion de travailler ensemble un jour.

Je pense bien sûr au reste de ma famille, à ma mère qui m'a fortement soutenu et à Arnaud qui a toujours su m'évader du monde scientifique, et à mes amis, Ced, Raf et Karim qui me rappellent toujours une part essentielle de la vie, l'amitié.

Enfin je remercie celle qui a vécu une thèse à sa manière, Gaëlle.