

Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par **l'Institut Supérieur de l'Aéronautique et de l'Espace**
Spécialité : Télédétection

Présentée et soutenue par **Colin THOMAS**
le 11 janvier 2010

Caractérisation des aérosols atmosphériques en milieu urbain par télédétection à très haute résolution spatiale

JURY

- M. Gilles Bergametti, président, rapporteur
 - M. Xavier Briottet, directeur de thèse
 - Mme Catherine Liousse
 - M. Nicolas Paparoditis
 - M. Richard Santer, co-directeur de thèse
 - M. Nicolaos Sifakis
-

École doctorale : **Génie électrique, électronique, télécommunications**

Unité de recherche : **Équipe d'accueil ISAE-ONERA OLIMPES**

Directeur de thèse : **M. Xavier Briottet**

Co-directeur de thèse : **M. Richard Santer**

Autre rapporteur : **M. Alain Royer**

Caractérisation des aérosols atmosphériques en milieu urbain par télédétection à très haute résolution spatiale

La réalisation de nouveaux instruments de télédétection à très haute résolution spatiale offre la possibilité d'étudier plus précisément les villes. Pour ces études, la connaissance de l'atmosphère et plus particulièrement des aérosols peut s'avérer essentielle. Le but de cette thèse est donc de développer une méthode de caractérisation des aérosols adaptée aux images de télédétection des milieux urbains à l'échelle métrique dans les domaines visible et proche-infrarouge. Dans un premier temps, les propriétés optiques de ces particules ont été étudiées en utilisant les données fournies par 68 stations urbaines du réseau AERONET. Ensuite, afin de pouvoir évaluer l'impact des aérosols présents dans les villes sur le signal, un code de transfert radiatif 3D a été réalisé : AMARTIS v2. L'utilisation de cet outil pour une scène urbaine typique a permis de quantifier l'impact des particules sur le signal, à l'ombre et au soleil, en fonction de leurs propriétés optiques. Enfin, une méthode de télédétection des aérosols a été définie, basée sur l'observation de transitions ombre/soleil. Afin de mettre en œuvre cette méthode, un code d'inversion a été développé : OSIS. Une étude de sensibilité d'OSIS a alors été menée à partir d'images synthétiques générées avec AMARTIS v2 et une utilisation expérimentale a été effectuée sur des acquisitions PELICAN obtenues lors de la campagne aéroportée MUSARDE sur la ville de Toulouse. Ces études ont notamment permis de quantifier la précision intrinsèque d'OSIS ($\tau_a^{inv} - \tau_a = 0,1 \cdot \tau_a \pm (0,02 + 0,4 \cdot \tau_a)$), comparable aux précisions obtenues avec les produits satellitaires pour l'inversion des épaisseurs optiques, et de montrer que cette procédure est applicable à tout instrument à très haute résolution spatiale, multispectral ou hyperspectral, aéroporté ou satellitaire.

Mots clés : télédétection, très haute résolution spatiale, aérosols urbains, milieu urbain, transfert radiatif 3D, corrections atmosphériques, ombres.

Remote sensing of atmospheric aerosols in urban areas from very high spatial resolution images

The achievement of new very high spatial resolution sensors allows studying more precisely the cities. For those studies the knowledge of the atmosphere and particularly of the aerosols can be fundamental. The goal of this thesis is so to develop an aerosol characterisation method adapted to urban remote sensing images of metric scale acquired in the visible and near-infrared spectral domains. First, the aerosols optical properties have been studied from 68 urban stations of the AERONET network. Then, a 3D radiative transfer code, AMARTIS v2, has been developed in order to evaluate the aerosols impact on the signal in urban medium. This tool has allowed the quantification of the particles impact on the signal for a typical urban scene, both in the shadow and in the sun, depending on their optical properties. Finally, an aerosols remote sensing method has been defined, based on the observation of shadow/sun transitions. To use this technique, an inversion code has been developed: OSIS. A sensibility study of OSIS has been performed from AMARTIS v2 synthetic images and an experimental use has been done from PELICAN images acquired during the MUSARDE airborne campaign over Toulouse. Those studies have allowed quantifying the intrinsic precision of OSIS ($\tau_a^{inv} - \tau_a = 0,1 \cdot \tau_a \pm (0,02 + 0,4 \cdot \tau_a)$) that is similar to the precision of satellite products, and to show the possibility of applying such method to every very high spatial resolution instrument, multispectral or hyperspectral, airborne or spaceborne.

Keywords : remote sensing, very high spatial resolution, urban aerosols, urban areas, 3D radiative transfer, atmospheric corrections, shadows.

Thèse présentée en vue de l'obtention du titre de

DOCTEUR

de

L'UNIVERSITE DE TOULOUSE

par

Colin THOMAS

Sujet de la thèse

CARACTERISATION DES AEROSOLS
ATMOSPHERIQUES EN MILIEU URBAIN PAR
TELEDETECTION A TRES HAUTE RESOLUTION
SPATIALE

ENCADRANTS :

Xavier Briottet (Onera) - Directeur de thèse
Richard Santer (Université du Littoral Côte d'Opale)
Sandrine Mathieu (Thales Alenia Space)

REMERCIEMENTS

Bien que personnel, ce travail n'aurait pu être réalisé sans la participation ou le soutien d'un grand nombre de personnes. Je tiens donc à leur exprimer ici ma plus profonde gratitude.

Je voudrais tout d'abord remercier toutes les personnes qui ont apporté leur contribution à ce travail.

En premier lieu, Xavier Briottet, qui a eu la responsabilité de diriger cette thèse. Je tiens à le remercier tout particulièrement pour son aide précieuse, pour ses critiques et surtout pour toute la confiance qu'il m'a portée. Je tiens également à remercier très chaleureusement Richard Santer, Sandrine Mathieu ainsi que Didier Boldo qui m'ont encadré au cours de cette thèse. Merci à Richard pour sa très grande implication et pour ses nombreuses idées. Merci à Sandrine et à Didier pour toute leur aide et leurs conseils.

J'aimerais aussi exprimer ma gratitude aux personnes qui ont accepté d'évaluer mon travail. Tout d'abord, un très grand merci à Gilles Bergametti et à Alain Royer qui ont eu la lourde tâche de rapporter ce document. Merci à eux pour tout l'intérêt qu'ils ont porté à ce travail et pour leur regard critique. Merci aussi à Catherine Liousse, Nicolaos Sifakis et Nicolas Paparoditis pour avoir accepté de faire partie du jury et pour leur enthousiasme.

J'aimerais également remercier certaines personnes du DOTA qui ont joué un rôle majeur durant ces trois années. Tout d'abord, Stéphanie Doz, avec qui j'ai eu le plaisir de travailler sur le développement d'AMARTIS v2 et qui a su gérer l'organisation plus que complexe de MUSARDE. Ensuite, toutes les personnes qui ont participé à la campagne de mesure à Toulouse et surtout toute l'équipe PELICAN (Joël Duffaut, Philippe Déliot, Olivier Vaudelin et Benoît Blanchard), sans qui la validation de mon travail n'aurait été possible. Autant dire que leur contribution est essentielle! Merci également à Sophie Lachérade dont l'aide m'aura été précieuse au début de la thèse. Je tiens enfin à remercier Geneviève Corrège, sans qui la vie de doctorant ne pourrait être aussi insouciant. Merci à elle pour son aide au quotidien.

De manière plus personnelle j'aimerais également exprimer ma reconnaissance à toutes les personnes qui m'ont permis de passer trois années inoubliables.

Je tiens tout d'abord à saluer toutes les personnes du DOTA que j'ai eu très grand plaisir à côtoyer, et les remercie chaleureusement pour leur accueil et leur amitié. Merci donc à Nicolas, à Thibault, aux Xavier, aux Sophie, à Jojo, et aux autres. Bien entendu, j'ai une pensée particulière pour les doctorants et apprentis que j'ai eu la chance et le plaisir d'apprendre à connaître, au labo et en dehors. Je ne saurais exprimer ici toute l'importance qu'ont pu avoir pour moi pendant cette thèse

Stéphanie, Audrey, Guillaume R., Benoît, Marie, Guillaume F., et les autres. Petite pensée spéciale pour Audrey et Guillaume F. qui m'ont peut-être plus que les autres supportés au quotidien !

Je tiens aussi à remercier toute ma famille pour son soutien, et plus particulièrement Annie et Alain, pour leurs encouragements et pour m'avoir toujours fait confiance. J'ai également une pensée pour Catherine et Pierre qui m'ont encouragé à sauter le pas et qui ont eu raison.

A toutes ces personnes déjà bien nombreuses doivent être ajoutés celles et ceux qui m'ont permis de passer trois belles années toulousaines. Merci donc à Damien, Coralie, Amandine, Sarah, Eric, Cathy, à Djazt, aux Batteries Faibles, et aux autres pour tous ces bons moments.

Restent ceux que je n'ai pas assez vus à cause de la distance mais que j'ai eu tant de plaisir à retrouver. Merci évidemment à Jean et à Charles, toujours là après toutes ces années, mais également à Jérémie, Jean-Baptiste, Edouard, Vincent, ...

TABLE DES MATIERES

GLOSSAIRE	9
PRINCIPALES NOTATIONS UTILISEES	11
DEFINITIONS	15
INTRODUCTION	19
1. CONTEXTE	21
2. PROBLEMATIQUE ET PLAN DU TRAVAIL	24
2.1 Objectif	24
2.2 Cadre du travail	24
2.3 Méthodologie	27
CHAPITRE I. CARACTERISATION DES AEROSOLS URBAINS	29
INTRODUCTION	31
1. LES AEROSOLS ATMOSPHERIQUES	32
1.1 Présentation générale	32
1.2 Propriétés optiques	36
1.3 Modélisation des aérosols pour les calculs radiatifs	40
2. ETUDE STATISTIQUE DES PROPRIETES OPTIQUES DES AEROSOLS URBAINS A PARTIR DE DONNEES AERONET	44
2.1 Le réseau AERONET	44
2.2 Les sites urbains sélectionnés	47
2.3 Etude des propriétés optiques des aérosols urbains	48
CONCLUSION	54
CHAPITRE II. TRANSFERT RADIATIF EN MILIEU URBAIN	55
INTRODUCTION	57
1. INTRODUCTION AU TRANSFERT RADIATIF EN MILIEU URBAIN	58
1.1 Généralités sur les échanges radiatifs dans le système Soleil-Terre-atmosphère	58
1.2 Spécificités des scènes urbaines	61
1.3 Modélisation du signal adaptée aux milieux urbains	63
1.4 Les codes de transfert radiatif existants et leurs limitations	66
2. REALISATION D'UN CODE DE TRANSFERT RADIATIF ADAPTE AUX MILIEUX URBAINS : AMARTIS v2	68
2.1 Introduction à AMARTIS v2	68

2.2	Les entrées d'AMARTIS v2	71
2.3	Gestion de la 3D	72
2.4	Détail des calculs radiatifs	73
2.5	Les sorties d'AMARTIS v2	79
2.6	Illustration	80
2.7	Validation d'AMARTIS v2	83
2.8	Temps de calcul	89
3.	ETUDE PHENOMENOLOGIQUE EN MILIEU URBAIN	91
3.1	Simulations utilisées	91
3.2	Résultats	94
3.3	Discussion	103
	CONCLUSION	105
	CHAPITRE III. DEVELOPPEMENT D'UNE PROCEDURE DE CARACTERISATION DES AEROSOLS URBAINS	107
	INTRODUCTION	109
1.	TELEDETECTION DES AEROSOLS : ETAT DE L'ART	110
1.1	Télétection au-dessus des terres émergées de la basse à la haute résolution spatiale : méthodes classiques et applications aux milieux urbains	110
1.2	Une méthode adaptée à la très haute résolution spatiale et aux milieux urbains : méthode ombre/soleil « par différence »	115
1.3	Discussions	122
2.	PRESENTATION D'UNE PROCEDURE ORIGINALE DE CARACTERISATION DES PROPRIETES OPTIQUES DES AEROSOLS URBAINS	124
2.1	Méthode ombre/soleil « du rapport »	124
2.2	Réalisation d'un code d'inversion : OSIS	127
2.3	Définition d'une LUT adaptée à OSIS	135
	CONCLUSION	138
	CHAPITRE IV. VALIDATION D'OSIS	139
	INTRODUCTION	141
1.	ETUDE DE SENSIBILITE D'OSIS	142
1.1	Critères d'évaluation de la qualité d'une inversion	142
1.2	Méthode de validation	143
1.3	Simulations directes AMARTIS v2 : cas de référence	145
1.4	Données d'entrée d'OSIS	148
1.5	Etude de sensibilité	149
1.6	Conclusions de l'étude de sensibilité	159
2.	UTILISATION DE LA PROCEDURE SUR DES DONNEES REELLES : CAMPAGNE AEROPORTEE MUSARDE AVEC LE CAPTEUR PELICAN	163
2.1	La campagne MUSARDE	163
2.2	Préparation de l'inversion	169
2.3	Réalisation de l'inversion	173
3.	DISCUSSIONS SUR L'INTERET ET LES CONTRAINTES DE LA PROCEDURE D'INVERSION	176
3.1	Intérêt d'OSIS	176
3.2	Contraintes expérimentales	177
	CONCLUSION	181

BILAN ET PERSPECTIVES	183
1. BILAN DES TRAVAUX	185
2. PERSPECTIVES	188
2.1 Efforts à réaliser sur OSIS	188
2.2 Développement d'une méthode opérationnelle	189
2.3 Utilisation de cette méthode pour l'étude de la qualité de l'air	190
2.4 Utilisation des visées multi-angulaires	191
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	195
ANNEXES	213
ANNEXE 1	215
ANNEXE 2	219
ANNEXE 3	223
ANNEXE 4	227

6S	Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum
AATSR	Advanced Along Track Scanning Radiometer
AERONET	AERosol ROBotic NETwork
AMARTIS	Advanced Modelling of the Atmospheric Radiative Transfer for Inhomogeneous Surfaces
ATSR	Along Track Scanning Radiometer
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
AVIRIS	Airborne Visible/InfraRed Imaging Spectrometer
CAPITOUL	Canopy and Aerosol Particles Interactions in TOulouse Urban Layer
FTM	Fonction de Transfert de Modulation
ICARE	Inversion Code for urban Areas Reflectance Extraction
LUT	Look-Up Table
MODIS	MODerate resolution Imaging Spectroradiometer
MERIS	MEDium Resolution Imaging Spectrometer
MISR	Multi-angle Imaging SpectroRadiometer
MUSARDE	Multi-angular Urban remote Sensing Acquisitions for Reflectance retrieving in 3D Environment
OSIS	Observation of Shadows for aerosols Inversion over 3d Scenes
PELICAN	Plate-forme Et Logiciels Informatiques de Caméras Aéroportées Numériques
POLDER	POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances
SeaWiFS	Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor
SPOT	Satellite Pour l'Observation de la Terre
SWIR	Short-Wavelength InfraRed
VIIRS	Visible Infrared Imager Radiometer Suite

PRINCIPALES NOTATIONS UTILISEES

PARAMETRES GEOMETRIQUES

θ_s	Angle zénithal solaire
θ_v	Angle zénithal de visée
φ_s	Angle azimutal solaire
φ_v	Angle azimutal de visée
μ_s	Cosinus de l'angle zénithal solaire
μ_v	Cosinus de l'angle zénithal de visée
\vec{n}_s	Vecteur unitaire indiquant la direction d'incidence solaire
\vec{n}_v	Vecteur unitaire indiquant la direction de visée
\vec{N}	Vecteur unitaire indiquant la normale à la surface au point considéré

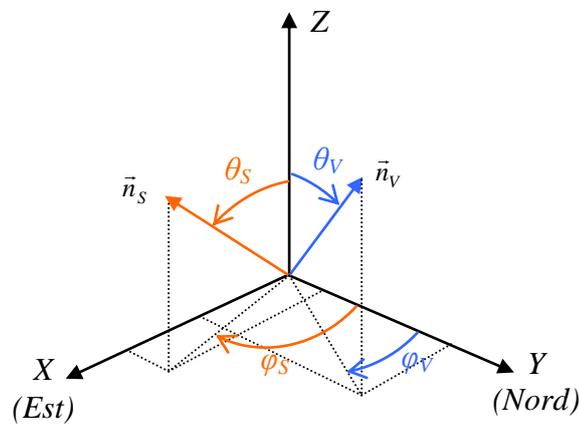


Figure 1. Convention angulaire en coordonnées sphériques. θ_s et φ_s sont les angles zénithal et azimutal solaires, θ_v et φ_v les angles zénithal et azimutal de visée.

Ω_{ciel}	Angle solide de vue du ciel (sr)
V	Facteur de vue du ciel
Θ	Angle de diffusion

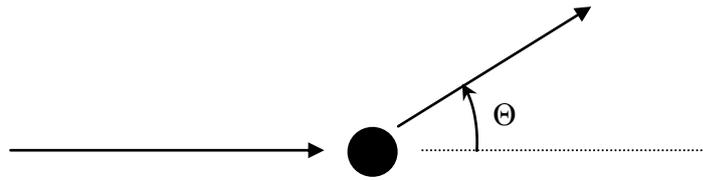


Figure 2. Convention utilisée pour la définition d'un angle de diffusion Θ . Les flèches représentent les directions du photon avant et après diffusion.

PARAMETRES ATMOSPHERIQUES

M	Modèle d'aérosols
σ_e	Coefficient d'extinction (m^{-1})
σ_d	Coefficient de diffusion (m^{-1})
σ_a	Coefficient d'absorption (m^{-1})
τ_a	Epaisseur optique totale des aérosols (due à la diffusion et à l'absorption)
τ_m	Epaisseur optique moléculaire totale (due à la diffusion et à l'absorption)
τ_{tot}	Epaisseur optique totale de l'atmosphère (aérosols et molécules)
α	Coefficient d'Angström
P_a	Fonction de phase des aérosols
P_m	Fonction de phase moléculaire
g	Facteur d'asymétrie
ω_0	Albédo de simple diffusion
s	Albédo sphérique

ECLAIREMENTS ($W.m^{-2}.\mu m^{-1}$)

E_S	Eclairement solaire au sommet de l'atmosphère
E_{dir}	Eclairement direct
E_{diff}	Eclairement diffus
E_{coup}	Eclairement de couplage
E_{refl}	Eclairement réfléchi

LUMINANCES ($W.m^{-2}.\mu m^{-1}.sr^{-1}$)

L^*	Luminance apparente en entrée de l'instrument
L_{atm}	Luminance atmosphérique

L_{dir}	Luminance directe
L_{env}	Luminance d'environnement
L_{ciel}	Luminance de ciel

TRANSMISSIONS

T_{dir}	Transmission directe
T_{diff}	Transmission diffuse

REFLECTANCES DE SURFACE

ρ	Réflectance lambertienne
ρ^{dd}	Réflectance bidirectionnelle
ρ^{hd}	Réflectance hémisphérique-directionnelle
ρ^{hh}	Réflectance hémisphérique-hémisphérique (ou réflectance sphérique)
ρ_c	Réflectance de la cible
$\langle \rho_{env} \rangle$	Réflectance moyenne de l'environnement

DIVERS

λ	Longueur d'onde (nm ou μm)
$\downarrow \uparrow$	Ces symboles sont utilisés pour indiquer que les grandeurs auxquelles elles se rapportent correspondent à des trajets descendant (entre le haut de l'atmosphère et la surface) ou montant (entre la surface et l'instrument)

GRANDEURS GEOMETRIQUES

Angle solide Ω (sr)

L'angle solide sous lequel est vu un objet depuis un point d'observation P est le rapport entre l'aire $S(d)$ de la projection conique du contour apparent de cet objet sur une sphère centrée en P et le carré du rayon de la sphère. Il est exprimé en stéradian (sr).

$$\Omega = \frac{S(d)}{d^2} \quad (1)$$

Angle de vue du ciel Ω_{ciel} et facteur de vue du ciel V

Dans ce rapport, l'angle de vue du ciel Ω_{ciel} en un point P de la surface est défini comme l'angle solide sous lequel le ciel est vu depuis P. Le facteur de vue du ciel V , sans unité, est un angle de vue du ciel normalisé entre 0 et 1 correspondant à la fraction de ciel vue depuis P. Il est défini par :

$$V = \frac{\Omega_{ciel}}{2\pi} \quad (2)$$

GRANDEURS RADIATIVES

Flux énergétique F

C'est le débit d'énergie exprimé par unité de temps résultant du rayonnement étudié. Il est exprimé en Watt (W).

Eclairement E

L'éclairement E d'un plan en un point donné est le flux énergétique incident par unité de surface dS de ce plan au point considéré. Il s'exprime en $W.m^{-2}$.

$$E = \frac{dF}{dS} \quad (3)$$

Dans ce document, les éclairements sont exprimés par unité de longueur d'onde en $W.m^{-2}.\mu m^{-1}$.

Luminance L

La luminance correspond au flux énergétique compris dans un angle solide $d\Omega$ repéré par un angle zénithal θ par rapport à la normale à la surface, et traversant une surface élémentaire dS . Elle s'exprime en $W.m^{-2}.sr^{-1}$.

$$L = \frac{d^2F}{d\Omega.dS.\cos\theta} \quad (4)$$

Dans ce document, les luminances sont exprimées par unité de longueur d'onde en $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$.

Réflectance bidirectionnelle ρ^{dd}

C'est la capacité d'une surface à réfléchir l'énergie incidente dans une direction donnée en fonction de la position de la source. Elle est généralement exprimée en fonction de la longueur d'onde λ et est définie par (Nicodemus et al., 1977) :

$$\rho^{dd}(\theta_i, \varphi_i, \theta_v, \varphi_v, \lambda) = \frac{\pi.L(\theta_i, \varphi_i, \theta_v, \varphi_v, \lambda)}{E(\theta_i, \varphi_i).\cos(\theta_i)} \quad (5)$$

A partir de cette grandeur, d'autres termes peuvent être définis. Ils sont décrits ci-dessous.

Réflectance hémisphérique-directionnelle ρ^{hd}

$$\rho^{hd}(\theta_v, \varphi_v, \lambda) = \frac{1}{\pi} \int_{\theta=0}^{\pi/2} \int_{\varphi=0}^{2\pi} \rho^{dd}(\theta, \varphi, \theta_v, \varphi_v, \lambda).\cos(\theta).\sin(\theta).d\theta.d\varphi \quad (6)$$

Réflectance hémisphérique-hémisphérique (ou réflectance sphérique) ρ^{hh}

$$\rho^{hh}(\lambda) = \frac{1}{\pi} \int_{\theta=0}^{\pi/2} \int_{\varphi=0}^{2\pi} \rho^{hd}(\theta, \varphi, \lambda).\cos(\theta).\sin(\theta).d\theta.d\varphi \quad (7)$$

Réflectance lambertienne ρ

C'est un cas particulier de la réflectance bidirectionnelle pour les matériaux isotropes. Pour un matériau lambertien :

$$\forall(\theta_i, \varphi_i, \theta_v, \varphi_v, \lambda), \rho(\theta_i, \varphi_i, \theta_v, \varphi_v, \lambda) = f(\lambda) \quad (8)$$

$$\forall\lambda, f(\lambda) \in [0,1] \quad (9)$$

DOMAINE SPECTRAL REFLECTIF

Le domaine spectral réflectif est défini entre 400 et 2500nm. Comme indiqué en *Figure 3*, il est composé du domaine visible, du proche infrarouge et de l'infrarouge courtes longueurs d'onde ou SWIR (Short-Wavelength InfraRed).

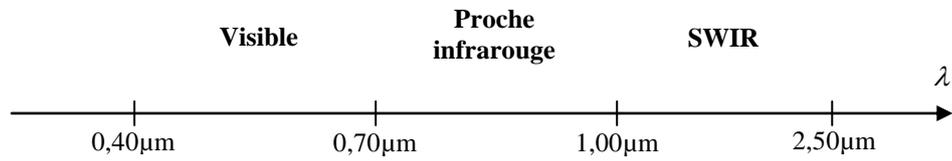


Figure 3. Composition du domaine spectral réflectif en fonction de la longueur d'onde λ .

INTRODUCTION

1. CONTEXTE

Depuis une trentaine d'années et la mise en orbite d'AVHRR (*Cracknell, 1997*), les méthodes de caractérisation des aérosols par télédétection (satellitaire ou aéroportée) n'ont cessé de s'améliorer grâce à la mise en œuvre de nouveaux instruments et aux efforts considérables de la communauté scientifique.

L'une des motivations principales des travaux réalisés dans ce domaine est la nécessité de comprendre et d'évaluer l'impact des aérosols atmosphériques sur le climat de notre planète (*King et al., 1999*). En effet, par l'intermédiaire de différents mécanismes physiques et chimiques, ces particules ont un impact important sur le bilan radiatif terrestre et donc sur le changement climatique (*Charlson et al., 1992, Schwartz et al., 1995, Yu et al., 2006*). De grandes incertitudes demeurent cependant sur l'estimation de cet impact à cause d'une connaissance incomplète de leurs propriétés physiques et chimiques ainsi que de leur répartition spatiale (*Anderson et al., 2003*). Cette méconnaissance est aujourd'hui une des plus grandes sources d'incertitude pour la compréhension du climat (*GIEC, 2001*). Cependant, les conclusions du GIEC (*GIEC, 2001*) montrent que l'impact radiatif des aérosols anthropiques est du même ordre de grandeur que celui des gaz à effet de serre d'origine humaine. La poursuite de l'étude et du suivi des aérosols à grande échelle est donc primordiale pour pouvoir comprendre le comportement actuel du climat et anticiper son évolution (*GIEC, 2007*).

Une autre raison majeure à cette étude des aérosols atmosphériques est la nécessité de corriger radiométriquement les images de télédétection afin de pouvoir remonter aux propriétés radiatives de la surface terrestre. En effet, dans le domaine de l'observation de la Terre, une part importante des travaux effectués vise à caractériser les propriétés optiques du sol et notamment des terres émergées (*e.g. Strahler et al., 1999*). L'évaluation de l'absorption et de la diffusion de la lumière par les particules est alors essentielle afin de caractériser la surface du globe.

Face à ces enjeux, la télédétection satellitaire passive s'est imposée comme un outil indispensable. Bien que d'autres méthodes soient largement employées, comme les mesures in situ (*McMurry, 2000, McMurry et al., 1996*), ou la télédétection par lidar ou à l'aide d'héliophotomètres (*Yu et al., 2006*), la télédétection satellitaire présente de nombreux avantages. Les principaux sont la couverture globale de la surface terrestre ainsi que la répétitivité élevée des acquisitions. Les capteurs MODIS embarqués sur les plateformes Terra et Aqua permettent par exemple, à eux deux, de couvrir intégralement la surface terrestre en moins de 2 jours. Ces mesures sont donc particulièrement bien adaptées à l'étude et au suivi des particules atmosphériques à l'échelle globale.

Au cours de ces trente dernières années, de nombreux instruments, essentiellement satellitaires mais également aéroportés, ont donc été conçus. Ces instruments possèdent des caractéristiques très variées. Ils permettent tout d'abord des résolutions multi-échelles allant de la basse résolution spatiale de l'ordre du kilomètre (*e.g. MODIS, Justice et al., 1998* et *MERIS, Rast and Bezy, 1999*) à la haute résolution spatiale de l'ordre de la dizaine de mètres (*e.g. SPOT5, Gleyzes et al., 2003*). Ensuite, leurs configurations spectrales ont évolué avec l'amélioration des technologies permettant de passer progressivement de configurations multispectrales avec plusieurs bandes larges de l'ordre de plusieurs dizaines ou centaines de nanomètres (*e.g. SPOT5*) à des configurations hyperspectrales permettant des

acquisitions dans plusieurs centaines de bandes contigües de l'ordre de 10nm de large (e.g. CHRIS, *Barnsley et al., 2004* et Hyperion, *Pearlman et al., 2003*). Enfin, ces instruments peuvent également, suivant leur conception, réaliser des observations multi-angulaires comme AATSR (*Llewellyn-Jones et al., 2001*) ou MISR (*Diner et al., 1989*), ou des mesures de polarisation comme POLDER (*Deschamps et al., 1994*). Ces propriétés diverses ont engendré le développement de nombreuses méthodes de télédétection des aérosols atmosphériques basées essentiellement sur des observations dans le domaine réflectif (*King et al., 1999*).



Figure 4. A gauche, composition colorée en fausses couleurs d'une prise de vue à haute résolution spatiale (10m) de Los Angeles par l'instrument SPOT5. A droite, composition colorée en vraies couleurs d'une prise de vue à très haute résolution spatiale (4m) de Barcelone par l'instrument Ikonos (<http://www.satimagingcorp.com/gallery-ikonos.html>).

Depuis quelques années, les avancées technologiques ouvrent l'accès à la très haute résolution spatiale, permettant ainsi l'observation de la surface terrestre à des résolutions de l'ordre du mètre ou de la dizaine de centimètres (*cf. Figure 4*). Ces nouveaux instruments sont aéroportés comme le système PELICAN (*Deliot et al., 2006*) ou l'instrument AVIRIS (*Green et al., 1998*), ou satellitaires comme Quickbird (*Krause, 2004*), Ikonos (*Dial et al., 2003*), Pléiades (*de Lussy et al., 2005*) ou encore WorldView (<http://digitalglobe.com>) et GeoEye (<http://geoeye.com>).

L'un des intérêts majeurs de ces nouvelles technologies est d'accéder à un milieu jusque là difficile à étudier : les villes. En effet, une proportion considérable de la population mondiale vit dans ces zones. En 2000, celle-ci était déjà d'environ 40%, correspondant approximativement à 3 milliards d'habitants (*Weng & Quattrochi, 2006*). Or, selon les Nations Unies, elle va s'accroître encore davantage durant les prochaines décennies, principalement dans les pays émergents. Ainsi, l'étude et le suivi de ces milieux sont essentiels pour les autorités dans des problématiques telles que le contrôle de l'expansion urbaine (*Obade, 2007*) ou la gestion de l'environnement au sein des villes (zones de végétation, ressources en eau, qualité de l'air, etc., *Miller & Small, 2003*).

Dans ces milieux, la connaissance des aérosols est primordiale. Tout d'abord, les aérosols, notamment ceux de diamètre inférieur à 10 μ m, présentent un risque sanitaire élevé. En effet, ces particules sont un facteur de mortalité important car elles peuvent pénétrer profondément dans le système respiratoire du fait de leurs faibles dimensions et causer ainsi de graves dommages pulmonaires (*Donaldson et al., 1998, Dockery & Pope, 1994*). Or, les aérosols créés dans les villes sont généralement de petite taille et peuvent atteindre des concentrations suffisamment élevées pour altérer significativement la qualité de l'air. Ainsi, la télédétection devient une technique efficace permettant d'une part d'estimer la qualité de l'air dans les villes ne disposant pas de réseau de surveillance, et d'autre part de fournir des données permettant la validation des mesures existantes.

Ensuite, avec l'avènement de ces nouveaux instruments, des techniques spécifiques de caractérisation du sol sont actuellement développées pour les milieux urbains. Parmi celles-ci, certaines visent à caractériser les propriétés radiatives des matériaux urbains (*Lachérade et al., 2008, Martinoty, 2005*) et nécessitent au préalable la connaissance de l'atmosphère au moment des mesures. La possibilité de caractériser les aérosols en milieu urbain directement à partir de ces mêmes images est donc essentielle afin de rendre ces méthodes autonomes et parfaitement opérationnelles.

La télédétection des aérosols dans les villes à partir de ces nouvelles données à très haute résolution spatiale correspond donc à un réel besoin. Or, très peu de travaux ont été réalisés à ce sujet et il n'existe pas de méthode encore opérationnelle répondant à ce besoin. Il est donc primordial de développer une telle méthode.

2. PROBLEMATIQUE ET PLAN DU TRAVAIL

2.1 Objectif

Le but du travail présenté dans ce document est de proposer une solution au problème exposé précédemment, à savoir « caractériser les aérosols atmosphériques directement à partir d'acquisitions aéroportées ou satellitaires à très haute résolution spatiale acquises au-dessus des villes ».

Il s'inscrit dans la continuité des travaux effectués durant les trois dernières décennies sur la télédétection de ces particules mais a pour originalité l'utilisation de la très haute résolution spatiale des capteurs ainsi que le milieu observé.

Ce travail a pour finalité principale d'améliorer les corrections atmosphériques d'images acquises au-dessus des villes en caractérisant les aérosols. Il a pour application première l'amélioration des données d'entrée d'ICARE (Inversion Code for urban Areas Reflectance Extraction, *Lachérade et al., 2008, Lachérade, 2006*), code de compensation atmosphérique développé à l'Onera.

2.2 Cadre du travail

L'objectif ainsi exprimé offre une grande liberté de travail. Cependant, afin de rester cohérent avec les moyens expérimentaux de l'Onera, certaines contraintes ont dû être fixées au début de la thèse et doivent être présentées dès à présent. De même, certains termes doivent être explicités afin d'éviter toute confusion.

2.2.1 « Milieux urbains » et « aérosols urbains »

Ce terme de « milieu urbain » est pris au sens large et représente ici toute ville, quelles que soient sa taille et sa localisation. Les sites retenus pour l'étude des propriétés optiques des aérosols (*cf. partie I.2.2*) sont ainsi représentatifs de ce choix.

Le terme « aérosols urbains » utilisé tout au long de ce document désigne quant à lui les particules en suspension dans l'atmosphère au-dessus de ces villes, quelles que soient leurs propriétés physiques ou optiques, et quelles que soient leurs origines. Un abus de langage est donc commis car ce terme est généralement employé pour désigner les particules créées au sein des villes.

2.2.2 « Caractérisation des aérosols »

Le but du travail présenté est la caractérisation des aérosols. Cependant, ce terme de « caractérisation » est vague. En effet, elle peut tout aussi bien concerner leurs propriétés physiques (granulométrie, indices de réfraction, etc.) que leurs propriétés optiques (épaisseur optique, albédo de simple diffusion, etc.).

Le travail est ici effectué dans le but de pouvoir réaliser à court terme des corrections atmosphériques sur des images à très haute résolution spatiale. Aussi, la « caractérisation des aérosols »

est ici entendue au sens d'estimation des propriétés optiques des aérosols, ce qui est suffisant pour réaliser ces corrections atmosphériques.

Ainsi, cette caractérisation a pour but d'estimer les propriétés des aérosols permettant la réalisation de calculs de transfert radiatif : épaisseur optique spectrale, albédo de simple diffusion spectral et fonction de phase spectrale.

Pour parler de cette caractérisation, le terme d'inversion est également employé.

2.2.3 Données utilisées

Le travail présenté dans ce document est réalisé dans le domaine réflectif [0,4 ; 2,5 μ m], et préférentiellement dans le visible et le proche infrarouge [0,4 ; 1,0 μ m] où les aérosols ont le plus fort impact optique.

2.2.3.1 Images de télédétection

L'utilisation d'images à très haute résolution spatiale de l'ordre de mètre ou du décimètre est ici imposée. Cependant, cela laisse des possibilités importantes au niveau instrumental. En effet, la résolution d'un tel problème peut ainsi être envisagée avec des capteurs satellitaires ou aéroportés, présentant des configurations spectrales très diverses : multispectrales ou hyperspectrales, domaine spectral allant du visible au SWIR. De même, cela laisse également la possibilité d'utiliser par exemple des visées multi-angulaires, ou multi-temporelles.

Ces possibilités étant très vastes, le cadre du travail a été fixé afin de s'approcher au maximum des conditions expérimentales possibles avec les moyens de l'Onera et notamment des configurations du système PELICAN (Plate-forme Et Logiciels Informatiques de Caméras Aéroportées Numériques, cf. Figure 5, Deliot et al., 2006).

Il a donc été décidé de privilégier l'utilisation de données aéroportées aux résolutions spatiales de l'ordre de plusieurs dizaines de centimètres, bien que ceci ne soit pas exclusif. Il a également été choisi de travailler directement à partir d'une acquisition, correspondant de préférence à une visée nadir, en s'interdisant donc l'utilisation de données multi-angulaires ou multi-temporelles. Au niveau de la configuration spectrale de l'instrument, les mesures dans le visible et le proche infrarouge sont privilégiées, encore une fois afin de s'approcher des configurations accessibles au système PELICAN. En revanche aucun choix n'a été fait a priori quant à l'utilisation d'un système multispectral et/ou hyperspectral.

Ainsi, les instruments utilisables pour ce travail peuvent être :

- *Aéroportés*. Dans ce cas ils peuvent être multispectraux ou hyperspectraux. Ces instruments sont par exemple PELICAN ou AVIRIS (Green et al., 1998).
- *Satellitaires*. Dans ce cas, afin d'obtenir la très haute résolution spatiale, ils sont multispectraux et possèdent typiquement 4 bandes larges de l'ordre de la centaine de nanomètre dans le visible et le proche infrarouge comme Quickbird (Holekamp, 2003) ou Ikonos (Cook et al., 2001).



Figure 5. Composition colorée d'une prise de vue à très haute résolution spatiale (20cm) de Toulon par l'instrument aéroporté PELICAN.

Afin de pouvoir modéliser le transfert radiatif dans l'atmosphère, les acquisitions utilisées pour ce travail sont supposées réalisées avec des conditions de ciel clair, c'est à dire sans nuage.

2.2.3.2 Données annexes

Pour cette étude, la parfaite maîtrise des conditions d'éclairage et d'observation ainsi que de l'atmosphère moléculaire est supposée.

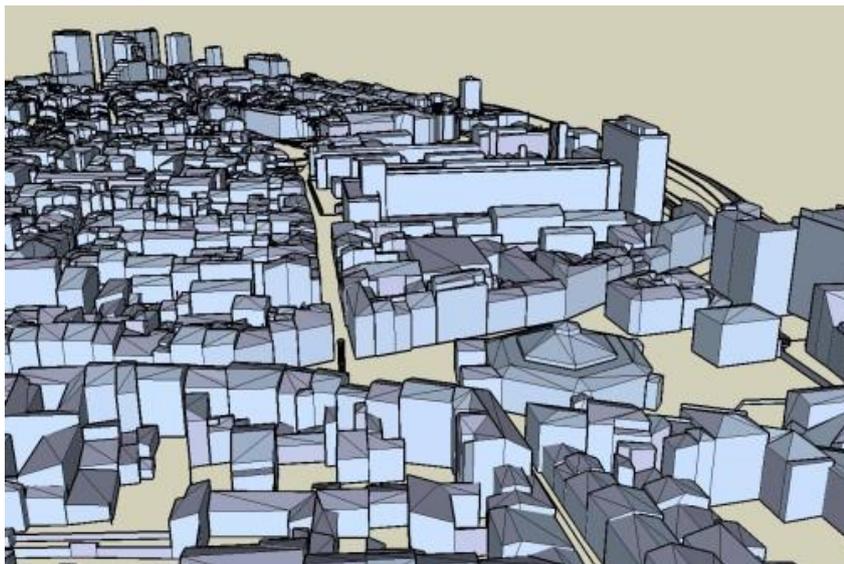


Figure 6. Vue d'une partie d'un modèle 3D du quartier de Saint-Aubin à Toulouse.

Les scènes étudiées dans ce travail ont des propriétés radiatives supposées inconnues. Cependant, dans une démarche de recherche et de validation d'une méthode de télédétection, leurs géométries sont supposées connues par l'intermédiaire d'un modèle vecteur modélisant les bâtiments. Un exemple de modèle vecteur est présenté en *Figure 6*. A la fin du document, la possibilité de passer à une méthode plus opérationnelle ne requérant pas l'utilisation de cette information est discutée.

2.3 Méthodologie

Le travail présenté dans ce document vise à mettre en œuvre une méthode de caractérisation des propriétés optiques des aérosols en milieu urbain à partir d'images de télédétection à très haute résolution spatiale, et à en étudier l'efficacité. Pour arriver à ce but, quatre étapes sont nécessaires, correspondant aux quatre chapitres de ce manuscrit.

Dans un premier temps, les propriétés radiatives des aérosols urbains sont étudiées à partir de données AERONET obtenues avec des stations situées en milieu urbain. Le but de cette étude est de quantifier les domaines de variation de ces propriétés optiques.

Ensuite, ne disposant pas de code de transfert radiatif adapté aux scènes urbaines et permettant une modélisation pertinente des aérosols, un code de transfert radiatif 3D est développé : AMARTIS v2. Avec celui-ci, une étude phénoménologique du signal est réalisée pour une scène urbaine, à l'ombre et au soleil, en s'attachant à évaluer l'impact des propriétés optiques des aérosols.

Afin d'évaluer la pertinence des méthodes de télédétection existantes, un état de l'art est ensuite proposé. Ces techniques n'étant pas adaptées à la fois à la très haute résolution spatiale et aux milieux urbains, une méthode originale de caractérisation des aérosols est développée. Le principe de cette méthode est présenté et OSIS, le code d'inversion développé pour la mettre en œuvre, est détaillé. Un jeu de modèles optiques d'aérosols adapté à OSIS est également proposé.

Enfin, l'efficacité de cette méthode est évaluée en deux étapes. Dans un premier temps, une étude de sensibilité est réalisée à l'aide d'images synthétiques générées avec AMARTIS v2 afin d'évaluer l'impact des principales sources d'erreurs sur l'inversion. Dans un second temps, cette procédure est testée sur des données réelles acquises par le capteur aéroporté PELICAN au cours de la campagne MUSARDE qui s'est déroulée sur Toulouse en mars et avril 2009.

CHAPITRE I
CARACTERISATION DES AEROSOLS URBAINS

INTRODUCTION

Avant de travailler sur la télédétection des aérosols urbains, il est nécessaire de commencer par les caractériser. En effet, pour pouvoir mettre en œuvre une méthode adaptée et performante, il faut d'abord avoir une connaissance globale de leurs caractéristiques et notamment de leurs propriétés optiques. Ainsi, le but de ce chapitre est d'une part de présenter de manière générale les aérosols atmosphériques, et d'autre part d'étudier plus spécifiquement les aérosols urbains au travers de leurs propriétés radiatives.

Dans un premier temps, une description générale des aérosols atmosphériques est donc proposée. Ainsi, leurs principales caractéristiques telles que leur formation, leur composition ou leur répartition sont tout d'abord abordées. Ensuite, les paramètres permettant de décrire leurs propriétés optiques sont définis : épaisseur optique, coefficient d'Angström, albédo de simple diffusion et fonction de phase. Enfin, les modélisations classiques de ces particules sont également présentées. Dans cette partie, très générale, tous les types d'aérosols sont abordés, mais quand cela est possible, des précisions sur les aérosols urbains sont apportées.

Dans un second temps, une étude statistique des propriétés optiques des aérosols urbains est présentée. Elle est réalisée à partir de données fournies par le réseau AERONET pour 68 stations de mesure localisées dans des villes ou en proche périphérie. Elle permet à la fois de quantifier les domaines de variation de ces propriétés optiques et de rechercher d'éventuelles dépendances entre ces paramètres.

1. LES AEROSOLS ATMOSPHERIQUES

Le but de cette partie est de décrire de manière générale les aérosols atmosphériques au travers de leurs principales caractéristiques physiques et optiques. Tous les types d'aérosols sont abordés dans cette partie, mais, quand cela est possible, des précisions sont données sur les aérosols urbains.

1.1 Présentation générale

Un aérosol est défini comme un ensemble de particules liquides ou solides en suspension dans un milieu, gazeux ou liquide. Dans l'atmosphère, ces particules sont essentiellement localisées dans la troposphère. Les poussières désertiques emportées par les vents ou les suies créées par les feux de biomasse sont des exemples d'aérosols atmosphériques.

Etant donné la multitude de sources rencontrées ainsi que les différents processus de formation, de vieillissement et de dépôts mis en jeu, l'étude de ces particules s'avère très complexe. L'objectif de cette partie n'est pas de détailler finement la physique des aérosols atmosphériques, mais de rappeler synthétiquement leurs principales caractéristiques, telles que leurs modes de formation, leurs granulométries, ou leurs compositions. La principale source d'informations pour cette partie est *Seinfeld & Pandis, 1998*.

1.1.1 Sources et composition

Les aérosols atmosphériques sont soit d'origine naturelle soit le résultat de l'activité humaine (on parle alors d'aérosols anthropiques). Selon les meilleures estimations, 3100Mt d'aérosols naturels seraient produites chaque année, dont 1500Mt d'aérosols terrigènes et 1300Mt d'aérosols océaniques, contre 450Mt pour les aérosols anthropiques, constitués notamment de 190Mt de sulfates, 100Mt de poussières industrielles et 90Mt d'aérosols de combustion (*Kiehl and Rodhe, 1995*). Les aérosols présents dans les villes sont un mélange de ces aérosols anthropiques et naturels.

En fonction de la composition et des origines de ces particules, celles-ci sont classées dans les catégories suivantes :

- *Les aérosols terrigènes ou poussières.* Ces aérosols proviennent des surfaces continentales telles que les déserts ou les sols nus. Ils sont constitués principalement d'argile, de quartz, de feldspath et de calcite. Ils sont injectés dans l'atmosphère par le soulèvement de particules au sol sous l'action du vent et les plus petites particules peuvent parcourir des distances supérieures au millier de kilomètres. Ces aérosols sont ceux qui se retrouvent en plus grande quantité dans l'atmosphère. Ils ont un impact important aux niveaux sanitaire et climatique. En effet, leur impact sanitaire peut être très important dans les zones désertiques pour les populations locales, le soulèvement des particules pouvant causer d'épais nuages de poussières. L'impact climatique de ces

particules est prépondérant car elles participent fortement à l'effet parasol consistant à renvoyer une partie du rayonnement solaire vers l'espace et donc à refroidir l'atmosphère (Crutzen *et al.*, 2003).

- *Les aérosols océaniques ou embruns.* Comme leur nom l'indique, ils proviennent des zones maritimes. Ils sont formés par les vagues (embruns) et par l'évaporation de l'eau à la surface des océans.
- *Les aérosols solubles.* Ce terme désigne un grand nombre d'aérosols, notamment les sulfates, très présents dans les milieux urbains, et les nitrates. Ils proviennent en majorité des villes, de sites industriels et de la végétation.
- *Les aérosols de combustion.* Ces aérosols résultent de la combustion des feux de biomasse et des feux domestiques, des émissions industrielles et du trafic.
- *Les aérosols volcaniques.* Ces aérosols sont principalement constitués de dioxyde de soufre émis par les éruptions volcaniques et rejetés dans la stratosphère. Du fait de leur injection dans cette partie de l'atmosphère, ces particules peuvent se répandre progressivement sur l'ensemble du globe.

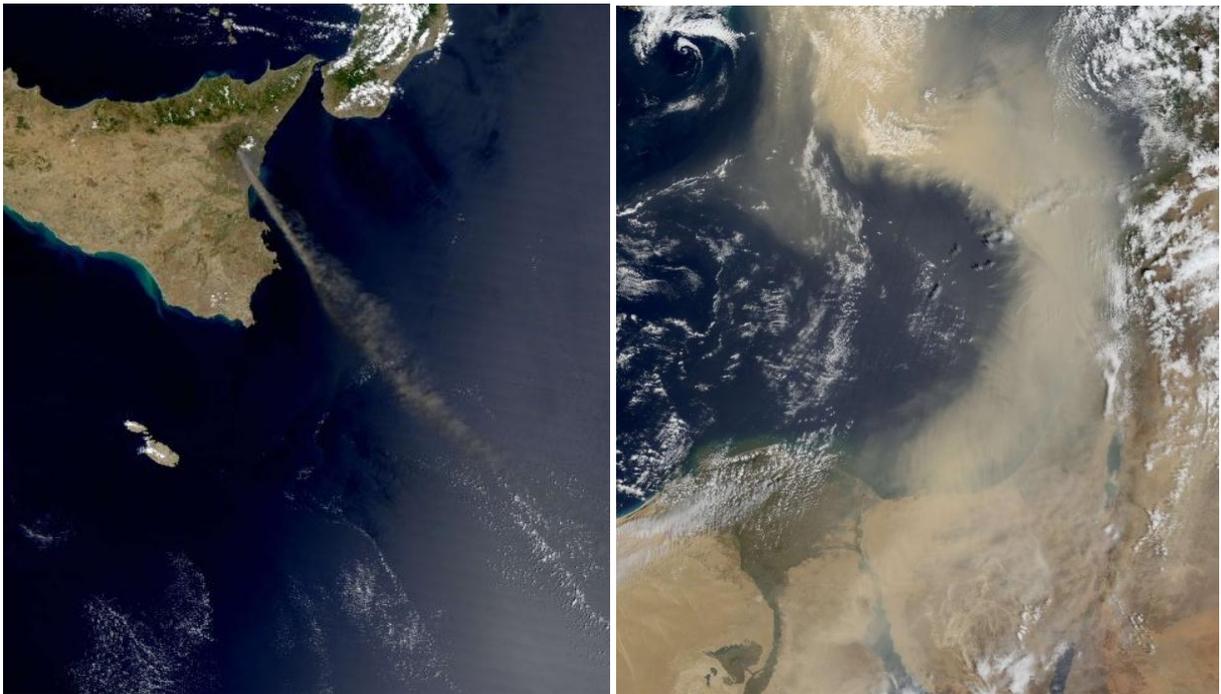


Figure 7. Illustrations d'émissions d'aérosols naturels dans l'atmosphère à partir d'images satellitaires MODIS (<http://www-loa.univ-lille1.fr>). A gauche, éruption volcanique de l'Etna. A droite, soulèvement de poussières désertiques au-dessus de la mer Méditerranée.

La composition chimique des aérosols présents dans l'atmosphère est extrêmement variable en fonction de la proximité des principales sources (marines, terrigènes, végétales, urbaines et industrielles notamment). De manière générale, un aérosol comprend une fraction organique, c'est-à-dire incluant des dérivés carbonés et du carbone élémentaire (appelé carbone suie, résultant de combustions complètes), et une fraction inorganique.

1.1.2 Formation et granulométrie

Les aérosols atmosphériques sont formés par différents processus : ils peuvent être émis directement sous forme de particules, on parle alors d'aérosols primaires, ou résulter de la conversion de gaz en particules, on parle alors d'aérosols secondaires. Leurs tailles varient sur 6 ordres de grandeur, de 10^{-4} à $100\mu\text{m}$ de diamètre (Seinfeld & Pandis, 1998). Leur granulométrie se caractérise par la présence de plusieurs modes.

Les aérosols primaires sont principalement de tailles importantes, supérieures au micron. Ces grandes particules constituent le mode grossier (cf. Figure 9). Par exemple, les aérosols marins ont des diamètres caractéristiques de l'ordre de 2 à $4\mu\text{m}$ et les aérosols terrigènes des diamètres caractéristiques de l'ordre de 4 à $8\mu\text{m}$.

Les aérosols secondaires ont, eux, de plus petites tailles, inférieures au micron, et constituent les modes de nucléation et d'accumulation (cf. Figure 9). Ils résultent de 3 types de mécanismes :

- La formation de particules à partir de composés à l'état gazeux : phénomène de nucléation homogène. Il y a création d'aérosols.
- La modification physique d'une particule par des composés gazeux. Différents mécanismes existent tels que le phénomène de condensation des gaz à la surface des particules. Il n'y a pas création d'aérosols, mais leur volume et leur masse augmentent.
- L'union de différentes particules : phénomène de coagulation. Il y a réduction du nombre de particules mais conservation de la masse totale d'aérosols.

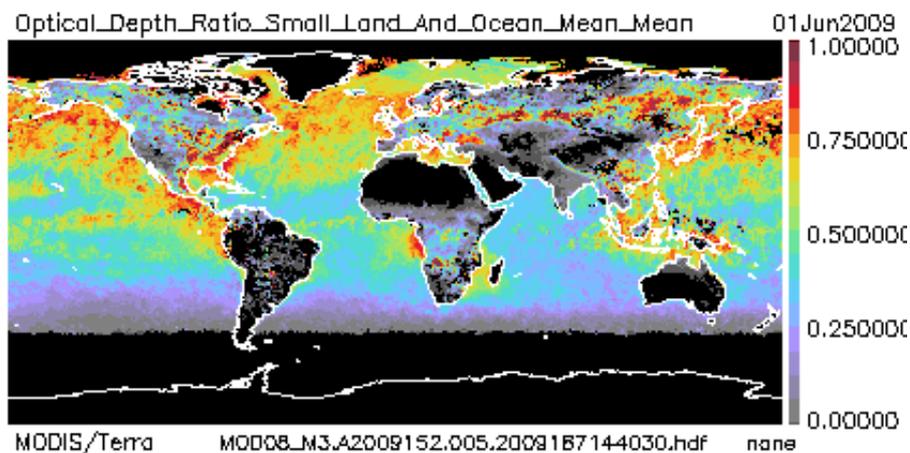


Figure 8. Produit réalisé à partir des données acquises en juin 2009 par l'instrument MODIS (embarqué sur la plateforme Terra) permettant d'évaluer la taille des aérosols atmosphériques. 0 représente les plus grosses particules et 1 les plus petites (<http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov>).

Les phénomènes prépondérants pour décrire l'évolution d'une population d'aérosols sont la coagulation et la condensation. Cette évolution est beaucoup plus rapide lorsque les concentrations particulières sont élevées, notamment pour la coagulation, et tendent à agir principalement sur les particules de petite taille (de l'ordre de la dizaine de nanomètres). Les temps caractéristiques de

coagulation en milieu urbain (concentrations élevées) sont inférieurs à la seconde pour des particules nanométriques. Il en résulte un temps de vie très court pour les particules de petite taille. Pour des particules de quelques centaines de nanomètres, ces processus sont beaucoup moins efficaces à cause de la différence de taille entre celles-ci et les molécules de gaz ou les petits aérosols. Les aérosols de taille importante n'auront donc pas tendance à gagner en volume.

Il résulte de tout ceci un phénomène important : les particules ont tendance à atteindre des dimensions caractéristiques. Les particules de diamètre compris entre 0,15 et 0,80 μm sont dites « particules d'accumulation » et les particules à durée de vie très courtes de taille typiquement inférieure à 15.10⁻³ μm sont dites « particules de nucléation ». Etant donné leur durée de vie, ces particules ne sont pas toujours observées.

Finalement, les différents processus de formation ainsi que les diverses sources de particules mis en jeu entraînent une granulométrie généralement trimodale des aérosols comme cela est schématisé sur la *Figure 9*.

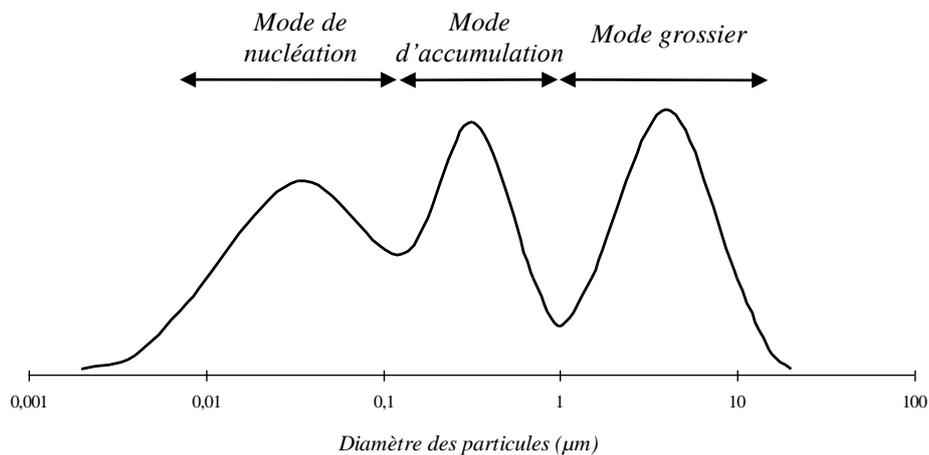


Figure 9. Représentation d'une distribution volumique typique d'aérosols en fonction de leur diamètre. Cette structure est trimodale.

1.1.3 Répartition

Les aérosols atmosphériques ont des concentrations extrêmement variables en fonction de la zone géographique et de l'altitude. *Seinfeld & Pandis, 1998* donne une quantification de ces concentrations pour différentes atmosphères (*cf. Tableau 1*) et montrent notamment une très forte concentration des particules dans les villes.

La répartition horizontale de ces particules est liée à la localisation des sources ainsi qu'aux phénomènes météorologiques rencontrés. Les aérosols créés dans les villes sont principalement localisés au sein de celles-ci et de leur proche périphérie (de l'ordre de quelques kilomètres) alors que les poussières désertiques ou volcaniques projetées plus haut dans l'atmosphère peuvent être transportées par les vents sur des centaines ou des milliers de kilomètres.

ATMOSPHERE	CONCENTRATION (particules.cm ⁻³)
<i>urbaine</i>	$5.10^4 - 10^6$
<i>rurale</i>	$5.10^4 - 4.10^4$
<i>troposphère libre (au-dessus de 2km d'altitude)</i>	$10^2 - 10^4$
<i>marine</i>	$10^2 - 10^3$
<i>arctique</i>	$10 - 10^4$
<i>antarctique</i>	$1 - 10$

Tableau 1. Concentrations particulières caractéristiques des aérosols pour différentes atmosphères, d'après Seinfeld & Pandis, 1998.

Les sources d'aérosols étant localisées à la surface terrestre, les particules émises dans l'atmosphère sont majoritairement situées dans la troposphère, et plus particulièrement dans le bas de cette couche, à moins de 1,5km d'altitude (*Lenoble, 1993*). Cependant, la répartition des particules dépend de leur source et certains aérosols peuvent tout de même être rencontrés dans la stratosphère, notamment les aérosols secondaires formés à partir de composés gazeux et les cendres volcaniques injectées à de très hautes altitudes. La concentration verticale des aérosols est généralement modélisée comme décroissante de manière exponentielle jusqu'à une altitude h et comme constante au-dessus de celle-ci (*Jaenicke, 1993*).

1.1.4 Dépôt

Les aérosols ont des durées de suspension dans l'air très variables suivant leurs dimensions. Deux types de dépôt existent : les dépôts secs et les dépôts humides.

Les dépôts secs consistent en la sédimentation des plus grosses particules sous l'action de la gravité et de la diffusion des plus petites particules sous l'action d'un gradient de concentration établi entre le haut de l'atmosphère et le sol. Dans le premier cas, cela peut se faire en l'espace de quelques heures seulement, alors que dans le second, cela peut prendre jusqu'à plusieurs semaines.

Les dépôts humides consistent en un dépôt des particules sous l'action des précipitations. C'est le principal mode de dépôt des particules les plus fines.

1.2 Propriétés optiques

Les propriétés optiques des aérosols traduisent leur impact sur la lumière. C'est par le biais de cette modification du rayonnement qu'il est possible de les « observer » par télédétection. Il est donc nécessaire d'introduire ces paramètres qui seront utilisés tout au long de ce manuscrit : l'épaisseur optique τ dont découle le coefficient d'Angström α , l'albédo de simple diffusion ω_0 , ainsi que la fonction de phase P_a caractérisée par le facteur d'asymétrie g .

Mais avant cela, il est important de décrire la théorie de Mie qui lie ces grandeurs aux propriétés physiques des aérosols.

1.2.1 Théorie de Mie

La présence d'inhomogénéités dans un milieu de propagation entraîne la diffusion du rayonnement électromagnétique au contact de celles-ci. Deux régimes de diffusion peuvent être distingués en fonction du rapport entre la taille de ces inhomogénéités et la longueur d'onde. Pour des rapports très inférieurs à l'unité, typiquement pour les gaz, le régime de diffusion est appelé diffusion Rayleigh. Il est caractérisé par une diffusion quasiment isotrope du rayonnement. Pour des particules de tailles plus importantes, comme les aérosols atmosphériques, dont la taille peut varier de 10^{-4} à $100\mu\text{m}$, le régime de diffusion est appelé diffusion de Mie (*Lenoble, 1993*).

Ce dernier régime de diffusion peut être décrit par la théorie de Mie. Elle quantifie l'impact de particules de tailles et de formes quelconques sur le rayonnement incident. Cette théorie se base sur la résolution des équations classiques d'électromagnétisme avec des conditions de continuité aux limites entre les particules et leur environnement. En pratique, cette théorie est appliquée à des géométries simples, notamment à des sphères homogènes (*Lenoble, 1993*). La diffusion modélisée est fonction des caractéristiques physiques des particules, à savoir principalement leurs indices de réfraction (dépendant de leur composition) et leurs paramètres de taille défini par :

$$x = \frac{2\pi.r}{\lambda} \quad (10)$$

où r est le rayon de la particule et λ la longueur d'onde du rayonnement incident. Un paramètre de taille très inférieur à l'unité correspond au cas Rayleigh et la diffusion du rayonnement est alors quasiment isotrope. Pour un paramètre de taille égal à l'unité, une diffusion légèrement décalée vers l'avant est observée, et, plus la valeur de ce paramètre augmente, et plus la diffusion devient importante vers l'avant et complexe dans les autres directions (*Lenoble, 1993*). C'est le cas des aérosols.

Finalement, la théorie de Mie fait le lien entre les propriétés physiques et optiques des particules, et donc des aérosols atmosphériques qui nous intéressent ici.

1.2.2 Grandeurs utilisées pour décrire les propriétés optiques

Les grandeurs présentées dans cette partie dépendent de la longueur d'onde. Cependant, afin de simplifier les notations, celle-ci sera omise par la suite.

1.2.2.1 Epaisseur optique et coefficient d'Angström

L'épaisseur optique des aérosols τ_a est sans dimension et quantifie l'extinction du rayonnement incident dans une colonne d'atmosphère, à la fois par absorption et par diffusion.

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 Beer-Lambert (*Lenoble, 1993*) :

$$dL = -\sigma_e(x).L.dx \quad (11)$$

où σ_e est le coefficient d'extinction du milieu en m^{-1} , somme de son coefficient de diffusion et de son coefficient d'absorption. La transmission sur le trajet est alors définie par :

$$T = \exp\left(- \int_{\text{trajet}} \sigma_e \cdot dx\right) \quad (12)$$

En considérant que σ_e dépend uniquement de l'altitude, l'épaisseur optique totale entre deux altitudes z_1 et z_2 est alors définie par :

$$\tau_a = \int_{z_1}^{z_2} \sigma_e(z) \cdot dz \quad (13)$$

L'étude présentée dans *Dubovik et al., 2002* montre une très forte variabilité spatiale des épaisseurs optiques des aérosols urbains. En effet, pour les sites de Greenbelt et de Créteil, les épaisseurs optiques à 440nm sont typiquement comprises entre 0,1 et 1,0, ce qui constitue des variations considérables, avec des moyennes proches de 0,25. De plus, pour la ville de Mexico, ces épaisseurs optiques à 440nm peuvent atteindre 1,8 avec une moyenne à 0,43. Bien entendu, la pollution urbaine varie fortement en fonction des conditions météorologiques et de l'activité humaine, et les sources extérieures évoluent au cours du temps, ce qui explique ces variations.

L'épaisseur optique des particules diminue avec la longueur d'onde. Pour quantifier cette variation, un paramètre est généralement utilisé : le coefficient d'Angström α (*Angström, 1929*). A deux longueurs d'onde, λ_1 et λ_2 , le coefficient d'Angström est défini par :

$$\frac{\tau_a(\lambda_2)}{\tau_a(\lambda_1)} = \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1}\right)^{-\alpha} \quad (14)$$

Ce coefficient est toujours positif. A l'origine, c'est α et non $-\alpha$ qui se trouve en exposant dans la formule précédente, ce coefficient étant alors négatif, mais par abus c'est la notation précédente qui est le plus souvent employée.

Ce paramètre est très important car un lien entre celui-ci et la granulométrie des particules a été constaté. En effet, plus α est faible (les épaisseurs optiques varient alors lentement avec la longueur d'onde) et plus les aérosols sont gros, et plus α augmente (les épaisseurs optiques varient alors plus rapidement avec la longueur d'onde) et plus la taille de ceux-ci diminue. Les aérosols océaniques ont des coefficients d'Angström proches de 0,4 alors que les aérosols continentaux ont typiquement des coefficients compris entre 1 et 2.

Comme pour les épaisseurs optiques, *Dubovik et al., 2002*, montre une forte variabilité du coefficient d'Angström en fonction des villes étudiées. Sur l'étude réalisée, ce coefficient varie typiquement d'un site à l'autre et d'une mesure à l'autre entre 1,0 et 2,5.

1.2.2.2 Albédo de simple diffusion

L'albédo de simple diffusion ω_0 est le rapport entre le coefficient de diffusion et le coefficient d'extinction des particules. Il permet de quantifier l'importance relative de la diffusion des aérosols par rapport à leur absorption.

$$\omega_0 = \frac{\sigma_d}{\sigma_e} = \frac{\sigma_d}{\sigma_d + \sigma_a} \quad (15)$$

Dubovik et al., 2002 montre que pour les milieux urbains, ce paramètre est très variable d'un site à l'autre bien que spectralement il semble y avoir une tendance générale allant vers une diminution de l'albédo avec la longueur d'onde. Cette étude donne des valeurs moyennes comprises entre 0,88 et 1,00 à 440nm et entre 0,81 et 0,97 à 1020nm pour les trois sites urbains étudiés. Ces variations s'expliquent par l'origine des aérosols, les conditions météorologiques et l'importance de l'activité humaine pouvant fortement fluctuer spatialement ainsi que temporellement.

1.2.2.3 Fonction de phase et facteur d'asymétrie

La fonction de phase P_a (dépendant de l'angle de diffusion Θ , cf. *Figure 2*) décrit la distribution angulaire du rayonnement diffusé par les aérosols. C'est le rapport entre l'intensité du rayonnement diffusé dans une direction et l'intensité du rayonnement diffusé dans toutes les directions. Cette fonction décrit donc la probabilité de diffusion d'un photon par une particule dans une direction donnée.

La fonction de phase d'une particule dépend très fortement de la longueur d'onde et de la nature de celle-ci, caractérisée par son indice de réfraction et son paramètre de taille (cf. *partie I.1.2.1*). Comme expliqué précédemment, la théorie de Mie modélise cette fonction de phase à partir de ces deux paramètres et montre que la diffusion vers l'avant, c'est-à-dire pour des angles de diffusion compris entre 0 et $\pi/2$ (cf. *Figure 2*), est de plus en plus marquée lorsque la taille des particules augmente. Un exemple de fonction de phase est présenté en *Figure 16* (page 60).

Un autre paramètre, le facteur d'asymétrie g , est souvent utilisé pour quantifier le sens de la diffusion. Ce paramètre est défini comme étant la moyenne du cosinus de l'angle de diffusion et s'écrit :

$$g = \langle \cos(\Theta) \rangle = \frac{\int_{-1}^1 \mu P(\mu) d\mu}{\int_{-1}^1 P(\mu) d\mu} \quad (16)$$

Si g est positif, la diffusion se fait majoritairement vers l'avant ($\Theta \in [0, \pi/2]$), une diffusion totale vers l'avant correspondant au cas où g est égal à 1. Si g est nul, la diffusion est alors symétrique entre l'avant et l'arrière (par exemple isotrope ou moléculaire). En revanche, si g est négatif, la

diffusion est une diffusion majoritairement arrière ($\Theta \in [\pi/2, \pi]$), une rétrodiffusion totale correspondant au cas où g vaut -1.

Dans le cas des aérosols, g est positif : ces particules diffusent principalement vers l'avant.

Des modélisations de la fonction de phase par l'intermédiaire de ce coefficient d'asymétrie ont été développées, la fonction de phase de Henyey-Greenstein (*Henyey & Greenstein, 1941*) étant sans doute la plus utilisée. Celle-ci a l'avantage de modéliser correctement la diffusion avant des particules, même si elle modélise moins bien la diffusion arrière (*Toublanc, 1996*). Elle sera d'ailleurs régulièrement utilisée dans la suite de ce document. Cette fonction est définie par :

$$P_a(\Theta) = \frac{1 - g^2}{(1 + g^2 - 2g \cdot \cos(\Theta))^{3/2}} \quad (17)$$

Dubovik et al., 2002 montre pour les sites urbains une décroissance du facteur d'asymétrie moyen en fonction de la longueur d'onde. Cette étude donne, pour les trois sites urbains sélectionnés, des valeurs moyennes de g comprises entre 0,60 et 0,76 à 440nm, et entre 0,45 à 0,64 à 1020nm.

1.3 Modélisation des aérosols pour les calculs radiatifs

La caractérisation des aérosols atmosphériques par télédétection passe par l'utilisation de modèles d'aérosols (*cf. partie III.1.1.2*). Diverses modélisations de ces particules sont présentées dans cette partie.

1.3.1 Modélisation des propriétés microphysiques et optiques

Le développement de modèles d'aérosols dans le but d'effectuer des calculs radiatifs peut se faire soit à partir de leurs propriétés microphysiques (granulométrie, indice de réfraction), soit à partir de leurs propriétés radiatives.

1.3.1.1 Modèles microphysiques

Un modèle microphysique d'aérosols est très souvent réalisé en effectuant l'hypothèse d'aérosols sphériques et homogènes (*e.g. Dubovik et al., 2000*). Dans ce cas, il est défini à l'aide de deux grandeurs : une granulométrie et un indice de réfraction complexe. A partir de ces paramètres, la théorie de Mie est utilisée afin d'obtenir les propriétés optiques de cette distribution. Cependant, il faut tout de même noter que certains travaux visent à prendre en compte d'autres paramètres comme la non-sphéricité des particules (*Mishchenko et al. 2000*).

1.3.1.1.1 Paramètres à modéliser

Comme cela a été expliqué à la *partie 1.1.1.2*, la granulométrie des aérosols est multimodale. Afin de la modéliser, une structure multimodale est donc souvent employée, chaque mode étant alors défini par une loi log-normale. Cette fonction permet de décrire simplement ces modes par leur rayon modal, leur écart type et le nombre total de particules correspondant. Les distributions d'aérosols sont alors définies (en $m^{-3}.m^{-1}$) de la façon suivante (*Shettle & Fenn, 1979*) :

$$n(r) = \frac{dN(r)}{dr} = \sum_i \frac{N_i}{\ln(10).r.\sigma_i.\sqrt{2\pi}} \cdot \exp\left(-\frac{\log(r/r_{\text{mod}i})^2}{2\sigma_i^2}\right) \quad (18)$$

où r représente le rayon de la particule, $dN(r)$ la concentration des aérosols de rayon compris entre r et $r+dr$, et i l'indice du mode modélisé auquel on associe un rayon modal $r_{\text{mod}i}$, un écart type σ_i , et une concentration totale de particules N_i .

Afin de représenter au mieux les mesures réalisées, les distributions modélisées sont le plus souvent trimodales (*Whitby, 1978*). Cependant, le nombre et les propriétés de ces modes dépendant des aérosols étudiés, le nombre de mode peut être inférieur à 3, suivant l'origine des aérosols observés, et souvent bimodal si on ne sépare pas le mode de nucléation du mode d'accumulation (*Shettle & Fenn, 1979*). Dans le but d'effectuer les modélisations les plus réalistes possibles, des mode peuvent néanmoins être ajoutés (*e.g. Harris & McCormick, 1972, Davies, 1974*), comme le mode ultrafin situé en-dessous de $10^{-2}\mu\text{m}$ (*Hoppel & Frick, 1991, Ito, 1993, MLakella et al., 1997*). Cependant, il a été montré que deux lois log-normales sont généralement suffisantes pour caractériser l'impact radiatif des aérosols (*Whitby & Cantrell, 1975*).

Dans le cas de la modélisation d'aérosols urbains, il n'est pas possible de trancher a priori quant à la plus grande importance d'un mode (fin ou gros) par rapport à un autre comme cela a été montré par les statistiques présentées dans *Dubovik et al., 2002*. En effet, bien que les aérosols anthropiques créés dans les villes soient globalement des aérosols fins, ces milieux sont également exposés aux sources extérieures.

Il faut noter que d'autres modélisations, moins réalistes physiquement, sont parfois effectuées. La loi de puissance de Junge (*Junge, 1963*) est l'une d'elles. Elle est définie par :

$$n(r) = C.r^{-\nu} \quad (19)$$

où C et ν sont des constantes, ν étant appelé paramètre de Junge. Cette loi a l'avantage d'avoir une expression simple utilisant moins de paramètres d'entrée que les lois log-normales. Elle est ainsi souvent utilisée en télédétection (*e.g. Santer, 2000*).

L'indice de réfraction m d'un aérosol dépend directement de ses constituants. Ainsi, il peut être très différent d'un aérosol à l'autre. De manière générale, cet indice est complexe, la partie réelle modélisant la capacité de la particule à diffuser, et la partie imaginaire sa capacité à absorber. Il est fortement dépendant de la longueur d'onde.

Si l'aérosol est constitué d'un mélange interne, c'est à dire lorsque différents composés se sont mélangés pour former une même particule, il est possible de remonter simplement à l'indice du mélange en considérant que celui-ci est la somme des indices des particules constituant ce mélange, pondéré par leur fraction f_i du volume occupé :

$$m_{\text{mélange}} = \sum_i f_i \cdot m_i \quad (20)$$

où la somme des f_i vaut 1.

Dubovik et al., 2002, met en évidence des indices de réfraction ayant des parties réelles de l'ordre de 1,4 à 1,5 et des parties imaginaires inférieures à $2 \cdot 10^{-2}$ pour les aérosols urbains étudiés.

1.3.1.1.2 Modèles classiques

Certains modèles microphysiques sont couramment utilisés. Parmi ceux-ci figurent ceux de Shettle et Fenn (*Shettle & Fenn, 1979*). Ils modélisent, sur le domaine $[0,2 ; 40,0\mu\text{m}]$, 4 types d'aérosols (rural, urbain, maritime et troposphérique) chacun étant constitué d'un ou deux modes et étant dépendant de l'humidité relative de l'atmosphère. Les aérosols urbains sont décrits comme étant la somme d'aérosols continentaux (à 80%) et de suies (à 20%), les aérosols continentaux étant eux-mêmes considérés comme composés d'aérosols solubles (à 70%) et de poussières (à 30%). Basés sur le même principe, les modèles OPAC (Optical Properties of Aerosols and Clouds, *Hess et al., 1998*) constituent une évolution de ceux de Shettle et Fenn. En effet, les types d'aérosols sont globalement les mêmes mais cette fois la base de données est un peu plus étoffée. Les aérosols urbains sont cette fois modélisés comme étant un mélange d'aérosols solubles à 18%, de carbone suie et de carbone organique à 82% et d'une très fine fraction d'aérosols insolubles.

1.3.1.2 Modèles optiques

Les modèles d'aérosols présentés précédemment ont une limitation fondamentale : ils sont généralement définis à partir de mesures locales des propriétés physiques des aérosols atmosphériques. De plus, le calcul de leurs propriétés optiques est effectué en réalisant plusieurs hypothèses simplificatrices, les particules étant notamment supposées homogènes et sphériques. Il est donc logique de se demander si ces modèles sont réellement représentatifs des aérosols atmosphériques, notamment de leurs propriétés optiques intégrées dans toute la hauteur de l'atmosphère, et donc si leur utilisation est adaptée à la télédétection.

D'après *Zagolski et al., 2005*, les modèles standards utilisés au-dessus des océans dans l'algorithme de MERIS ne sont pas suffisamment représentatifs de la réalité et peuvent introduire des écarts importants entre le signal observé en entrée du capteur et le signal simulé avec ces modèles. De même *Dubovik et al., 2002*, met en évidence l'incohérence des modèles standards d'aérosols désertiques avec des mesures effectuées sur le terrain. *Zagolski et al., 2007* propose la mise en place de modèles optiques d'aérosols, c'est-à-dire directement basés sur des mesures optiques de ces particules. Dans *Zagolski et al., 2007*, ces mesures sont des mesures effectuées par le réseau AERONET (*cf. partie 1.2.1*). Celles-ci sont ici très précieuses étant donné leur nombre considérable. Il s'avère, d'après cette

étude, que les modèles ainsi définis sont bien plus efficaces que les modèles standards utilisés par MERIS.

1.3.2 Modélisation verticale

Lorsqu'une distribution de particules est modélisée, sa fonction de phase et son albédo de simple diffusion sont généralement considérés homogènes dans toute l'atmosphère. En revanche, la concentration de ces particules n'étant pas homogène, et même très largement supérieure dans la troposphère, il est nécessaire pour effectuer des calculs de transfert radiatif de définir leur répartition verticale. En effet, cela est essentiel pour estimer l'extinction d'un rayonnement entre deux points d'altitudes différentes.

Dans ce travail, le modèle vertical d'épaisseur optique utilisé est celui défini dans le code de transfert radiatif 6S (*Vermote et al., 1997a, Vermote et al., 1997b*) :

$$\frac{\tau_a^\uparrow(z)}{\tau_a^\downarrow} = 1 - e^{-z/2} \quad (21)$$

avec $\tau_a^\uparrow(z)$ l'épaisseur optique entre le sol et l'altitude z exprimée en kilomètre, et τ_a^\downarrow l'épaisseur optique totale entre le sol et le sommet de l'atmosphère.

1.3.3 Climatologies

A ces modèles d'aérosols est parfois associée une climatologie, c'est à dire une classification géographique et/ou temporelle des modèles les plus représentatifs des aérosols atmosphériques observés. La climatologie faisant référence en la matière a été présentée dans *d'Almeida et al., 1991*. Cette climatologie fait correspondre en fonction de la zone géographique (latitude et longitude) et de la saison le modèle d'aérosols le plus représentatif des observations effectuées. Ces modèles sont inspirés des travaux de Shettle et Fenn présentés précédemment (*Shettle & Fenn, 1979*). Une autre climatologie peut être citée, la climatologie GADS (Global Aerosol Data Set, *Koepke et al., 1997*). Celle-ci constitue en quelque sorte une mise à jour de la climatologie de *d'Almeida* : elle fonctionne sur le même principe mais utilise les modèles de la base OPAC.

Ces climatologies sont notamment utilisées en télédétection pour l'estimation des épaisseurs optiques des aérosols (*e.g. Levy et al., 2009*), la sélection a priori d'un modèle de particules permettant de décontraindre le problème.

2. ETUDE STATISTIQUE DES PROPRIETES OPTIQUES DES AEROSOLS URBAINS A PARTIR DE DONNEES AERONET

Avant de mettre en place une méthode de caractérisation des aérosols urbains, il est nécessaire d'avoir une connaissance a priori des propriétés optiques de ces particules. D'une part, cela permet de connaître les domaines de variation de ces paramètres ce qui favorise le développement d'une méthode inverse adaptée et une validation appropriée. D'autre part, cette étude peut permettre de définir des relations empiriques entre des paramètres, et ainsi de simplifier le problème inverse en diminuant le nombre d'inconnues.

Les aérosols urbains ont certes été étudiés par la communauté scientifique, mais les études trouvées dans la littérature sont essentiellement réalisées à partir de mesures effectuées in situ, généralement au niveau du sol, par exemple à l'aide de filtres à particules. Parmi ces travaux figurent par exemple ceux de *Masson et al., 2008* et *Calvo et al., 2008* sur les mesures effectuées à Toulouse dans le cadre de la campagne CAPITOU (Canopy and Aerosol Particles Interactions in TOulouse Urban Layer), ou encore ceux de *Hodzic et al., 2006* sur les mesures effectuées à Paris durant la campagne ESQUIF (Etude et Simulation de la QUALité de l'air en Ile de France). Ces études, effectuées à l'échelle locale ne sont représentatives que de la composition et des propriétés optiques des aérosols à cette échelle.

Les grandeurs utiles en télédétection sont les propriétés optiques des aérosols intégrées dans toute la hauteur de l'atmosphère et entre le sol et l'instrument, si celui-ci est aéroporté. Les études précédentes sont donc difficilement utilisables car elles ne donnent pas d'informations sur ces grandeurs intégrées. De telles informations apparaissent peu dans la littérature. *Dubovik et al., 2002* déjà mentionné à plusieurs reprises dans ce document et *Remer et al., 1997* peuvent tout de même être cités. Mais ces travaux ne donnent des informations que sur un nombre très restreint de sites de mesure et ainsi ne fournissent pas une vision globale des propriétés radiatives des aérosols présents lors de prises de vue en milieu urbain.

Pour palier ce manque de connaissances, il est donc nécessaire d'étendre des travaux. Ceci est possible grâce au réseau d'héliophotomètres AERONET.

2.1 Le réseau AERONET

2.1.1 Présentation générale et mesures

Au début des années 1990, le réseau AERONET (AErosol RObotic NETwork, *Holben et al., 1998*) a été mis en place par le Goddard Space Flight Center (NASA) et le Laboratoire d'Optique Atmosphérique (CNRS). Depuis sa création, il recueille les mesures effectuées au sol par des héliophotomètres (*cf. Figure 10*) afin d'estimer les propriétés optiques et microphysiques des particules

contenues dans l'atmosphère. Depuis la mise en place de ce réseau, ces résultats sont disponibles à partir du site Internet d'AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>). Plus de 500 stations réparties sur l'ensemble du globe, en fonctionnement ou non, y sont actuellement répertoriées.

Les mesures effectuées par les instruments du réseau sont de deux types :

- Des mesures de luminance en visée directe du soleil dans 8 longueurs d'onde (entre 340 et 1020nm), servant notamment à calculer les épaisseurs optiques des aérosols.
- Des mesures de luminance de ciel à 4 longueurs d'onde (440, 670, 870 et 1020nm) (Holben *et al.*, 1998). Deux séquences de mesures sont programmées :
 - Des mesures dans le plan principal solaire à plusieurs angles zénithaux.
 - Des mesures en almucantar effectuées pour plusieurs angles azimutaux avec un angle zénithal égal à celui du soleil.



Figure 10. Photographie d'un héliophotomètre pointant vers le soleil.

Les instruments du réseau sont régulièrement contrôlés et étalonnés en utilisant un protocole identique pour tous les instruments (Holben *et al.*, 1998). Toutes les données sont également traitées de la même manière quels que soient la date et le lieu d'acquisition, que ce soit pour l'inversion elle-même (Dubovik and King, 2000) ou pour le rejet des mesures affectées par la présence de nuages (Smirnov *et al.*, 2000). De plus, les mesures de luminance sont très peu sensibles aux réflectances de surface. Ainsi, cet ensemble de données standardisées permet d'effectuer la comparaison d'inversions calculées pour des lieux et des dates différentes. Ces mesures constituent donc une source de grande qualité, et un outil très précieux pour étudier les propriétés optiques des aérosols, ici urbains

2.1.2 Inversions

L'algorithme employé (*Dubovik and King, 2000*) caractérise les aérosols en assimilant les luminances simulées par un code de transfert radiatif aux mesures de luminances (luminance en visée directe du soleil et luminance de ciel) obtenues à 4 longueurs d'onde (440, 670, 870 et 1020nm). Le transfert radiatif étant lié aux indices de réfraction complexes (et dépendant de la longueur d'onde) des aérosols ainsi qu'à leur distribution, l'utilisation de ce code de transfert radiatif permet d'inverser les propriétés voulues avec un minimum d'hypothèses de départ. Seules des contraintes spectrales et la forme des distributions sont utilisées afin d'éviter des résultats aberrants.

Les produits proposés par AERONET portent sur les propriétés physiques des particules (granulométries, indices de réfraction, etc.), ainsi que sur leurs propriétés optiques, (épaisseurs optiques, albédos de simple diffusion, fonctions de phase, etc.). Ce sont les produits de « niveau 2.0 » qui sont utilisés ici. Cela signifie que la bonne qualité des données est assurée (vérification de la performance et de la bonne calibration des instruments et vérification de la cohérence des résultats obtenus), et qu'une sélection rigoureuse des mesures par ciel dégagé est effectuée (*Dubovik et al., 2000*). Les produits utilisés sont :

- Les épaisseurs optiques des aérosols à 440, 670, 870 et 1020nm. La précision sur ces mesures est évaluée avec un écart-type de 0,01 (*Dubovik & King, 2000*).
- Le coefficient d'Angström calculé à partir des épaisseurs optiques à 440 et 870nm.
- Les facteurs d'asymétrie des aérosols à 440, 670, 870 et 1020nm.
- Les albédos de simple diffusion des aérosols à 440, 670, 870 et 1020nm. Afin de réduire au maximum les incertitudes sur ces inversions, celles-ci ne sont réalisées que pour des charges d'aérosols importantes, à savoir des épaisseurs optiques à 440nm supérieures à 0,4. Dans ces conditions, l'incertitude obtenue est de l'ordre de 0,03 (*Dubovik et al., 2000*). Pour cette raison, un nombre beaucoup plus faible de données est accessible pour l'étude des albédos de simple diffusion comparativement aux autres propriétés optiques.

Un choix important pour la suite de ce travail a été ici arrêté. L'étude de la diffusion angulaire du rayonnement par les aérosols atmosphériques sera menée en étudiant le facteur d'asymétrie et non la fonction de phase, produit également proposé par AERONET. Deux raisons ont conduit à ce choix. Tout d'abord, le but de cette étude est d'estimer de manière statistique les tendances générales des propriétés optiques des aérosols urbains et non d'obtenir les statistiques les plus précises possibles. Le facteur d'asymétrie représente donc ici une grandeur suffisante pour décrire la diffusion angulaire des particules. De plus, la somme de données traitées étant ici très conséquente (*cf. partie I.2.2*), l'utilisation des fonctions de phase devient problématique, car à chaque inversion correspond une fonction de phase spectrale discrétisée suivant 83 angles. Le traitement des facteurs d'asymétrie est donc beaucoup moins lourd.

2.2 Les sites urbains sélectionnés

Parmi toutes les stations AERONET répertoriées, 68 ont été sélectionnées en tenant compte de leur localisation géographique et du nombre de données disponibles.

Tout d'abord, les sites sélectionnés sont tous localisés dans des zones urbaines. Afin d'obtenir des données très générales sur les milieux urbains, celles-ci sont issues de mégapoles comme Mexico, New-York ou Pékin, ou de villes de tailles plus modestes comme Toulouse ou Avignon. Ces stations sont situées indifféremment dans les terres ou près des côtes. Elles sont, de plus, réparties sur tous les continents bien que les plus représentés soient l'Europe et l'Amérique du Nord. Afin d'obtenir des données les plus représentatives possibles, les sites sélectionnés proposent un minimum de 100 journées de mesures sur une période de plus d'une dizaine de mois.

Comme expliqué précédemment, les albédos de simple diffusion ne sont inversés pour les données de niveau 2.0 que pour des épaisseurs optiques à 440nm supérieures à 0,4. Afin de pouvoir étudier ce paramètre, un nouveau tri de sites parmi les 68 a été fait, avec comme critère de disposer d'estimations de l'albédo de simple diffusion pour plus de 40 journées. Sur les 68 stations, 28 ont été retenues.

La localisation de tous ces sites est présentée en *Figure 11* et des informations complémentaires sont fournies en *annexe 1*.

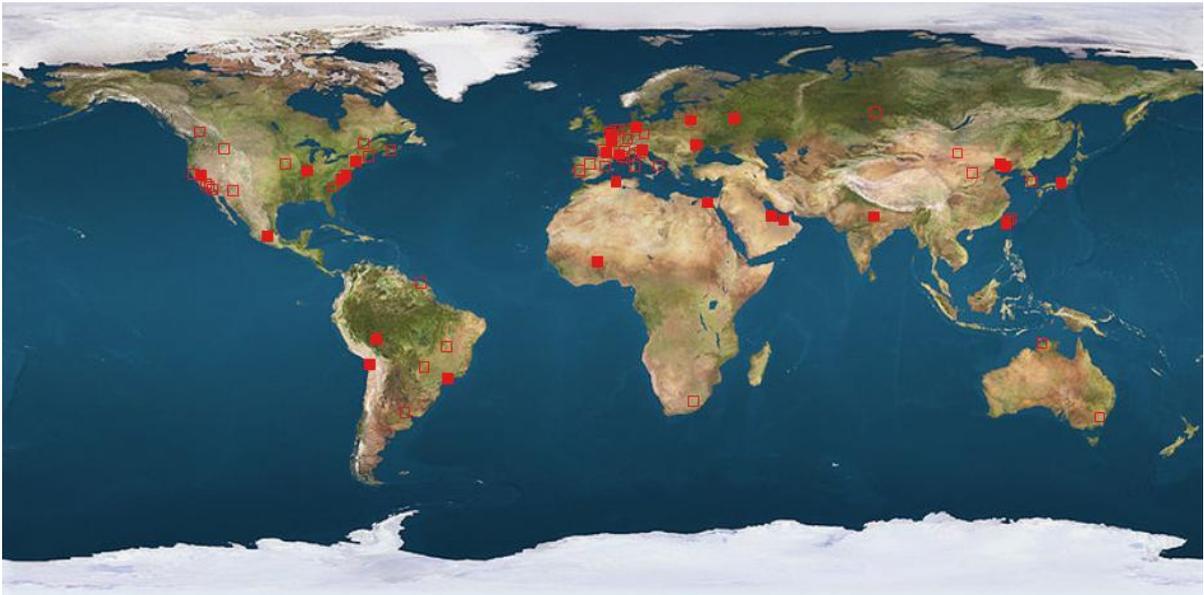


Figure 11. Localisation des 68 stations AERONET sélectionnées pour l'étude. Les 28 stations utilisées pour l'étude des albédos de simple diffusion sont représentées par un carré rouge plein. Les autres sont représentées par un carré rouge vide.

Le premier jeu de données a servi à effectuer des statistiques sur les épaisseurs optiques spectrales des aérosols urbains, les coefficients d'Angström ainsi que les facteurs d'asymétrie spectraux. Ce sont plus de 27600 journées de mesure qui ont ainsi été utilisées. Le deuxième jeu de données a servi à effectuer des statistiques sur les albédos de simple diffusion spectraux. Cette fois, plus de 5700 journées de mesure ont été utilisées.

Bien évidemment, ces jeux de données ne peuvent être considérés comme exhaustifs et représenter toutes les configurations atmosphériques pouvant être rencontrées dans les milieux urbains. Cependant, la grande quantité de données utilisées ainsi que leurs larges répartitions temporelles et spatiales permettent de supposer une bonne représentativité statistique.

2.3 Etude des propriétés optiques des aérosols urbains

Le but de cette partie est double : étudier la variabilité des propriétés optiques des aérosols urbains en définissant des domaines de variation représentatifs de ces paramètres, et évaluer si des relations empiriques peuvent être déterminées entre celles-ci.

2.3.1 Variabilité des propriétés optiques des aérosols urbains

Cette partie a pour but d'étudier statistiquement les propriétés optiques de ces particules, à savoir leurs épaisseurs optiques, leurs coefficients d'Angström, leurs albédos de simple diffusion ainsi que leurs facteurs d'asymétrie dans les conditions décrites précédemment.

Cette étude est réalisée à 440, 670, 870 et 1020nm sauf dans le cas des coefficients d'Angström qui sont calculés à partir des valeurs des épaisseurs optiques à 440 et 870nm. Cependant, pour plus de clarté dans la présentation des résultats, seuls les résultats obtenus à 440 et 870nm sont présentés sur les schémas.

Pour étudier tous ces paramètres, les données sont traitées site par site afin d'évaluer leurs variabilités spatiales ainsi que leurs variabilités temporelles. Pour chaque site et chaque paramètre, des moyennes journalières sont tout d'abord calculées afin d'éviter de fausser les statistiques par des journées au cours desquelles beaucoup de mesures sont réalisées alors que l'état de l'atmosphère varie peu. A partir de toutes ces moyennes journalières, des moyennes globales sont alors réalisées pour chacun des sites et un écart type est calculé afin d'évaluer leurs variabilités temporelles.

Les résultats sont synthétisés sur les *Figure 12* et *Figure 13*, où les écarts types obtenus sont représentés en fonction des valeurs moyennes pour tous les sites de mesures utilisés. Des résultats plus exhaustifs sont présentés en *annexe 2* afin de détailler les résultats site par site.

2.3.1.1 Epaisseurs optiques et coefficients d'Angström

Comme observé sur la *Figure 12*, ainsi que sur la *Figure 75* de l'*annexe 2*, les épaisseurs optiques présentent à la fois de très fortes variabilités spatiales et temporelles.

En effet, la variabilité spatiale se traduit par des épaisseurs optiques moyennes comprises entre 0,06 (Canberra, Australie) et 0,83 (Pékin, Chine) à 440nm, et entre 0,02 (Canberra, Australie) et 0,43 (Ouagadougou, Burkina Faso) à 870nm, correspondant soit à des atmosphères très claires soit à des atmosphères au contraire extrêmement chargées en particules. Les atmosphères rencontrées dans les sites étudiés présentent donc des densités de particules très variables. La *Figure 12* montre tout de

même que la plupart des atmosphères ont des charges d'aérosols relativement standards correspondant à des épaisseurs optiques moyennes de l'ordre de 0,2 à 440nm et inférieures à 0,1 à 870nm.

La très forte variabilité temporelle de ces épaisseurs optiques est indiquée par les écarts type importants obtenus. Ceux-ci sont du même ordre de grandeur que les épaisseurs optiques moyennes.

Ces résultats montrent que les villes pour lesquelles les atmosphères sont les plus chargées sont généralement de grandes mégapoles, essentiellement asiatiques, telles que Pékin (Chine), Kanpur (Inde), Tainan (Chine) ou Xhianghe (Chine) (cf. Figure 12).

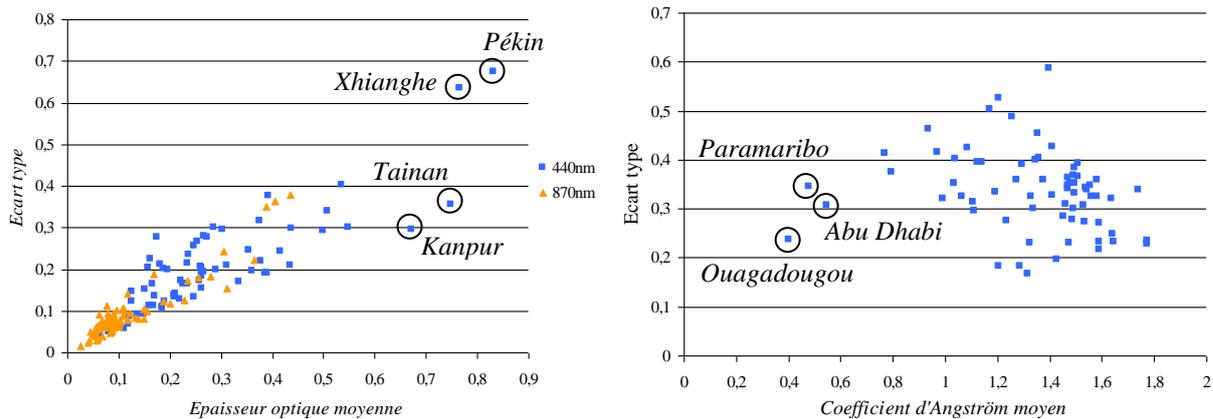


Figure 12. A gauche, écarts type obtenus pour les épaisseurs optiques à 440 et 870nm en fonction des épaisseurs optiques moyennes pour les 68 stations sélectionnées. A droite, écarts type obtenus pour les coefficients d'Angström en fonction des coefficients d'Angström moyens pour ces mêmes stations.

De fortes variabilités spatiales et temporelles sont également obtenues pour le coefficient d'Angström (Figure 12, ainsi que sur la Figure 76 de l'annexe 2). Les valeurs moyennes calculées sont ainsi comprises entre 0,40 (Ouagadougou, Burkina Faso) et 1,77 (Rio Branco, Brésil et Mongu, Zambie). La plupart des sites étudiés ont grossièrement des coefficients d'Angström moyens compris entre 1,2 et 1,6. Les variations temporelles rencontrées sont ici, contrairement aux épaisseurs optiques, indépendantes des valeurs moyennes obtenues et sont quantifiées par des écarts type de l'ordre de 0,2 à 0,5.

Cette étude montre que les sites présentant des coefficients d'Angström les plus faibles sont généralement rencontrés près des côtes ou de régions désertiques comme Paramaribo (Surinam), Abu Dhabi (Emirats Arabes Unis) ou Ouagadougou (Burkina Faso). Ceci est cohérent car les particules d'origines désertique et surtout maritime sont de tailles importantes. En revanche, les sites présentant les coefficients d'Angström les plus forts ne présentent pas de caractéristiques géographiques particulières.

2.3.1.2 Albédos de simple diffusion et facteurs d'asymétrie

Tout comme pour les résultats précédents, les albédos de simple diffusion et les facteurs d'asymétrie présentent des variations spatiales et temporelles importantes comme le montrent les résultats présentés en *Figure 13*, ainsi qu'en *Figure 77* et *Figure 78* de l'*annexe 2*.

Les valeurs moyennes sont réparties de manière relativement uniforme au sein de leurs plages de variation. Les albédos de simple diffusion moyens sont compris entre 0,87 et 0,98 à 440nm et entre 0,80 et 0,97 à 870nm. Les facteurs d'asymétrie sont, eux, compris entre 0,66 et 0,76 à 440nm et entre 0,52 et 0,73 à 870nm.

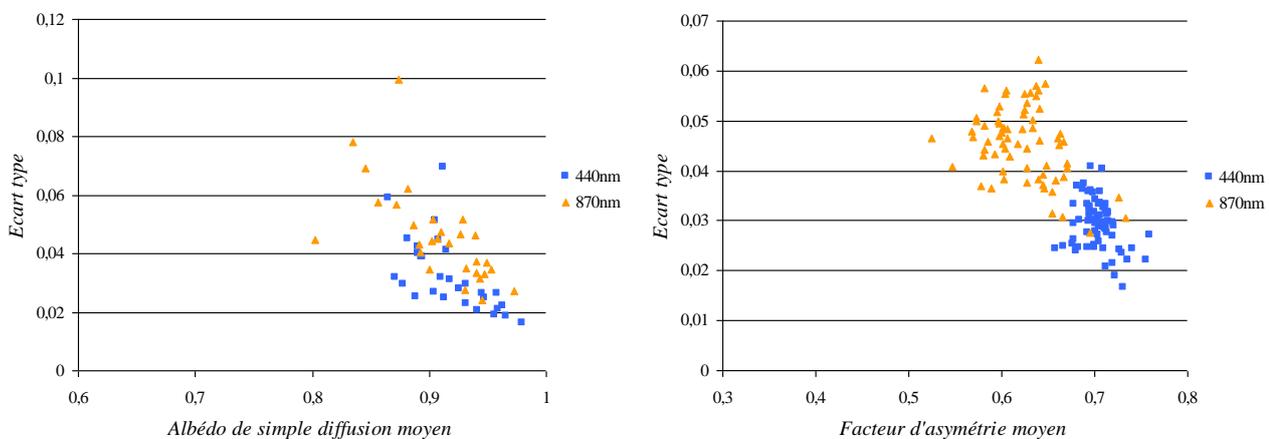


Figure 13. A gauche, écarts type obtenus pour les albédos de simple diffusion à 440 et 870nm en fonction des albédos de simple diffusion moyens pour les 28 stations sélectionnées. A droite, écarts type obtenus pour les facteurs d'asymétrie à 440 et 870nm en fonction des facteurs d'asymétrie moyens pour les 68 stations sélectionnées.

2.3.1.3 Statistiques globales

Les sites viennent d'être étudiés séparément. Cependant, afin de mettre en place une méthode de caractérisation des aérosols urbains par télédétection, il est intéressant de définir les plages de variations représentatives de leurs propriétés optiques. Les variations spatiales (d'un site à l'autre) observées étant très importantes pour chacun de ces paramètres, il est considéré ici que les plages de variations définies par les valeurs moyennes minimales et maximales obtenues pour ces sites sont représentatives. Bien entendu, ces domaines de variations ne représentent pas réellement toutes les valeurs possibles que peuvent prendre ces paramètres, mais contiennent tout de même l'essentiel de ces valeurs.

Ces domaines de variation sont récapitulés dans le *Tableau 2*. Ils serviront de base à l'étude phénoménologique du signal en milieu urbain (*cf. partie II.3*), à la réalisation d'un jeu de modèles optiques d'aérosols urbains (*cf. partie III.2.3*) ainsi qu'à la validation de la procédure d'inversion développée (*cf. partie IV.1*).

PROPRIETES OPTIQUES		DOMAINES DE VARIATION PROPOSES		
		Valeur minimale	Valeur moyenne	Valeur maximale
<i>Epaisseur optique</i>	<i>440nm</i>	0,06	0,28	0,83
	<i>670nm</i>	0,04	0,17	0,54
	<i>870nm</i>	0,03	0,12	0,43
	<i>1020nm</i>	0,03	0,10	0,41
<i>Coefficient d'Angström</i>	<i>440/870nm</i>	0,40	1,33	1,77
<i>Albédo de simple diffusion</i>	<i>440nm</i>	0,87	0,92	0,98
	<i>670nm</i>	0,83	0,92	0,98
	<i>870nm</i>	0,80	0,91	0,97
	<i>1020nm</i>	0,78	0,90	0,97
<i>Facteur d'asymétrie</i>	<i>440nm</i>	0,66	0,70	0,76
	<i>670nm</i>	0,56	0,64	0,73
	<i>870nm</i>	0,52	0,62	0,73
	<i>1020nm</i>	0,52	0,62	0,74

Tableau 2. Domaines de variation typiques des propriétés optiques des aérosols urbains définis à partir des données AERONET.

Encore une fois, il faut garder à l'esprit que ces données ne peuvent être considérées comme parfaitement caractéristiques des propriétés optiques des aérosols urbains car elles correspondent à des statistiques réalisées à partir d'un nombre restreint de sites et de séquences de mesure. Cependant, la quantité de données utilisées (en nombre de sites et en nombre de séquences) et les localisations variées des stations permettent de supposer ces résultats comme représentatifs des atmosphères urbaines.

2.3.2 Relations entre les propriétés optiques des aérosols urbains

La télédétection des aérosols requiert généralement l'utilisation de modèles de particules qui sont utilisés comme données d'entrée. Dans le but de réaliser des modèles optiques d'aérosols adaptés à l'inversion en milieu urbain, il est intéressant de savoir si certains de leurs paramètres ne peuvent pas être liés par des relations empiriques, à savoir leurs coefficients d'Angström, leurs albédos de simple diffusion et leurs facteurs d'asymétrie. En effet, trouver de telles relations permet la modélisation de ces particules par un nombre plus restreint de variables.

Pour cette étude, les albédos de simple diffusion n'étant obtenus que pour la sélection de 28 stations, ce sont les données obtenues pour celles-ci qui sont utilisées. Cela représente 14393 inversions de chacun des paramètres optiques.

2.3.2.1 Dépendances spectrales

Il est tout d'abord intéressant de voir si les albédos de simple diffusion et les facteurs d'asymétrie ne possèdent pas des dépendances spectrales caractéristiques. Les nuages de points

représentant ces paramètres à 870nm en fonction de leurs valeurs à 440nm sont représentés en *Figure 14*. A partir de ces nuages de points, des régressions sont réalisées. Etant donné les formes grossières de ces nuages de points, les régressions utilisées sont linéaires. Celles-ci permettent d’obtenir des coefficients de corrélation linéaire et les équations des droites de régression. Les résultats sont présentés dans le *Tableau 3*.

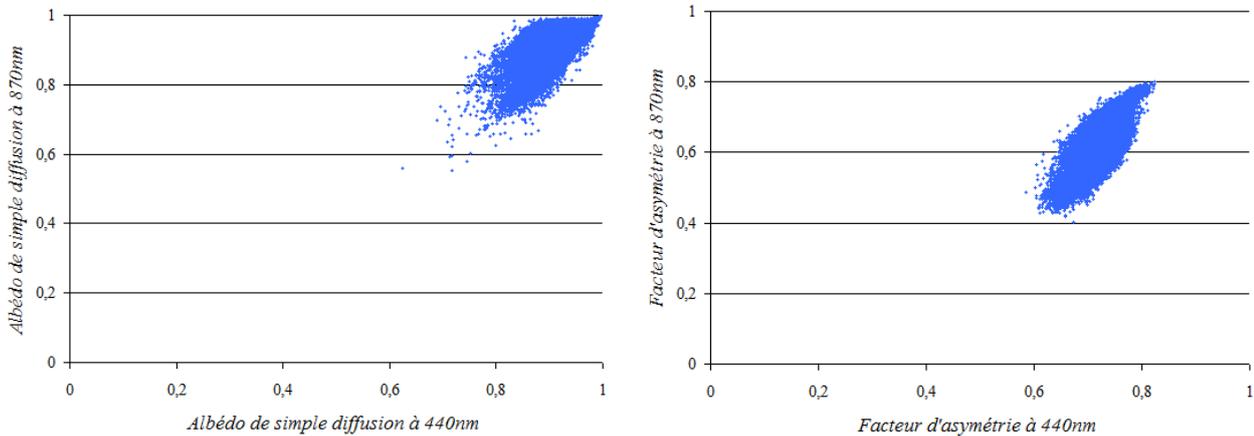


Figure 14. A gauche, albédos de simple diffusion à 870nm représentés en fonction des albédos de simple diffusion à 440nm pour les 14393 séquences de mesure correspondant aux 28 stations AERONET sélectionnées. A droite, facteurs d’asymétrie à 870nm représentés en fonction des facteurs d’asymétrie à 440nm pour les mêmes séquences.

PARAMETRES ETUDIÉS		R ²	EQUATION
$\omega_0(440)$	$\omega_0(870)$	0,46	$\omega_0(870) = 0,90.\omega_0(440) + 0,09$
$g(440)$	$g(870)$	0,59	$g(870) = 1,60.g(440) - 0,52$

Tableau 3. Coefficients de régression linéaire (R²) et équations des droites de régression obtenus à partir des nuages de points présentés en *Figure 14*.

Ces résultats montrent qu’il n’y a pas de dépendance spectrale très marquée pour ces paramètres. En effet, les coefficients de corrélation obtenus sont relativement faibles dans les deux cas, avec 0,46 pour les albédos de simple diffusion et 0,59 pour les facteurs d’asymétrie. Ceci se constate d’ailleurs sur la *Figure 14*, où les nuages de points sont légèrement allongés, mais restent très larges.

2.3.2.2 Corrélations entre propriétés optiques

Il est également intéressant de voir s’il n’existe pas de relations empiriques entre les différentes grandeurs qui caractérisent ces propriétés radiatives : les albédos de simple diffusion, les facteurs d’asymétrie et les coefficients d’Angström. Comme précédemment, les albédos de simple diffusion et les facteurs d’asymétrie sont pris à 440 et 870nm, et les 14393 séquences AERONET correspondant aux 28 sites sélectionnés sont utilisées. Ces paramètres sont étudiés comme précédemment et les nuages de points les représentant les uns en fonction des autres sont représentés en *annexe 3*. Les résultats des régressions linéaires effectuées sont présentés dans le *Tableau 4*.

PARAMETRES ETUDIES		R ²	EQUATION
$\omega_0(440)$	α	0,04	$\omega_0(440) = 0,02.\alpha + 0,88$
$\omega_0(870)$	α	0,21	$\omega_0(870) = -0,05.\alpha + 0,97$
$g(440)$	α	0,30	$g(440) = -0,03.\alpha + 0,76$
$g(870)$	α	0,79	$\omega_0(870) = -0,12.\alpha + 0,77$
$\omega_0(440)$	$g(440)$	0,14	$\omega_0(440) = 0,49.g(440) + 0,55$
$\omega_0(870)$	$g(870)$	0,37	$\omega_0(870) = 0,50.g(870) + 0,59$

Tableau 4. Coefficients de régression linéaire (R²) et équations des droites de régression obtenus à partir des nuages de points présentés en annexe 3.

Les paramètres étudiés ici ne présentent pas non plus de relations simples entre eux. En effet, les coefficients de corrélation sont relativement faibles, inférieurs pour la plupart à 0,4, voire très faibles avec un coefficient de corrélation de 0,04 liant le coefficient d'Angström et l'albédo de simple diffusion à 440nm.

Ces résultats montrent tout de même que le coefficient d'Angström est plus corrélé avec les facteurs d'asymétrie qu'avec les albédos de simple diffusion. Ceci s'explique par le fait que le coefficient d'Angström et la fonction de phase, donc le facteur d'asymétrie, sont (de manière empirique pour le coefficient d'Angström) liés à la taille des particules. Ainsi, en moyenne, plus le coefficient d'Angström augmente, donc plus la taille des particules diminue, et plus le facteur d'asymétrie diminue. En revanche, il n'y a pas a priori de relation directe entre le coefficient d'Angström et l'albédo de simple diffusion.

CONCLUSION

Ce chapitre avait pour but de présenter de manière générale les aérosols atmosphériques et d'étudier plus spécifiquement les aérosols au travers de leurs propriétés optiques.

La présentation générale des aérosols atmosphérique a tout d'abord permis de décrire leurs principales caractéristiques telles que leur mode de formation, leur granulométrie ou encore leur répartition spatiale. Ensuite, les paramètres permettant de décrire leurs propriétés radiatives ont été introduites et les modélisations classiques de ces particules ont été présentées : modèles de particules microphysiques et optiques, modélisation verticale et climatologie.

Ces informations générales présentées, une étude originale des propriétés optiques de ces particules a été décrite. Cette étude statistique réalisée à partir de données AERONET pour 68 sites urbains a montré une très grande variabilité spatiale et temporelle de ces propriétés radiatives. En effet, cette étude a montré des variations typiques des albédos de simple diffusion de l'ordre de 0,8 et 1,0, et des variations des facteurs d'asymétrie de l'ordre de 0,5 à 0,8. Les épaisseurs optiques observées peuvent, elles, atteindre en moyenne jusqu'à 0,8 à 440nm et les coefficients d'Angström ont, eux, des valeurs typiques comprises entre 0,4 et 1,8. Les domaines de variations représentatifs de ces paramètres ont ainsi été évalués. Cette étude a également permis de mettre en évidence les faibles corrélations observées entre ces différentes grandeurs (coefficients de corrélations généralement inférieurs à 0,4), montrant la difficulté de définir simplement des modèles optiques d'aérosols représentatifs.

Les aérosols urbains étant caractérisés, il est maintenant nécessaire d'étudier leur impact radiatif afin de préparer la mise en œuvre d'une méthode de télédétection. C'est le but du chapitre suivant.

CHAPITRE II
TRANSFERT RADIATIF EN MILIEU URBAIN

INTRODUCTION

Les propriétés optiques des aérosols urbains sont maintenant connues. Cependant, avant de pouvoir mettre en œuvre une procédure de caractérisation efficace de ces particules, il faut comprendre le signal en milieu urbain, en s'attachant notamment à évaluer l'impact radiatif des aérosols. C'est le but de ce chapitre qui est donc consacré au transfert radiatif en milieu urbain.

Dans la première partie de ce chapitre, une présentation générale du transfert radiatif dans les villes est proposée. Une description des caractéristiques radiatives du système Soleil-Terre-atmosphère est tout d'abord donnée et les spécificités des scènes urbaines sont détaillées. Ensuite, une modélisation du signal adaptée aux travaux réalisés dans le cadre de cette thèse est proposée. Enfin, l'intérêt de différents codes de transfert radiatifs pour ce travail est discuté.

La deuxième partie de ce chapitre est consacrée à la présentation d'un nouveau code de transfert radiatif direct réalisé au cours de ce travail de thèse : AMARTIS v2. Fonctionnant dans le domaine réflectif et dédié à la simulation d'observations à très haute résolution spatiale, il permet notamment la prise en compte des géométries complexes des scènes urbaines et une modélisation appropriée des aérosols. Ainsi, son fonctionnement et ses principales caractéristiques sont décrits.

Enfin, la troisième et dernière partie de ce chapitre est consacrée à l'étude du signal en milieu urbain pour une configuration typique, celle d'une rue. Cette étude repose sur l'estimation de toutes les composantes du signal au niveau du sol et en entrée du capteur, en fonction des aérosols présents dans l'atmosphère et de la longueur d'onde. Elle vise également à comparer l'impact de ces particules lors d'observations de zones à l'ombre et au soleil.

Ce chapitre est donc essentiellement consacré à la modélisation de problèmes directs : le signal est modélisé en bas de l'atmosphère et en entrée d'un instrument alors que toutes les conditions expérimentales (scène, atmosphère et conditions d'observation et d'éclairement) sont connues. La réalisation de simulations directes a pour but d'aider à préparer la caractérisation des aérosols par télédétection qui, elle, est un problème inverse et fera l'objet des *chapitres III* et *IV*.

1. INTRODUCTION AU TRANSFERT RADIATIF EN MILIEU URBAIN

Le but de cette partie est d'introduire les notions de transfert radiatif en milieu urbain qui seront utilisées par la suite ainsi que leurs modélisations.

Dans cette partie, quelques notions très générales sur le transfert radiatif dans le système Soleil-Terre-atmosphère et sur les spécificités des milieux urbains sont donc tout d'abord présentées, permettant notamment d'identifier certaines des difficultés qui seront rencontrées par la suite. Ensuite, une décomposition du signal au niveau du sol et en entrée d'un instrument de télédétection est présentée. Enfin, les principaux codes de transfert radiatifs fonctionnant dans le domaine réflectif sont détaillés et leurs limitations pour simuler l'observation de scènes urbaines et modéliser les aérosols sont discutées.

1.1 Généralités sur les échanges radiatifs dans le système Soleil-Terre-atmosphère

Comme cela a été expliqué en introduction de ce document, ce travail est réalisé spécifiquement dans le domaine réflectif $[0,4 ; 2,5\mu\text{m}]$. L'émission thermique terrestre n'est donc pas prise en compte. Le signal mesuré par un instrument de télédétection provient alors uniquement de l'émission solaire après une propagation dans l'atmosphère et une interaction avec celle-ci et/ou la surface terrestre. Les différents contributeurs radiatifs sont brièvement décrits dans cette partie afin de comprendre leur impact.

1.1.1 Eclairement solaire au sommet de l'atmosphère

Le rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère terrestre présente un spectre résultant de l'émission thermique du soleil et marqué par la présence de raies d'absorption (raies de Fraunhofer) dues à sa composition chimique (notamment dans ses couches les plus hautes). L'éclairement solaire spectral moyen $\langle E_S(\lambda) \rangle$ est défini pour une distance Soleil-Terre de 1UA (unité astronomique). Cette grandeur, telle qu'elle a été mesurée par *Thuillier et al., 2003*, est présentée en *Figure 15*.

Le niveau de cet éclairement spectral dépend directement de la distance Soleil-Terre, avec des variations de l'ordre de $\pm 3\%$ en fonction de celle-ci. Afin de tenir compte de ce paramètre, l'éclairement solaire moyen au sommet de l'atmosphère est pondéré par un terme correctif défini en fonction du jour Julien J . L'éclairement spectral au sommet de l'atmosphère s'écrit alors (*Paltridge & Platt, 1977*) :

$$E_S(\lambda, J) = \frac{\langle E_S(\lambda) \rangle}{(1 - 0,01673 \cdot (\cos(0,9856(J - 4) \cdot \frac{\pi}{180}))^2)} \quad (22)$$

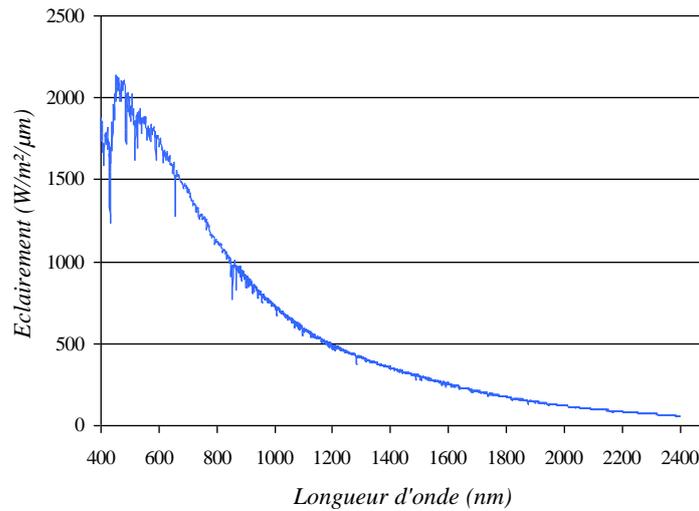


Figure 15. Eclairement solaire spectral moyen au sommet de l'atmosphère en fonction de la longueur d'onde (Thuillier et al., 2003).

1.1.2 Impact radiatif de l'atmosphère

La propagation des rayonnements dans l'atmosphère est affectée par les éléments la constituant, à savoir les gaz et les aérosols. Ces éléments ont la capacité d'en diffuser et d'en absorber une partie. Leur comportement évolue en fonction de la longueur d'onde.

Les molécules constituant les gaz et les aérosols diffusent de manières très différentes du fait de leur différence de taille. Comme cela a été expliqué à la *partie 1.1.2.1*, les molécules ont des diamètres de l'ordre de l'Angström et diffusent la lumière suivant le régime de Rayleigh. Cette diffusion est quasiment isotrope, c'est-à-dire qu'elle se fait sans direction privilégiée. Elle est modélisée par la fonction de phase suivante (Lenoble, 1993) :

$$P_m(\Theta) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2(\Theta)) \quad (23)$$

Les aérosols, de tailles plus importantes, diffusent suivant le régime de Mie et il en résulte une diffusion très marquée vers l'avant. Un exemple de fonction de phase est présenté en *Figure 16*. Comme expliqué à la *partie 1.1.2.2.3*, différentes modélisations existent comme celle de Henyey-Greenstein (Henyey & Greenstein, 1941) utilisant le facteur d'asymétrie de la fonction de phase. De manière générale, la diffusion par les gaz et les particules diminue lorsque la longueur d'onde augmente.

Alors que l'absorption par les aérosols ne présente pas de variations spectrales fortes, l'absorption par les gaz présente, elle, des caractéristiques très spécifiques de la composition de l'atmosphère. En effet, certaines molécules absorbent fortement à certaines longueurs d'onde comme l'oxygène à 760nm ou la vapeur d'eau autour par exemple de 1400 ou 1800nm. Il en résulte des zones où le rayonnement est très atténué par l'atmosphère (*cf. Figure 17*). Les images de télédétection sont généralement réalisées en dehors de ces bandes d'absorption où le signal reçu par le détecteur est trop faible.

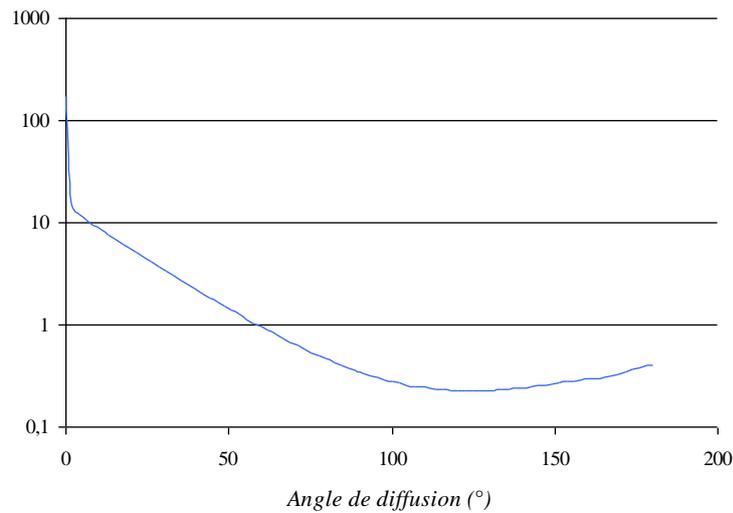


Figure 16. Fonction de phase à 550nm du modèle standard urbain de 6S.

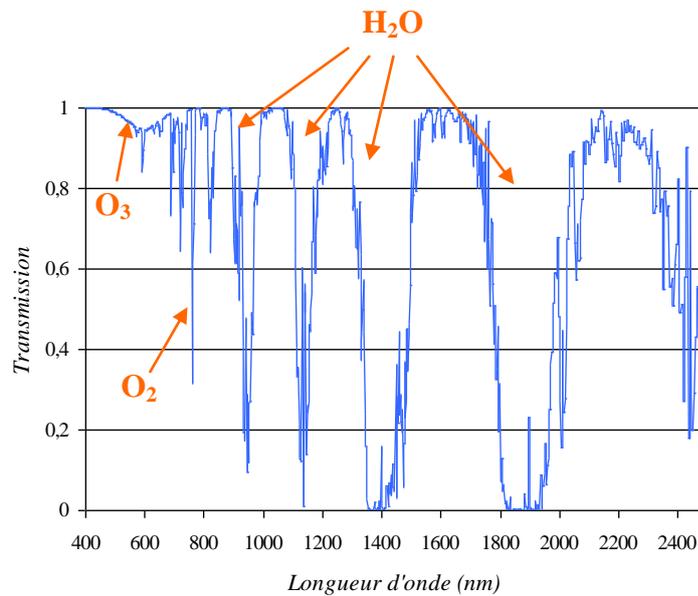


Figure 17. Transmission gazeuse calculée par 6S dans le domaine réflectif pour le modèle atmosphérique standard « midlatitude summer » et un angle zénithal solaire de 45°. Les éléments de l’atmosphère engendrant les principales bandes d’absorption sont indiqués sur le schéma.

1.1.3 Impact radiatif de la surface

Les photons atteignant le sol interagissent avec celui-ci de deux manières différentes : ils peuvent être absorbés ou réfléchis. Ces deux phénomènes sont quantifiés par la réflectance des matériaux.

De manière générale, la capacité d’une surface à réfléchir la lumière dépend de la longueur d’onde, de l’incidence du rayonnement incident et de la direction de réflexion. Ainsi, le comportement des surfaces considérées se caractérise par des propriétés optiques bidirectionnelles et spectrales (cf.

équation 5, page 16). Un cas particulier correspond aux surfaces dont cette capacité à réfléchir un rayonnement est indépendante de l'incidence de celui-ci ainsi que de la direction de réflexion. Ces surfaces sont dites lambertiennes (cf. équations 8 et 9, page 16). Dans la réalité, les matériaux s'approchant de ce cas sont des matériaux rugueux.

1.2 Spécificités des scènes urbaines

En télédétection, les villes constituent des milieux très singuliers du fait de leurs géométries 3D complexes et de leurs propriétés radiatives fortement variables spectralement et spatialement. Ces spécificités sont décrites dans ce qui suit.

Tout d'abord, comme cela peut se constater sur l'image représentée en *Figure 18*, les villes présentent un relief très accidenté dû à la présence de bâtiments. Ceci a pour conséquence d'introduire l'occultation de certaines parties de la scène, des effets de pente principalement dus aux inclinaisons différentes des toits, ou encore des zones d'ombre (*Dare, 2005*).

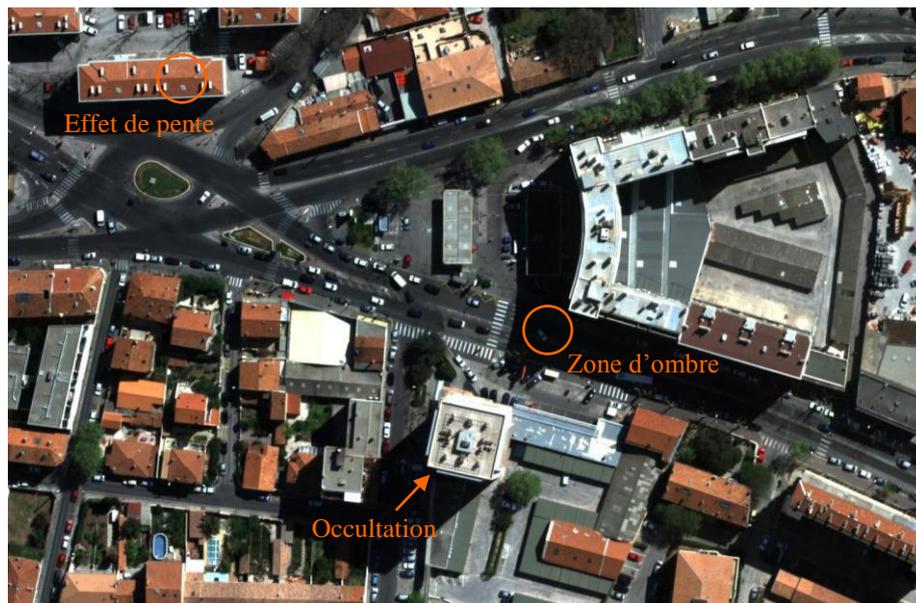


Figure 18. Composition colorée d'une prise de vue réalisée au-dessus de la ville de Toulon avec le système aéroporté PELICAN (résolution spatiale de 20cm). Cette image illustre l'occultation de façades, les effets de pentes au niveau des toits, et la création de zones d'ombres.

Les propriétés radiatives des milieux urbains sont tout d'abord caractérisées par une très forte variabilité spectrale dans le domaine réflectif comme le notent les travaux de *Ben-Dor et al., 2001* sur Tel-Aviv (Israël), de *Lachérade et al., 2005* sur Toulouse (France), de *Heiden et al., 2001* et *Heiden et al., 2007* sur Dresden et Postdam (Allemagne), et ceux de *Herold et al., 2003* et *Herold et al., 2004* sur Santa Barbara et Goleta (Etats-Unis). Pour avoir un ordre de grandeur des réflectances des surfaces urbaines, des spectres typiques de matériaux urbains caractéristiques sont présentés en *Figure 19*. Ce

schéma montre qu'il est possible de rencontrer des cibles très réfléchissantes comme la brique ou l'herbe dans le proche infrarouge avec des réflectances pouvant aller jusqu'à 0,5, et des cibles très sombres comme l'enrobé possédant une réflectance typique inférieure à 0,1.

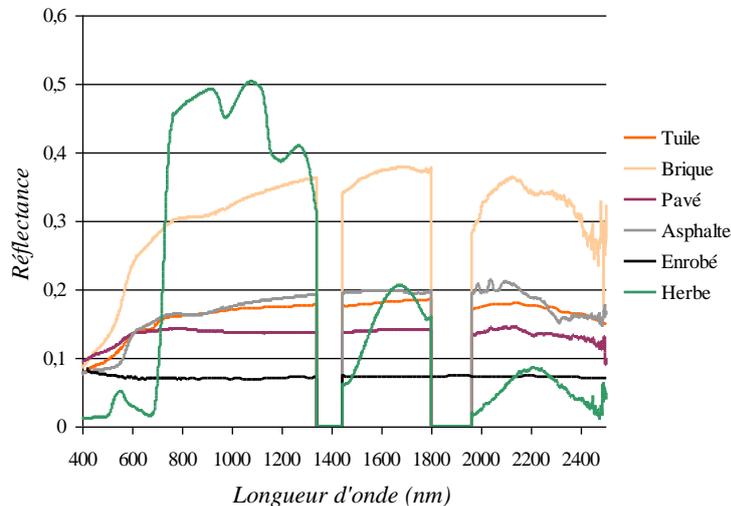


Figure 19. Réflectances spectrales de surfaces urbaines typiques. Les spectres de brique, de pavé, d'asphalte et d'herbe ont été mesurés lors de la campagne de mesure CAPITOU (Masson *et al.*, 2008). Les spectres de tuile et d'enrobé sont, eux, tirés de la base de données ASTER (Baldrige *et al.*, 2009).

Ensuite, les propriétés radiatives des surfaces urbaines se caractérisent également par une très forte variabilité spatiale. Comme cela peut être observé sur la *Figure 18*, les constructions édifiées par l'homme entraînent la juxtaposition de surfaces très différentes avec des distances caractéristiques très faibles. Il en résulte une très forte variabilité spatiale des propriétés optiques des scènes observées en passant d'un type de surface à un autre. Une conséquence de cela est que l'obtention de pixels purs sur les acquisitions, c'est-à-dire ne correspondant qu'à un seul type de surface, ne peut se faire qu'à l'aide de la très haute résolution spatiale, de l'ordre du mètre, voire moins.

De plus, il a été montré que chaque type de matériau possède une variabilité spatiale radiative qui lui est propre. Celle-ci a 3 origines différentes (Lachérade *et al.*, 2005). Tout d'abord, la rugosité et la texture des matériaux leur confèrent une variabilité intrinsèque. Cette variabilité n'est réellement observée que si la résolution spatiale de l'instrument utilisé est inférieure ou proche de l'échelle de rugosité du matériau. Ensuite, la variabilité dépend de la localisation et de l'utilisation des matériaux leur conférant des usures différentes (Herold & Roberts, 2005). Enfin, un même type de matériau peut avoir des propriétés radiatives différentes en fonction de sa composition. Tous les enrobés réalisés n'ont pas la même composition et donc la même réflectance. Dans ce cas, les matériaux ont alors des réflectances de niveaux différents mais des signatures spectrales très proches.

En télédétection à très haute résolution spatiale, alors qu'un choix judicieux de pixels permet d'éviter les effets gênants d'usure des matériaux et de travailler sur des matériaux a priori de même nature (composition), la variabilité intrinsèque de ces propriétés radiatives ne peut être évitée. Il est donc intéressant de s'intéresser à ce paramètre et d'en estimer un ordre de grandeur pour des matériaux

typiques. Cependant, ceci a été très peu étudié. *Lachérade et al., 2005* indique tout de même que les pavés étudiés dans les rues de Toulouse durant la campagne CAPITOUL présentent pour la variabilité intrinsèque un écart type de 13% et que l'enrobé présente un écart type de 6%.

Les calculs radiatifs présentés dans ce manuscrit sont réalisés avec des matériaux lambertiens. Ainsi, les propriétés bidirectionnelles des matériaux urbains ne sont pas étudiées dans cette partie, bien que ceux-ci puissent avoir des signatures bidirectionnelles très marquées (*Lachérade et al., 2005*).

1.3 Modélisation du signal adaptée aux milieux urbains

1.3.1 Décomposition du signal

Cette décomposition est basée sur les travaux de *Miesch et al., 1999* et a pour but de modéliser toutes les composantes radiatives au niveau du sol (éclairage) et au niveau du capteur (luminance). Toutes ces composantes sont représentées sur la *Figure 20*.

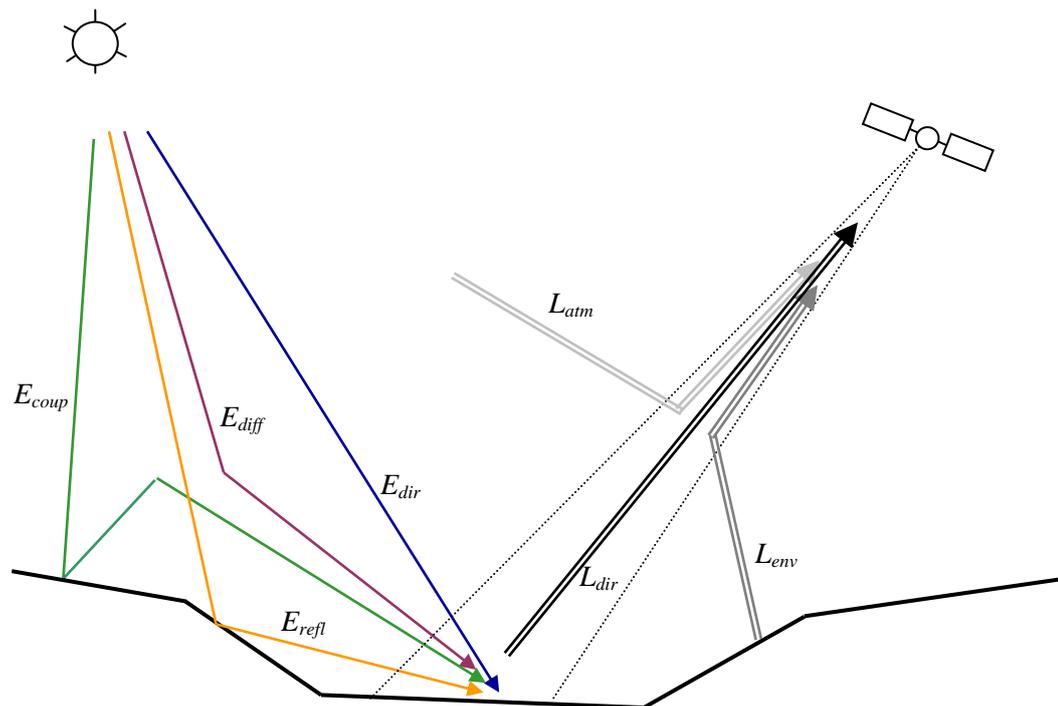


Figure 20. Décomposition du signal aux milieux urbains.

L'éclairement incident total (E_{tot}) en un point P situé au niveau du sol est ainsi la somme de 4 composantes.

- L'éclairement direct (E_{dir}) correspond aux photons directement transmis (sans diffusion) par l'atmosphère jusqu'au sol.
- L'éclairement diffus (E_{diff}) correspond aux photons diffusés par l'atmosphère.

- L'éclairement de couplage (E_{coup}) correspond aux photons subissant au moins une diffusion par l'atmosphère après une ou plusieurs réflexions sur le sol.
- L'éclairement réfléchi (E_{refl}) correspond aux photons arrivant au niveau de la surface (éventuellement après diffusion) subissant alors au moins une réflexion sur le sol.

La luminance totale en entrée d'un instrument de télédétection, appelée dans ce document luminance apparente (L^*), est la somme de 3 composantes.

- La luminance directe (L_{dir}) correspond aux photons provenant directement de la cible observée.
- La luminance d'environnement (L_{env}) correspond aux photons provenant de la surface mais diffusés par l'atmosphère.
- La luminance atmosphérique (L_{atm}) correspond aux photons diffusés par l'atmosphère et n'atteignant pas le sol.

Dans ce document, les éclairagements et les luminances sont exprimés spectralement : les éclairagements sont en $W.m^{-2}.\mu m^{-1}$ et les luminances en $W.m^{-2}.\mu m^{-1}.sr^{-1}$.

La plupart des codes de transfert radiatif fonctionnant dans le domaine réflectif modélisent les scènes par des sols plats. Dans ce cas, le formalisme qui vient d'être présenté est également utilisé, à la différence que la composante correspondant aux éclairagements réfléchis n'existe pas (*e.g. Vermote et al., 1997b*).

La seule source de rayonnement étant le soleil, les éclairagements reçus par la surface terrestre ainsi que les luminances mesurées par un instrument de télédétection sont directement dépendant de l'éclairement au sommet de l'atmosphère et de l'inclinaison solaire. Pour l'étude du transfert radiatif, il peut donc être opportun de s'affranchir des conditions d'éclairement en normalisant les différentes composantes du signal par un terme dépendant de celles-ci. Dans ce cas, les grandeurs définies au niveau du sol sont des transmissions descendantes, qualifiées de directe, diffuse, de couplage, et de réflexion et notées respectivement T_{dir} , T_{diff} , T_{coup} et T_{refl} .

Elles sont définies par :

$$T_i = \frac{E_i}{\mu_s \cdot E_s} \quad (24)$$

avec μ_s le cosinus de l'angle zénithal solaire et E_s l'éclairement au sommet de l'atmosphère. De même, les grandeurs définies en entrée d'instrument sont les réflectances directe, atmosphérique, et d'environnement, notées respectivement ρ_{dir} , ρ_{atm} et ρ_{env} , et définies par :

$$\rho_i = \frac{\pi \cdot L_i}{\mu_s \cdot E_s} \quad (25)$$

1.3.2 Luminance en entrée d'instrument

Avec ce formalisme adapté aux milieux urbains, la luminance en entrée du capteur s'écrit de la manière suivante :

$$L^* = L_{atm} + L_{env} + L_{dir} \quad (26)$$

Dans le cas de l'observation d'une cible de réflectance ρ_c , la luminance directe se décompose de la manière suivante :

$$L_{dir} = (E_{dir} + E_{diff} + E_{coup} + E_{refl}) \cdot \frac{\rho_c}{\pi} \cdot T_{dir}^{\uparrow} \quad (27)$$

avec T_{dir}^{\uparrow} la transmission directe montante de l'atmosphère entre la cible et l'instrument.

La luminance mesurée par le capteur est donc à la fois liée :

- aux propriétés radiatives de l'atmosphère déterminant la luminance atmosphérique et influant sur la luminance d'environnement et la luminance directe,
- aux propriétés radiatives de la scène déterminant la réflectance de la cible et influant sur la luminance d'environnement,
- à la géométrie de la scène influant sur les éclairements reçus au niveau du sol.

Une approximation souvent réalisée (comme dans le code de transfert radiatif 6S) consiste à modéliser la géométrie de la scène par un sol plat et à considérer la cible dans un environnement homogène de réflectance $\langle \rho_{env} \rangle$.

Dans ce cas, la luminance d'environnement s'exprime à l'aide d'une transmission diffuse montante :

$$L_{env} = (E_{dir} + E_{diff} + E_{coup}) \cdot \frac{\langle \rho_{env} \rangle}{\pi} \cdot T_{diff}^{\uparrow} \quad (28)$$

La scène considérée étant éclairée de manière uniforme, la luminance en entrée de l'instrument s'écrit :

$$L^* = L_{atm} + (E_{dir} + E_{diff} + E_{coup}) \cdot \frac{\rho_c \cdot T_{dir}^{\uparrow} + \langle \rho_{env} \rangle \cdot T_{diff}^{\uparrow}}{\pi} \quad (29)$$

Avec cette approximation, l'éclairissement de couplage s'exprime simplement à partir des éclairissements direct et diffus, de la réflectance moyenne de l'environnement $\langle \rho_{env} \rangle$ et de l'albédo sphérique de l'atmosphère s :

$$E_{coup} = (E_{dir} + E_{diff}) \cdot \frac{\langle \rho_{env} \rangle \cdot s}{1 - \langle \rho_{env} \rangle \cdot s} \quad (30)$$

Contrairement à certains codes de transfert radiatif comme 6S, dans les équations présentées dans tout le document, la transmission gazeuse n'est pas dissociée des autres phénomènes atmosphériques : diffusion moléculaire et absorption et diffusion par les aérosols.

1.4 Les codes de transfert radiatif existants et leurs limitations

Pour pouvoir étudier le signal dans le cas de scènes urbaines, et notamment comprendre l'impact des aérosols, il faut utiliser un code de transfert radiatif capable à la fois de gérer des scènes 3D complexes et de proposer des modélisations pertinentes des aérosols atmosphériques.

La majorité des codes de transfert radiatifs qui ont été développés, tels que 6S (Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, *Vermote et al., 1997a*) et MODTRAN (MODerate resolution atmospheric TRANsmission, *Berk et al., 1999*) fonctionnent en supposant le sol plat constitué d'une cible au milieu d'un environnement homogène. Des améliorations ont été apportées par le code COMANCHE (COde de Modélisation pour l'ANalyse des Contrastes Hyperspectraux en Entrée instrument, *Miesch et al., 2005, Poutier et al., 2002*) pour prendre en compte un environnement plat mais hétérogène. Malheureusement, ces codes sont limités à des sols plats ce qui rend impossible la prise en compte des effets de pente ou la création de zones d'ombres par des bâtiments. D'autres outils ont ainsi été développés afin de modéliser des scènes avec relief comme le code MATISSE (Modélisation Avancée de la Terre pour l'Imagerie et la Simulation des Scènes et de leur Environnement, *Simoneau et al., 2008*). Cependant, ceux-ci ne sont pas pour l'essentiel adaptés aux milieux urbains de part leur basse résolution spatiale où leurs performances géométriques limitées.

Pour l'étude de scènes 3D à très haute résolution spatiale, des codes de transfert radiatifs ont été développés. Le modèle DART (Discrete Anisotropic Radiative Transfer, *Gastellu-Etchegorry et al., 2004*), permet ce type de simulations en utilisant de véritables scènes 3D. Cependant, cet outil ne permet pas le calcul de toutes les composantes du signal présentées dans la *partie II.1.3.1*. Enfin, le code de transfert AMARTIS (Advanced Modelling of the Atmospheric Radiative Transfer for Inhomogeneous Surfaces, *Miesch et al., 2004, Miesch et al., 2000, Miesch et al., 1999*) développé à l'Onera semble être le plus adapté. Ce code permet de simuler des observations de scènes hétérogènes en tenant compte de leur relief. Il permet d'évaluer, à partir d'informations sur le sol (topographie et propriétés radiatives) et sur l'atmosphère, le signal reçu en entrée d'un instrument satellitaire ou aéroporté dans le domaine réflectif [0,4 ; 2,5 μ m]. Cet outil est particulièrement adapté à la simulation d'observations de scènes urbaines grâce à la modélisation de reliefs hétérogènes et à l'accès à la très haute résolution spatiale. Cet outil simule toutes les composantes radiatives du signal au niveau du sol et en entrée de l'instrument. Malheureusement, ses deux principales limitations concernent la modélisation du relief et la description de l'atmosphère. Tout d'abord, il ne permet pas de modéliser de véritables scènes 3D complexes. Les scènes sont en effet limitées à un profil dans un plan reproduit dans la troisième direction, ce qui ne permet pas de modéliser des structures urbaines complexes comme les carrefours. De plus, les façades modélisées ne peuvent être parfaitement verticales. Enfin, la granulométrie des aérosols n'est décrite que par une loi de puissance de Junge (*cf. partie I.1.3.1.1.1*). Or, pour ce travail, il est important d'avoir accès à une modélisation plus complète des aérosols atmosphériques.

Finalement, aucun code existant ne permet de réaliser correctement l'étude souhaitée. Un nouveau code de transfert radiatif a donc été développé : AMARTIS v2. Sa présentation fait l'objet de la partie suivante.

2. REALISATION D'UN CODE DE TRANSFERT RADIATIF ADAPTE AUX MILIEUX URBAINS : AMARTIS v2

Cette partie a pour but de décrire le code de transfert radiatif AMARTIS v2 (*Doz et al., 2008*) qui a été développé afin de pallier les lacunes des codes de transfert radiatifs existants pour l'étude des milieux urbains. Ce code est une évolution d'AMARTIS (*cf. partie II.1.4*) qui sera dorénavant appelé AMARTIS v1, et est adapté à ce travail car il permet à la fois la modélisation de scènes 3D complexes et la prise en compte de nombreux modèles d'aérosols.

Dans cette partie, AMARTIS v2 est tout d'abord présenté de manière générale, puis ses entrées, sa physique et sa validation sont décrites. Une illustration de ses possibilités est ensuite donnée au travers de la simulation de l'observation d'un carrefour par un capteur aéroporté, et une discussion de son principal inconvénient, les temps de calcul, est proposée.

2.1 Introduction à AMARTIS v2

2.1.1 Présentation générale

AMARTIS v2 est un code de transfert radiatif direct fonctionnant dans le domaine réflectif $[0,4 ; 2,5\mu\text{m}]$. Il permet la simulation de l'observation de scènes hétérogènes à l'aide d'un capteur monochromatique aéroporté ou satellitaire, de la basse à la très haute résolution spatiale. Ce code permet à la fois le calcul de toutes les composantes du signal au sol et en entrée du capteur (*cf. partie II.1.3.1*), et la simulation de l'image en luminance. Pour cela, AMARTIS v2 requiert en entrée une scène 3D de géométrie et de propriétés radiatives données, une atmosphère et des conditions d'éclairage et d'observation, tous ces paramètres étant définis par l'utilisateur. Son fonctionnement est schématisé en *Figure 21*.

Ce code présente deux intérêts principaux. Tout d'abord, il donne accès à toutes les composantes du signal. Cela permet la réalisation d'études phénoménologiques en milieu urbain telles que l'étude de l'impact des aérosols sur le signal présentée dans la *partie II.3* ou encore l'étude de l'impact des propriétés optiques des matériaux urbains sur le signal (*Doz et al., 2009*). Ensuite, cet outil simule des images en luminance en entrée du capteur. Il peut donc être utilisé comme un simulateur d'images dans le but de tester des méthodes de télédétection. Il sera utilisé dans ce but afin de valider la méthode de caractérisation des aérosols développée (*cf. partie IV.1*).

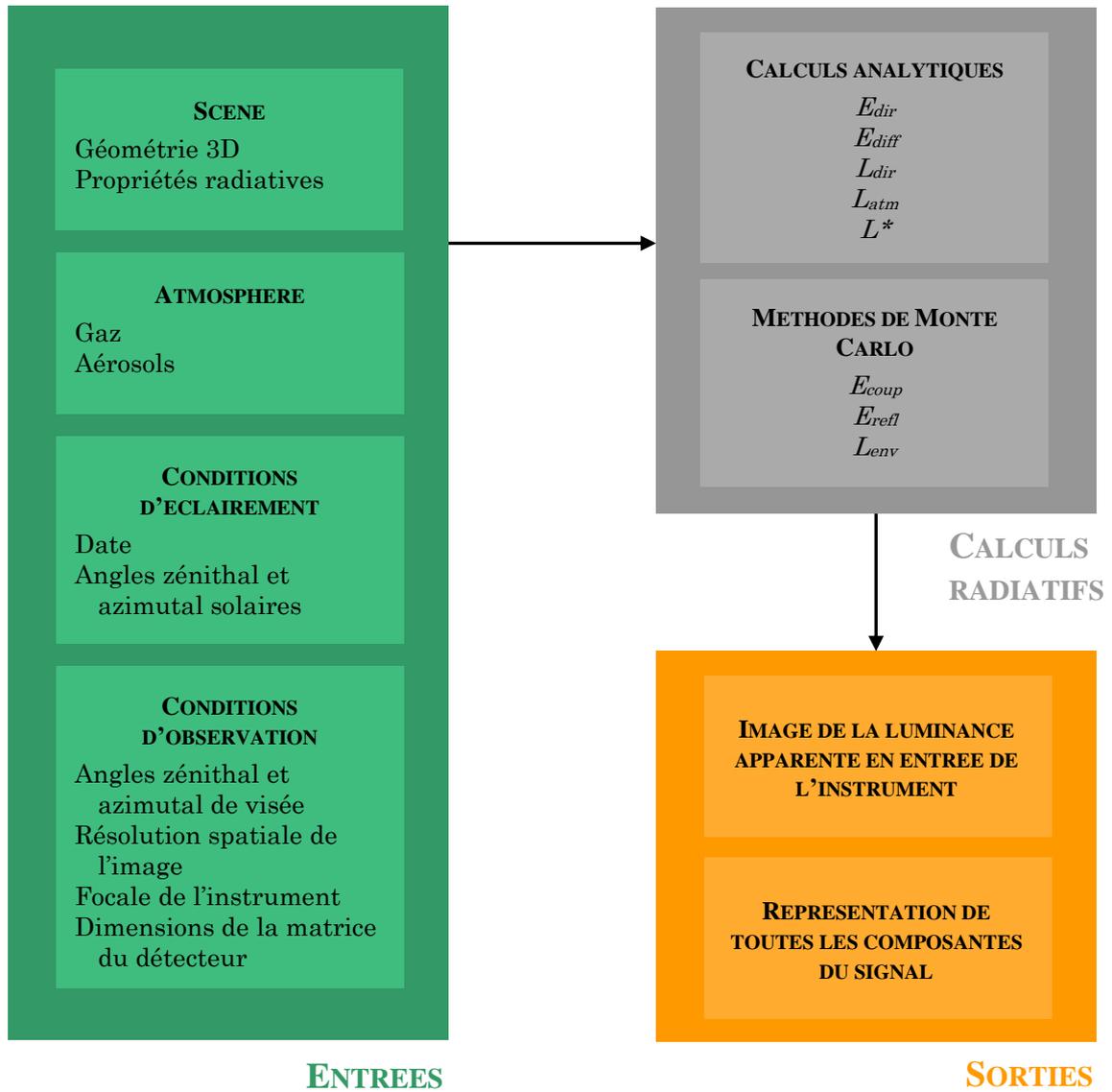


Figure 21. Schéma de principe du fonctionnement d'AMARTIS v2.

2.1.2 Gestion du transfert radiatif

Comme expliqué à la *partie II.1.4*, il n'existe pas de codes de transfert radiatif 3D permettant la décomposition du signal souhaitée et une modélisation des aérosols atmosphériques adaptée à ce travail. Cependant il existe des codes 2D tels que MODTRAN (*Berk et al., 1999*) ou 6S (*Vermote et al., 1997a, Vermote et al., 1997b*) répondant à ces deux critères. C'est pourquoi AMARTIS v2 fait appel à un de ces outils, à la fois pour la réalisation de calculs radiométriques entre le sommet de l'atmosphère et la canopée urbaine (altitude la plus haute de la scène) et pour la modélisation des propriétés radiatives de l'atmosphère. AMARTIS v2 apporte alors à ce noyau 2D la prise en compte de scènes hétérogènes 3D.

Ainsi, 6S est utilisé pour cette fonction. Ce choix est justifié car il est très largement utilisé par la communauté scientifique et est considéré comme un code de référence.

6S permet le calcul de toutes les composantes du signal décrites à la *partie II.1.3.1* (hormis le calcul des éclairissements réfléchis car il fonctionne en sol plat) pour des scènes hétérogènes dont l'environnement est uniforme. Ces calculs radiométriques sont réalisés en fonction des propriétés radiatives de la scène et des conditions d'éclairément et d'observation, pour un instrument satellitaire ou aéroporté. Il permet notamment la quantification de la diffusion atmosphérique par la méthode des ordres successifs de diffusion (*Vermote et al., 1997a*). 6S modélise l'atmosphère en couches planes et parallèles et les propriétés radiatives de celles-ci (gaz et aérosols). Il permet différentes modélisations des particules, microphysiques (loi de Junge, descriptions multimodales, etc.) ou optiques.

A partir de ce noyau 2D, deux types de calculs radiométriques sont assurés par AMARTIS v2 : des calculs analytiques et des calculs de Monte Carlo. Les calculs de Monte Carlo sont des calculs statistiques utilisant des lois probabilistes décrivant la propagation des photons dans le système Terre-atmosphère (*cf. partie II.2.4.2*). Ces calculs sont nécessaires lorsqu'il n'est pas possible de modéliser simplement certains termes. C'est le cas de l'éclairément de couplage et de la luminance d'environnement qui sont issus à la fois de la diffusion des photons par l'atmosphère et de l'interaction de ceux-ci avec des scènes aux géométries complexes. Cependant, ces calculs sont très longs (*cf. partie II.2.8*). Pour les autres termes, des résolutions analytiques sont privilégiées afin de gagner en temps de calcul. En effet, *Miesch et al., 2000* a montré un gain de temps d'un facteur 100 pour des simulations similaires, entre AMARTIS v1 qui procède de cette manière et un code n'utilisant que des méthodes de Monte Carlo.

Les calculs analytiques utilisent à la fois l'information sur la géométrie de la scène (surface à l'ombre ou au soleil, angle de vue du ciel, etc.) et les données fournies par 6S. Celles-ci portent sur la description des propriétés radiatives de l'atmosphère comme les épaisseurs optiques utilisées pour le calcul de l'éclairément direct ou directement sur les composantes du signal comme les luminances diffuses descendantes utilisées pour le calcul de l'éclairément diffus.

Les calculs de Monte Carlo implémentés dans AMARTIS v2 sont similaires à ceux réalisés par AMARTIS v1, mais sont adaptés à la gestion de la 3D. Pour réaliser ces calculs, les propriétés radiatives de l'atmosphère, telles que les coefficients d'absorption et de diffusion des gaz et des particules ou leurs distributions verticales, sont obtenues par 6S.

Les performances radiométriques d'AMARTIS v2 sont donc directement liées à celles de 6S.

2.2 Les entrées d'AMARTIS v2

2.2.1 La scène

La scène 3D est générée avec le logiciel de construction 3D *Google SketchUp* (<http://sketchup.google.com>). Celle-ci est représentée sous forme d'un modèle vecteur et chaque surface dessinée est associée à un matériau via AMARTIS v2. Une illustration de modèle vecteur est présentée en *Figure 22*. A chacun des matériaux constituant la scène sont associées des propriétés radiatives. Il est ainsi possible de définir un matériau comme lambertien ou comme possédant des propriétés bidirectionnelles.

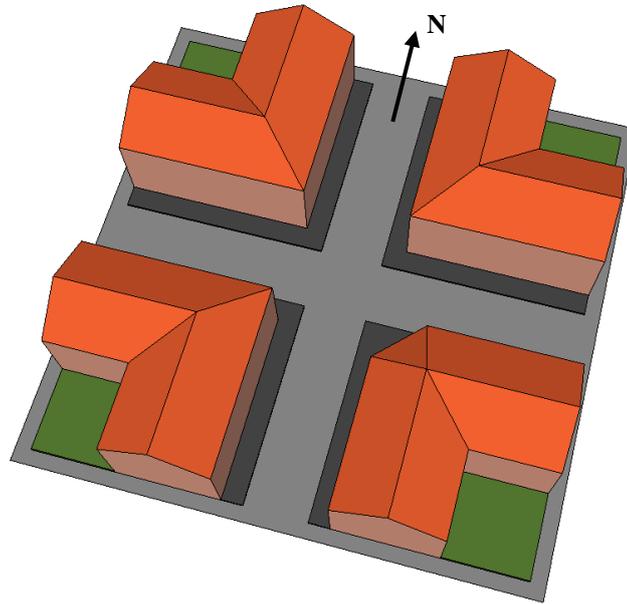


Figure 22. Exemple de modèle vecteur utilisé par AMARTIS v2.

2.2.2 L'atmosphère

L'atmosphère est considérée plane et parallèle, invariante horizontalement et comprise entre 0 et 100km d'altitude. Ses propriétés radiatives sont estimées par 6S. Ainsi, les possibilités offertes par AMARTIS v2 pour la modéliser sont globalement les mêmes que celles offertes par 6S.

L'atmosphère moléculaire est modélisée par les modèles standards de 6S. Les aérosols sont, eux, décrits par une épaisseur optique à 550nm et par un type de particules. Ces types d'aérosols peuvent être les modèles standards implémentés dans 6S, des distributions microphysiques définies par des lois log-normales ou des distributions de Junge (*cf. partie I.1.3*), ou encore des modèles optiques (*Vermote et al., 1997b*). Ce sont ces derniers modèles qui seront le plus souvent utilisés dans les simulations présentées dans ce manuscrit. Dans ce cas, les propriétés radiatives des particules sont définies par un coefficient d'extinction spectral normalisé (lié au coefficient d'Angström), par un albédo de simple diffusion spectral ainsi que par une fonction de phase spectrale.

2.2.3 Les conditions d'éclairement et d'observation

Le soleil et le capteur sont repérés en tout point de la scène par leurs angles zénithaux (θ_s et θ_v) et azimutaux (φ_s et φ_v) définis dans un repère lié à celle-ci (cf. *Figure 1, page 11*). L'éclairement spectral au sommet de l'atmosphère dépend de la date définie de la simulation.

Le capteur est soit aéroporté soit satellitaire, et est automatiquement tourné et centré sur la scène. Il est défini par 3 paramètres :

- Sa matrice de pixels. Cette matrice rectangulaire est définie par l'utilisateur à partir des paramètres suivants : nombre de lignes, nombre de colonnes et dimensions suivant la hauteur et la largeur (d) d'un détecteur élémentaire.
- Sa focale f' .
- La résolution spatiale au sol au centre de la scène RS .
- L'altitude h du capteur est déduite à partir des données précédentes :

$$h = \cos(\theta_v) \cdot RS \cdot \frac{\sin(\frac{\pi}{2} - \theta_v - \arctan(\frac{d}{f'}))}{\sin(\arctan(\frac{d}{f'}))} \quad (31)$$

La fonction de transfert de modulation (FTM) de l'instrument est considérée comme parfaite.

2.3 Gestion de la 3D

Pour des scènes présentant un relief, les éclaircements obtenus en différents points de la scène (E_{dir} , E_{diff} , E_{coup} et E_{refl}) diffèrent, du fait de l'occultation d'une partie du signal par des bâtiments, de l'inclinaison des surfaces (effets de pente), ou encore de l'environnement direct des surfaces étudiées pouvant entraîner des réflexions de la lumière. Pour pouvoir en tenir compte, une possibilité est de décomposer la scène en surfaces élémentaires : à chaque surface élémentaire sont ainsi associées des valeurs d'éclairement.

Un moyen de décomposer efficacement des scènes complexes en de nombreuses surfaces consiste à les décomposer en facettes triangulaires. Le nombre de surfaces élémentaires utilisées est typiquement de l'ordre de plusieurs milliers à quelques dizaines de milliers de facettes. Il est défini de manière à ce que chaque pixel du détecteur ait dans son angle solide de collection plusieurs facettes de la scène, sinon ce maillage est visible sur les images simulées.

Pour effectuer certains calculs radiatifs tels que le calcul de l'éclairement diffus, ou le calcul de la luminance directe dans le cas de matériaux aux propriétés bidirectionnelles, l'espace doit être discrétisé angulairement. Pour cela, un dôme artificiel est associé aux scènes 3D. Celui-ci est également triangulé, avec un nombre de facettes de l'ordre de plusieurs centaines. Ainsi, pour chaque facette de la scène, l'espace est discrétisé en angles solides élémentaires quasiment identiques et dont la finesse dépend de la discrétisation du dôme.

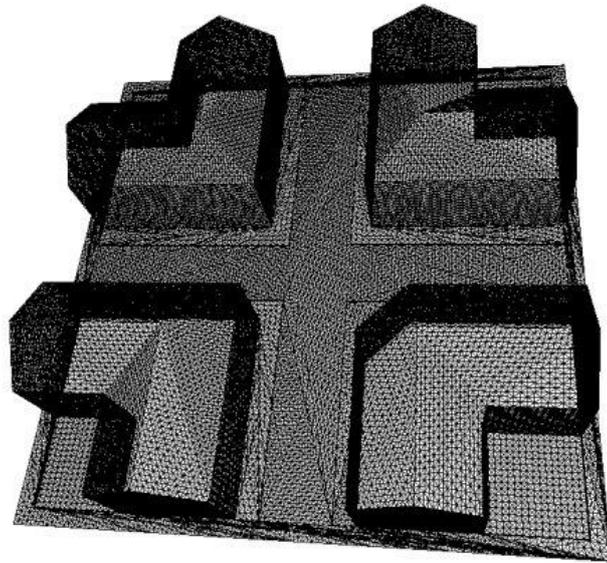


Figure 23. Illustration d'un maillage triangulaire de la scène présentée en Figure 22.

Pour effectuer les calculs radiatifs, il est parfois nécessaire de savoir ce que « voit » une facette dans une direction donnée. Par exemple, pour le calcul de l'éclairement direct, il est essentiel de savoir si dans la direction du soleil, la facette étudiée « voit » le ciel (la facette est alors au soleil) ou une partie de la scène (la facette est alors à l'ombre). De même, pour le calcul de l'éclairement diffus, il est nécessaire de connaître l'angle de vue du ciel (*cf. Définitions*) de chacune des facettes de la scène. Pour obtenir toutes ces informations, un logiciel de lancé de rayons, RayBooster (<http://raybooster.com>), est utilisé par AMARTIS v2.

2.4 Détail des calculs radiatifs

Comme expliqué dans l'introduction de cette partie, AMARTIS v2 calcule toutes les composantes du signal telles qu'elles sont décrites à la *partie II.1.3.1*. Plus précisément, les différents éclairagements au niveau du sol (E_{dir} , E_{diff} , E_{coup} et E_{refl}) ainsi que leur somme (E_{tot}) sont calculés pour chacune des facettes de la scène. Les luminances (L_{dir} , L_{env} et L_{atm}) ainsi que la luminance totale en entrée du capteur (L^*) sont, elles, calculées pour chacun des pixels du capteur.

Parmi ces termes, certains sont explicités analytiquement (E_{dir} , E_{diff} , L_{dir} et L_{atm}). L'éclairement de couplage (E_{coup}) ainsi que la luminance d'environnement (L_{env}) sont en revanche des termes complexes qui n'ont pas d'expressions analytiques car ils dépendent à la fois de la diffusion atmosphérique et de l'environnement 3D. Des résolutions par méthodes de Monte Carlo sont alors utilisées. Il faut préciser que l'éclairement réfléchi (E_{refl}) pourrait être calculé de manière analytique mais que l'estimation de l'éclairement de couplage permet simultanément son calcul. Le gain de temps résultant a motivé la sélection de cette dernière méthode.

Tous les calculs effectués sont globalement les mêmes que ceux réalisés par AMARTIS v1. Les principales différences sont dues à l'adaptation à la nouvelle géométrie 3D et à l'utilisation de 6S pour les calculs analytiques de diffusion atmosphérique, AMARTIS v1 utilisant lui un modèle de Gauss-Seidel (*Herman and Browning, 1965*).

Les calculs décrits dans cette partie sont réalisés à une longueur d'onde donnée. Néanmoins, afin de simplifier les notations, celle-ci n'apparaît pas dans les équations.

2.4.1 Calculs radiométriques analytiques

2.4.1.1 Eclairement direct

L'éclairement direct est défini pour une facette f du sol par la relation :

$$E_{dir}^f = E_s \cdot \langle \vec{N}_f \cdot \vec{n}_s \rangle \cdot e^{-\frac{\tau_{tot}(f)}{\cos(\theta_s)}} \cdot \text{bool}(f, \theta_s, \varphi_s) \quad (32)$$

avec E_s l'éclairement au sommet de l'atmosphère (en $W \cdot m^{-2} \cdot \mu m^{-1}$), $\langle \vec{N}_f \cdot \vec{n}_s \rangle$ le produit scalaire de \vec{N}_f vecteur unité normal à f et de \vec{n}_s le vecteur unité dirigé vers le soleil depuis le barycentre de f , $\tau_{tot}(f)$ l'épaisseur optique de l'atmosphère (aérosols et molécules) entre le haut de celle-ci et f , θ_s et φ_s les angles zénithaux et azimutaux solaires, et $\text{bool}(f, \theta_s, \varphi_s)$ une variable égale à 1 si f est au soleil et 0 si il est à l'ombre.

Pour chaque facette f de la scène, un rayon est lancé depuis son barycentre dans la direction solaire définie par (θ_s, φ_s) . Si ce rayon est intercepté par une autre facette du profil alors f est à l'ombre et $\text{bool}(f, \theta_s, \varphi_s)$ vaut 0, sinon f est au soleil et $\text{bool}(f, \theta_s, \varphi_s)$ vaut 1.

2.4.1.2 Eclairement diffus

L'éclairement diffus est défini en un point P du sol par la relation :

$$E_{diff}^P = \iint_{\Omega_{ciel}} L_{ciel}^d(\theta, \varphi) \cdot \cos(\theta) \cdot d\omega \quad (33)$$

avec $L_{ciel}^d(\theta, \varphi)$ la luminance diffusée par l'atmosphère vers le sol dans la direction (θ, φ) (en $W \cdot m^{-2} \cdot \mu m^{-1}$), et Ω_{ciel} l'angle solide de vue du ciel (cf. Définitions).

Dans AMARTIS v2, le ciel étant modélisé par un dôme discrétisé en facettes, cet éclairement est calculé pour toutes les facettes f du profil de la manière suivante :

$$E_{diff}^f = \sum_{i=1}^{n_d} L_{ciel}^i \cdot \cos(\theta_i) \cdot \Omega_i \quad (34)$$

avec n_d le nombre de facettes du dôme vues par f , L_{ciel}^i la luminance diffusée par l'atmosphère vers le sol selon la direction de la facette du dôme i , Ω_i l'angle solide correspondant à i , et θ_i l'angle entre la normale de f et la direction de i . L_{ciel}^i est directement obtenu avec 6S.

2.4.1.3 Luminance directe

La luminance directe correspondant au pixel i de l'image s'exprime dans le cas général de la manière suivante :

$$\begin{aligned}
 L_{dir}(i) = & \frac{1}{\Omega_i} \iint_{\Omega_i} E_{dir}(dS_p) \cdot \rho_{dSp}^{dd}(\theta_s, \varphi_s, \theta_v, \varphi_v) \cdot \frac{T_{dir}^\uparrow(P)}{\pi} \cdot d\omega \\
 & + \frac{1}{\Omega_i} \iint_{\Omega_i} \iint_{\Omega_{ciel}} L_{ciel}^d(\theta, \varphi) \cdot \cos(\theta) \cdot \rho_{dSp}^{dd}(\theta, \varphi, \theta_v, \varphi_v) \cdot d\omega_{ciel} \cdot \frac{T_{dir}^\uparrow(P)}{\pi} \cdot d\omega \\
 & + \frac{1}{\Omega_i} \iint_{\Omega_i} (E_{coup}(dS_p) + E_{refl}(dS_p)) \cdot \rho_{dSp}^{hd}(\theta_v, \varphi_v) \cdot \frac{T_{dir}^\uparrow(P)}{\pi} \cdot d\omega
 \end{aligned} \quad (35)$$

ce qui se simplifie ainsi pour les surfaces lambertiennes :

$$L_{dir}(i) = \frac{1}{\Omega_i} \iint_{\Omega_i} E_{tot}(dS_p) \cdot \rho_{dSp} \cdot \frac{T_{dir}^\uparrow(P)}{\pi} \cdot d\omega \quad (36)$$

avec Ω_i l'angle solide associé à i , dS_p la surface élémentaire au sol vue par le pixel et centrée autour du point P , ρ_{dSp} , ρ_{dSp}^{dd} et ρ_{dSp}^{hd} les réflectances lambertienne, bidirectionnelle et hémisphérique-directionnelle de la surface dS_p , $T_{dir}^\uparrow(P)$ la transmission directe de l'atmosphère entre le point P et le capteur, $L_{ciel}^d(\theta, \varphi)$ la luminance diffusée par l'atmosphère dans la direction (θ, φ) (en $W \cdot m^{-2} \cdot \mu m^{-1}$), Ω_{ciel} l'angle solide de vue du ciel, θ_s et φ_s les angles zénithal et azimutal solaires, et θ_v et φ_v les angles zénithal et azimutal de visée.

Dans AMARTIS v2, chaque pixel i du capteur est divisé en un certain nombre de sous-pixels n_{ssp} (typiquement moins d'une dizaine). A chacun de ces sous-pixels est associé, en effectuant un lancer de rayon depuis celui-ci, une facette f du profil. Le calcul de la luminance directe s'effectue alors pour le pixel i de la manière suivante dans le cas de matériaux lambertiens :

$$L_{dir}^i = \frac{1}{n_{ssp}} \cdot \sum_1^{n_{ssp}} E_{tot}^f \cdot \rho_f \cdot \frac{T_{dir}^\uparrow(f)}{\pi} \quad (37)$$

et ainsi dans le cas de matériaux aux propriétés radiatives bidirectionnelles :

$$\begin{aligned}
 L_{dir}^i = & \frac{1}{n_{ssp}} \cdot \sum_1^{n_{ssp}} E_{dir}^f \cdot \rho_f^{dd}(\theta_s, \varphi_s, \theta_v, \varphi_v) \cdot \frac{T_{dir}^\uparrow}{\pi} \\
 & + \frac{1}{n_{ssp}} \cdot \sum_1^{n_{ssp}} (E_{coup}^f + E_{refl}^f) \cdot \rho_f^{hd}(\theta_v, \varphi_v) \cdot \frac{T_{dir}^\uparrow}{\pi} \\
 & + \frac{1}{n_{ssp}} \cdot \sum_1^{n_{ssp}} \left[\sum_{i=1}^{n_{ciel}} L_{ciel}^j \cdot \cos(\theta_j) \cdot \Omega_j \cdot \rho_f^{dd}(\theta_s, \varphi_s, \theta_v, \varphi_v) \right] \cdot \frac{T_{dir}^\uparrow}{\pi}
 \end{aligned} \tag{38}$$

Plus le nombre de sous-pixels utilisé est grand, plus la variabilité spatiale de la scène est prise en compte et donc plus les calculs sont fins.

2.4.1.4 Luminance atmosphérique

La luminance atmosphérique est directement calculée à partir de 6S en fonction des conditions atmosphériques et des conditions d'éclairément et de prise de vue. Comme cette étape peut être longue et que les variations spatiales de cette luminance sont faibles (cf. partie II.3.2.1), si le capteur possède plus de 100 pixels les calculs sont uniquement réalisés pour 100 d'entre eux régulièrement répartis sur le détecteur. Les valeurs associées aux autres pixels sont alors obtenues par interpolation.

Pour chaque simulation, les angles d'incidence, l'altitude du capteur et les conditions atmosphériques, sont identiques. En revanche, les angles de visée et l'altitude moyenne du relief vu par le pixel sont calculés à chaque fois afin de lancer la simulation 6S adéquate.

L'interpolation de L_{atm} lorsqu'elle est nécessaire, est effectuée de la manière suivante :

$$L_{atm}^j = \frac{\sum_{i=1}^{100} \frac{1}{dist(pixel^i, pixel^j)^2} \cdot L_{atm}^i}{\sum_{i=1}^{100} \frac{1}{dist(pixel^i, pixel^j)^2}} \tag{39}$$

avec i l'indice représentant les pixels pour lesquels L_{atm} est calculé avec 6S, j un indice représentant les autres pixels et $dist$ une fonction représentant la distance entre deux pixels i et j de la manière suivante :

$$dist(pixel^i, pixel^j) = \sqrt{(x^i - x^j)^2 + (y^i - y^j)^2} \tag{40}$$

où x et y sont respectivement l'indice de ligne et de colonne des pixels.

2.4.2 Calculs radiométriques par méthodes de Monte Carlo

Comme expliqué en introduction de cette partie, certains calculs, à savoir ceux de E_{coup} , E_{refl} et L_{env} , sont effectués avec une approche statistique basée sur l'utilisation de méthodes de Monte Carlo.

Elle consiste à considérer des photons individuels auxquels sont associés des propriétés radiométriques et à suivre leur évolution dans le système « Terre-atmosphère ». Par cette méthode, il est possible de simuler le rayonnement solaire par une distribution de photons et de reconstituer le signal au niveau du sol et en entrée du capteur si ce nombre de photons est suffisamment élevé. Résoudre le

transfert radiatif revient alors à modéliser statistiquement leur interaction avec le système Terre-atmosphère, et à suivre le parcours d'un grand nombre de photons dans ce système.

Les méthodes de Monte Carlo utilisées pour ce travail ayant été développée pour AMARTIS v1 et étant intégralement décrite dans *Miesch, 1999*, leur principe n'est pas détaillé dans ce manuscrit. Seuls les calculs radiométriques sont décrits.

Avant de les détailler, il faut tout de même préciser que les modèles de terrain utilisés dans AMARTIS v2 sont de dimensions finies. Or, il est nécessaire de leur associer un environnement pour le calcul de l'éclairement de couplage et de la luminance diffuse montante, celui-ci jouant un rôle prépondérant.

Pour cela, la stratégie employée ici est la même que celle utilisée pour AMARTIS v1 (*Miesch et al., 2000*) : lors de la simulation de la propagation des photons dans le système Terre-atmosphère, ceux qui sortent du volume ayant pour base le modèle de terrain et pour hauteur la hauteur de l'atmosphère, sont réinjectés dans celui-ci. Les photons sortant par une face du volume sont réinjectés sur la face opposée avec la même direction. Cela revient à conserver l'énergie globale du système, ou, vu différemment, à créer un environnement qui est la répétition à l'infini de la scène étudiée.

2.4.2.1 Eclairement de couplage et éclairement réfléchi

Afin de limiter les temps de calcul, les photons utilisés ne sont pas lancés depuis le haut de l'atmosphère. Les éclaircements directs et diffus ayant été calculés précédemment, l'arrivée des photons sur le sol est simplement simulée, les valeurs radiométriques associées à ces photons dépendant alors des valeurs des éclaircements obtenues.

Soit une surface dS_M recevant l'éclairement $E_{dir}(M) + E_{diff}(M)$ correspondant à N photons. Parmi ces N photons, certains vont être réfléchis suivant les propriétés bidirectionnelles de la surface au point M et vont atteindre la surface dS_P autour du point P suivant les lois statistiques utilisées. Parmi ces photons, une quantité $dn_{coup}(M, P)$ correspond à des photons issus du couplage Terre-atmosphère et une quantité $dn_{refl}(M, P)$ aux photons réfléchis par l'environnement. Les valeurs des éclaircements de couplage et réfléchi au point P s'expriment alors de la manière suivante :

$$E_{coup}(P) = \iint_{Scène} \frac{E_{dir}(M) + E_{diff}(M)}{N} \cdot \frac{dn_{coup}(M, P)}{dS_P} dS_M \quad (41)$$

$$E_{refl}(P) = \iint_{Scène} \frac{E_{dir}(M) + E_{diff}(M)}{N} \cdot \frac{dn_{refl}(M, P)}{dS_P} dS_M \quad (42)$$

Cette méthode est adaptée dans AMARTIS v2 de la façon suivante. L'arrivée d'un nombre de photons n_{ph} (typiquement 10^5) défini par l'utilisateur est simulée pour chaque facette f . Suivant les valeurs des éclaircements direct et diffus, soit les photons proviennent du soleil (composante directe), soit ils arrivent de manière isotrope sur la facette (composante diffuse). Un test est alors réalisé pour savoir s'ils sont absorbés ou s'ils sont réfléchis. S'ils sont réfléchis, la direction de réflexion est définie. Leur propagation dans l'atmosphère et leurs éventuelles réflexions sur le sol sont alors suivies.

Lorsqu'une nouvelle facette g est interceptée par le photon, celui-ci participe à l'éclairement réfléchi de cette facette si il provient sans diffusion intermédiaire de f ou à l'éclairement de couplage de celle-ci sinon.

Les valeurs des éclairagements de couplage et réfléchi sont alors données pour chaque facette g par les formules :

$$E_{coup}^g = \sum_f^{facettes} n_{ph_couplés_issus_f} \cdot \frac{E_{dir}^f + E_{diff}^f}{n_{ph}} \cdot \frac{S^f}{S^g} \quad (43)$$

$$E_{refl}^g = \sum_f^{facettes} n_{ph_refl_issus_f} \cdot \frac{E_{dir}^f + E_{diff}^f}{n_{ph}} \cdot \frac{S^f}{S^g} \quad (44)$$

2.4.2.2 Luminance d'environnement

Ici, le principe est relativement identique au calcul de E_{coup} et E_{refl} . La principale différence réside dans l'utilisation d'une méthode de Monte Carlo inverse : pour gagner en temps de calcul, les photons sont cette fois lancés depuis le capteur vers le sol. En effet, en travaillant dans le sens direct, il n'y aurait qu'une partie infime des photons lancés à être collectée par le capteur.

Le calcul de la luminance d'environnement consiste alors à déterminer une fonction $C_{diff}^{\uparrow}(P, i)$ définie telle que $C_{diff}^{\uparrow}(P, i).dS_p$ est égal à la proportion du signal réfléchi par la surface dS_p autour de P atteignant après diffusion le capteur dans l'angle solide de collection du pixel i . Cette fonction ne peut être calculée de manière analytique étant donné sa complexité, mais elle peut l'être par Monte Carlo. Par réciprocité, la fonction $C_{diff}^{\uparrow}(P, i).dS_p$ correspond également à la probabilité qu'un photon issu du pixel i atteigne la surface dS_p après au moins une diffusion par l'atmosphère. Pour calculer cette fonction $C_{diff}^{\uparrow}(P, i)$, N photons sont donc lancés depuis le capteur dans l'angle solide de collection de chaque pixel. $C_{diff}^{\uparrow}(P, i)$ est obtenu par la relation :

$$C_{diff}^{\uparrow}(P, i) = \frac{1}{N} \cdot \frac{dn_{diff}(P, i)}{dS_p} \quad (45)$$

avec $dn_{diff}(P, i)$ le nombre de photons diffusés par l'atmosphère (molécules et aérosols) et atteignant la surface dS_p . La luminance d'environnement est alors obtenue par :

$$L_{env}(i) = \iint_{Scène} L_{sol}(P).C_{diff}^{\uparrow}(P, i).dS_p \quad (46)$$

avec $L_{sol}(P)$ la luminance réfléchie au niveau du sol au point P.

Dans le cas de surfaces lambertiennes de réflectance ρ , cette expression se transforme simplement en :

$$L_{env}(i) = \iint_{Scène} E_{tot}(P). \frac{\rho_P}{\pi} . C_{diff}^{\uparrow}(P, i).dS_p \quad (47)$$

Pour les surfaces aux propriétés bidirectionnelles de réflectance directionnelle-hémisphérique ρ^{dh} et de réflectance hémisphérique-hémisphérique ρ^{hh} , ce terme est approximé par :

$$L_{env}(i) = \iint_{Scène} E_{dir}(P) \cdot \frac{\rho_P^{dh}(\theta_s, \varphi_s)}{\pi} \cdot C_{diff}^\uparrow(P, i) \cdot dS_P + \iint_{Scène} (E_{diff}(P) + E_{coup}(P) + E_{refl}(P)) \cdot \frac{\rho_P^{hh}}{\pi} \cdot C_{diff}^\uparrow(P, i) \cdot dS_P \quad (48)$$

Cette méthode est implémentée dans AMARTIS v2 en lançant depuis chaque pixel un nombre n_{ph} de photons défini par l'utilisateur (typiquement 10^5) dans l'angle solide de collection du pixel. Leurs propagations sont alors simulées et le nombre de pixels atteignant le sol après une ou plusieurs réflexions est déterminé. Le nombre de photons issus du pixel i et atteignant après diffusion la facette f est stocké dans la variable $C_{diff}^\uparrow[i][f]$ d'où est déduite la luminance d'environnement :

$$L_{dijm}^i = \sum_f \frac{C_{diff}^\uparrow[i][f]}{\pi \cdot n_{ph}} \cdot (\rho_f^{dh}(\theta_s, \varphi_s) \cdot E_{dir}^f + \rho_f^{hh} \cdot (E_{dir}^f + E_{diff}^f + E_{refl}^f)) \quad (49)$$

avec (θ_s, φ_s) les angles zénithal et azimutal solaires.

Ce terme de luminance d'environnement est relativement constant pour les simulations généralement réalisées (scènes urbaines de petite dimension) du fait de l'environnement modélisé (cf. *partie II.3.2.1*). Ainsi, pour limiter au maximum les temps de calcul (cf. *partie II.2.8*), une interpolation peut être effectuée à partir des calculs réalisés pour un nombre restreint de pixels, de la même manière que pour la luminance atmosphérique.

2.5 Les sorties d'AMARTIS v2

Les sorties d'AMARTIS v2 sont des images de la scène urbaine observée. Elles sont de deux types. Tout d'abord, ce code génère l'image de la luminance apparente en entrée du capteur L^* . Ensuite, AMARTIS v2 génère 7 images correspondant aux différentes composantes du signal : E_{dir} , E_{diff} , E_{coup} , E_{refl} , L_{dir} , L_{atm} et L_{env} . Les images correspondant aux luminances représentent tout simplement les niveaux de ces différentes composantes en entrée du capteur calculés pour chacun des pixels. Pour les images des éclairissements, comme ceux-ci sont calculés pour chacune des facettes et non pour les pixels du capteur, il est nécessaire de passer des facettes aux pixels. Pour cela, à chaque pixel du détecteur sont associées les facettes situées dans leur angle solide de collection. Les valeurs des éclairissements obtenues pour ces facettes sont alors moyennées et associées au pixel correspondant. Ces images n'ont pas de réalité physique car elles ne peuvent être acquises par un capteur. Cependant, elles s'avèrent très utiles pour étudier le signal.

De part la structure du code et les calculs effectués, toutes ces images représentent des grandeurs monochromatiques, que ce soient les éclairissements exprimés en $W \cdot m^{-2} \cdot \mu m^{-1}$, ou les luminances exprimées en $W \cdot m^{-2} \cdot \mu m^{-1} \cdot sr^{-1}$.

Dans la *partie II.2.6*, un exemple de simulation est proposé. L'image de la luminance apparente y est présentée en *Figure 26*. Les images des différentes composantes du signal sont, elles, présentées en *Figure 25*.

2.6 Illustration

Pour illustrer les possibilités offertes par AMARTIS v2, la simulation du signal issu d'un carrefour est traitée.

Le profil utilisé est celui présenté en *Figure 22* (page 71). Il est modélisé par 75550 facettes triangulaires. Pour décrire ce carrefour, les matériaux suivant sont utilisés : de la brique pour les murs, deux types d'enrobés pour la route et les trottoirs, de la tuile pour les toits ainsi que de l'herbe. Tous ces matériaux sont considérés lambertiens avec pour réflectances spectrales les réflectances présentées sur la *Figure 24*.

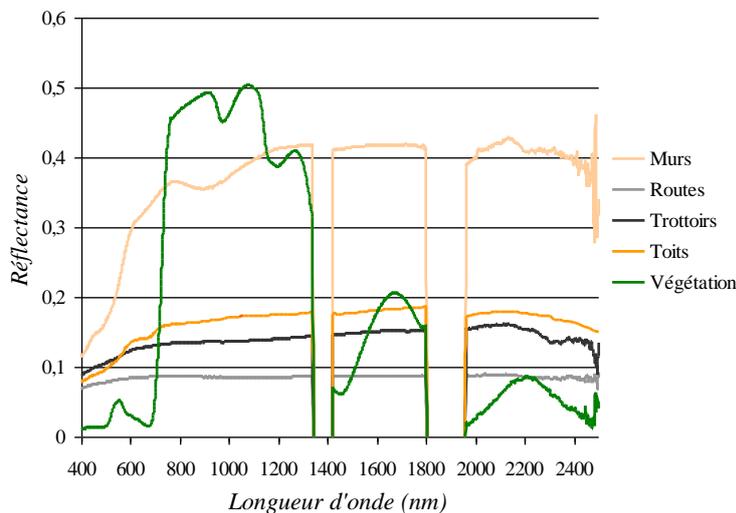


Figure 24. Réflectances lambertiennes des matériaux constituant la scène simulée.

La scène est acquise à partir d'un capteur aéroporté à 2,2km d'altitude à la longueur d'onde de 670nm. Celui-ci possède un angle zénithal de 20° et un azimut de 235° (repéré par rapport au nord, cf. *Figure 1*, page 11). Le soleil est quant à lui incliné de 45° et a un azimut de 135° .

L'image simulée est carrée, de 400 pixels de côté. La résolution spatiale au sol au centre de l'image est de 20cm. Pour les calculs par méthodes de Monte Carlo, le nombre de photons lancés par facette lors du calcul de E_{coup} et de E_{refl} est 10^5 , tout comme le nombre de photons lancés pour tous les pixels lors du calcul de L_{env} .

Les différentes composantes du signal sont représentées en *Figure 25*. L'image synthétique en luminance (luminance apparente en entrée de l'instrument) est représentée en *Figure 26*.

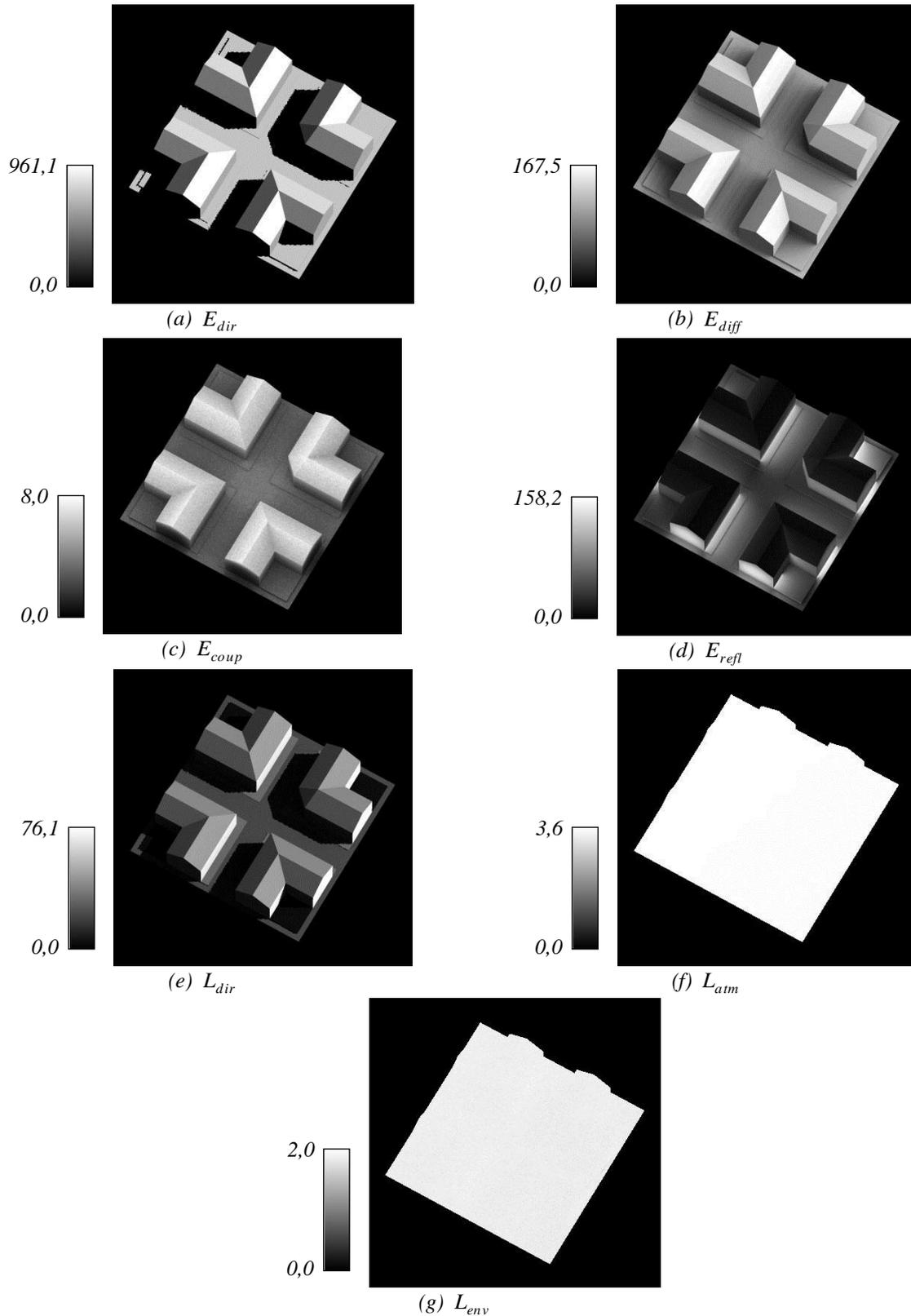


Figure 25. Images des éclairements au niveau du sol (a, b, c et d) en $W.m^{-2}.\mu m^{-1}$, et des luminances en entrée du capteur (e, f et g) en $W.m^{-2}.\mu m^{-1}.sr^{-1}$ obtenues pour la simulation AMARTIS v2 présentée.

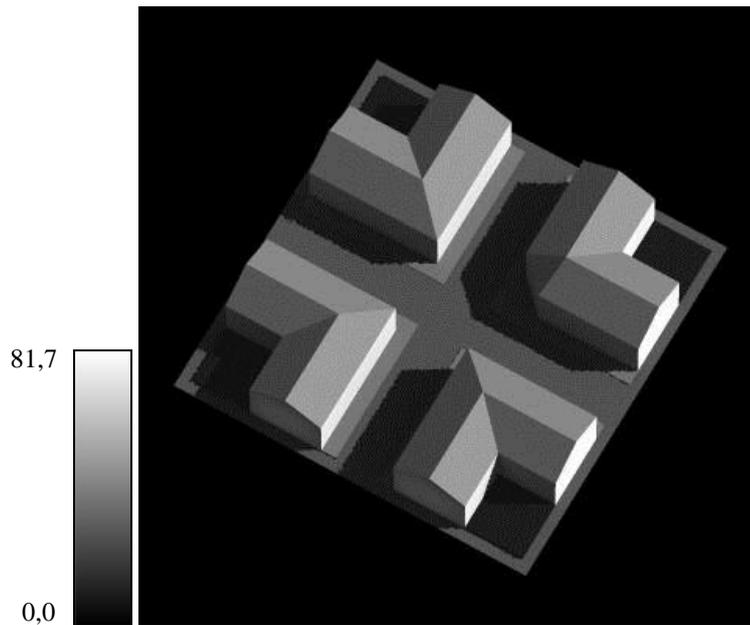


Figure 26. Image en luminance (luminance apparente) simulée par AMARTIS v2 (en $W.m^{-2}.\mu m^{-1}.sr^{-1}$).

Si les images de L_{env} , de E_{refl} et surtout de E_{coup} paraissent légèrement bruitées, cela est dû aux calculs de Monte Carlo. Le bruit observé est un bruit statistique provenant des lancers de photons réalisés.

Le niveau constant de L_{atm} et de L_{env} sur les images s'explique pour L_{atm} et en partie pour L_{env} par le fait que la scène est de petite dimension. Ainsi pour tous les pixels, la distance entre le capteur et la scène ainsi que l'angle de visée sont quasiment identiques. Pour L_{env} , ceci est également dû au fait que la scène est plongée dans un environnement composé d'une répétition de cette même scène (cf. partie II.2.4.2). Vue de loin, cette scène infinie est donc relativement homogène, et il n'y a donc pas de variation de cette composante sur l'image. Cependant, ceci n'est plus vrai pour des grandes scènes composées de différents types de paysages aux propriétés radiatives très différentes (Lachérade, 2006).

Avant de présenter la validation d'AMARTIS v2, il est d'ores et déjà possible de constater qualitativement la cohérence des résultats obtenus sur cette simulation.

Tout d'abord, la géométrie semble bien prise en compte. Les ombres observées sur l'image de E_{dir} (et donc sur celles de L_{dir} et L^*) sont cohérentes avec les conditions d'éclairage et avec la géométrie de la scène. Les effets de pentes observés sur l'image de E_{dir} au niveau des toits sont également en accord avec la géométrie de la scène et les conditions d'éclairage : des différences dans les inclinaisons des surfaces entraînent bien des éclairages différents, les parties des toits les plus éclairées étant celles qui sont le plus tournées vers le soleil. L'occultation d'une partie du signal provenant de la diffusion atmosphérique du fait de la structure 3D de la scène est également visible sur

l'image de E_{coup} : les éclairements au niveau du sol sont inférieurs à ceux situés au niveau des toits et dépendent directement de la portion de ciel que « voient » les facettes.

De plus, les réflexions observées sur l'image de E_{refl} correspondent à ce qui était attendu. Les éclairements réfléchis au niveau des toits sont quasi-nuls alors qu'ils sont beaucoup plus importants sur les murs et au niveau du sol. Il apparaît également clairement que ces réflexions sont plus importantes aux pieds des murs tournés vers le soleil, ce qui était aussi attendu. Il faut également noter une chose pouvant paraître surprenante sur ces images : les réflexions obtenues en bord de scène, notamment à gauche de l'image. Ces éclairements réfléchis n'existeraient pas si la scène était considérée sans environnement. Or, pour les calculs de Monte Carlo, un environnement fictif est créé (cf. *partie II.2.4.2*), correspondant à la répétition à l'infini de la scène étudiée. Ces réflexions en bord de scène proviennent donc de ces scènes artificielles voisines.

Enfin, la gestion de la diffusion atmosphérique par AMARTIS v2 semble également réaliste aux vues des images de E_{coup} et de E_{diff} . En effet, dans le premier cas, les éclairements obtenus au niveau des toits ne dépendent pas de l'orientation de ceux-ci, ce qui montre un comportement isotrope des photons participant à ce couplage. Ceci est logique car les diffusions multiples de l'atmosphère ainsi que les réflexions sur le sol tendent à lisser le caractère directionnel de la diffusion atmosphérique dû à la présence d'aérosols. En revanche, cette diffusion des aérosols, essentiellement avant et présentant un pic dans la direction solaire (cf. *partie II.1.1.2*), s'observe sur l'image de E_{diff} , où les pentes de toit tournées vers le soleil reçoivent plus de signal que les autres.

2.7 Validation d'AMARTIS v2

La validation d'AMARTIS v2 est difficile car, de part sa conception, AMARTIS v2 est un code unique, permettant à la fois la gestion de scènes 3D complexes et de plusieurs modélisations de l'atmosphère dont les aérosols. Ainsi, ce code ne peut être entièrement validé par d'autres codes de transfert radiatif.

Cependant, un effort important a été accompli afin d'en estimer les performances. Cette validation a été effectuée afin de vérifier d'une part la cohérence d'AMARTIS v2 avec la version précédente du code, AMARTIS v1, puis d'évaluer d'autre part les performances de ses évolutions. La validation s'est déroulée de la manière suivante :

- *Validation avec AMARTIS v1.* Cette validation est effectuée dans le domaine des possibilités offertes par AMARTIS v1 avec l'utilisation de modèles 3D simples et la modélisation des aérosols par des distributions de Junge.
- *Validation de l'utilisation de 6S comme outil de transfert radiatif au-dessus de la canopée.* Cette validation permet de confirmer la bonne intégration de 6S dans AMARTIS v2 et la bonne prise en compte des modélisations atmosphériques offertes par celui-ci. La validation est réalisée en sol plat.
- *Validation de la prise en compte de scènes complexes.* Cette validation couvre à la fois la prise en compte des géométries des bâtiments modélisés et des propriétés optiques bidirectionnelles des surfaces.

AMARTIS v1 et 6S sont utilisés car ils sont des codes de référence, étant eux-mêmes validés (Miesch, 1999, Vermote et al., 1997a).

2.7.1 Validation avec AMARTIS v1

AMARTIS v2 est tout d'abord comparé à AMARTIS v1 afin de vérifier sa cohérence avec sa version précédente. Ce dernier offrant moins de possibilité qu'AMARTIS v2, cette validation est effectuée pour des configurations accessibles à AMARTIS v1, avec des modèles 3D simples et une modélisation des aérosols par une distribution de Junge.

Cette validation est réalisée terme à terme. Cependant, seules certaines composantes ont été comparées. En effet, la diffusion atmosphérique n'est pas estimée de la même manière dans les deux codes. Dans AMARTIS v1, la diffusion atmosphérique est modélisée par la méthode de Gauss-Seidel (Herman and Browning, 1965) alors que dans AMARTIS v2, par l'intermédiaire de 6S, la résolution est basée sur la méthode des ordres successifs de diffusion (Vermote et al., 1997a). Ainsi, la comparaison des termes utilisant ces méthodes de calcul, à savoir l'éclairement diffus et la luminance atmosphérique, n'a pas d'intérêt pour la validation. Les composantes comparées sont donc E_{dir} , E_{coup} , E_{refl} , L_{dir} , et L_{env} .

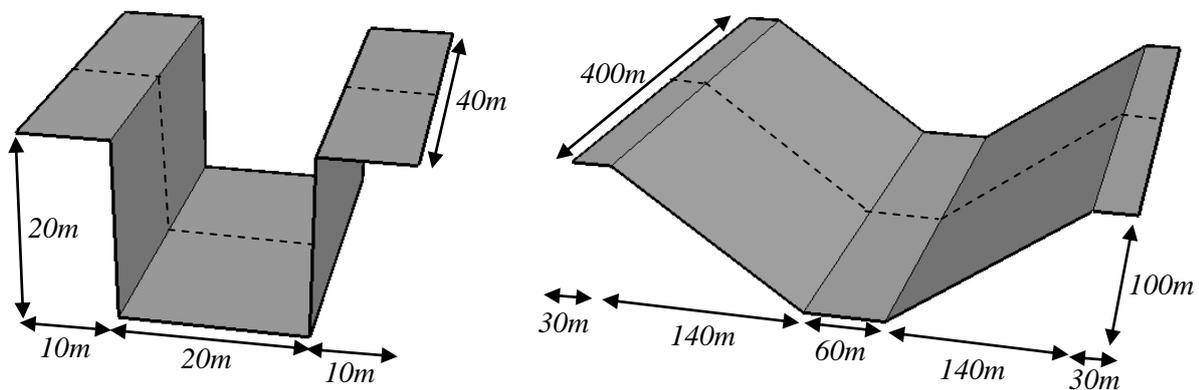


Figure 27. Géométries des scènes utilisées pour la validation d'AMARTIS v2 avec AMARTIS v1 : canyon urbain (gauche) et cas montagneux (droite).

Cette validation est faite sur des cas simples. Pour cela, les mêmes simulations ont été effectuées par les deux codes. Deux géométries ont été retenues pour réaliser cette inter-comparaison : un canyon urbain et un paysage montagneux (cf. Figure 27). Ces deux scènes ont été choisies car la première représente un cas typique des milieux urbains (application principale d'AMARTIS v2). La seconde scène est un cas intéressant du fait de ses variations spatiales plus lentes. Les surfaces modélisées ont un comportement lambertien et des réflectances constantes spectralement. Pour chacune des géométries, deux configurations spectrales sont définies afin de détecter d'éventuelles erreurs, notamment dans le calcul des éclaircements réfléchis et de couplage :

- *Canyon urbain.* Dans les deux cas, le fond de rue possède une réflectance de 0,1, mais les murs et les toits possèdent respectivement des réflectances de 0,1 et 0,5 dans un cas et de 0,5 et 0,1 dans l'autre.
- *Cas montagneux.* Comme pour le canyon urbain, la vallée modélisée possède pour les deux configurations une réflectance de 0,1, alors que les sommets et les flancs de montagnes possèdent respectivement des réflectances de 0,1 et 0,5 dans un cas et de 0,5 et 0,1 dans l'autre.

Les observations simulées sont effectuées en visée nadir par un capteur aéroporté situé à 2,25km d'altitude. Les observations sont réalisées à 440, 870 et 1600nm. Les résolutions spatiales sont de 2m pour le cas montagneux et de 20cm pour le canyon urbain, échelles suffisantes pour observer les fluctuations du signal le long des profils. Le soleil est incliné de 30° et est situé dans un plan perpendiculaire à l'axe de la rue pour le canyon urbain et à l'axe de la vallée pour le cas montagneux.

L'atmosphère moléculaire est modélisée pour les deux codes par le modèle « midlatitude summer » de 6S. Pour les aérosols, c'est une loi de Junge qui est utilisée, seule modélisation utilisable avec AMARTIS v1. La distribution de particules est définie par des rayons compris entre 0,01 et 10µm, des indices de réfraction de $1.35+0.007i$ spectralement constants et un paramètre de Junge de 3,32. Deux charges d'aérosols sont considérées, correspondant à des visibilités de 23km et de 5km correspondant respectivement à des atmosphères moyennement chargées et très chargées en particules (épaisseur optique à 550nm de 0,23 et 0,78).

24 simulations sont donc réalisées.

Afin d'évaluer la qualité de cette comparaison, une moyenne des écarts obtenus entre les deux codes pour chaque simulation est réalisée. Cependant, les variations obtenues sur toute la scène doivent être prises en compte. Pour cela, un écart quadratique relatif moyen EQ_C est tout d'abord calculé pour chacune des composantes du signal C et chacun des cas de simulation, entre AMARTIS v1 et v2. Une section, représentée en pointillés sur la *Figure 27*, est prise comme référence pour chacun des profils. N points sont alors sélectionnés sur cette section. L'écart quadratique est calculé à partir des résultats obtenus avec AMARTIS v1 ($C_s^{v1}(i)$) et AMARTIS v2 ($C_s^{v2}(i)$) pour ces N points :

$$EQ_C = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \left(\frac{C_s^{v1}(i) - C_s^{v2}(i)}{C_s^{v1}(i)} \right)^2}{N}} \quad (50)$$

Ainsi, 40 points équidistants sont sélectionnés sur les profils sauf lorsque les valeurs de C_s^1 sont nuls, à savoir pour l'éclairage direct dans une zone d'ombre (cas du canyon urbain) et pour l'éclairage réfléchi sur les toits ou les sommets de montagne.

Les moyennes de ces écarts quadratiques relatifs (Δ) sont finalement calculées et présentées dans le *Tableau 5*.

COMPOSANTE RADIATIVE	Δ
E_{dir}	0,0%
E_{coup}	8,9%
E_{refl}	6,8%
L_{dir}	2,9%
L_{env}	3,0%

Tableau 5. Moyennes des écarts quadratiques moyens calculés à partir des 24simulations pour les composantes du signal étudiées.

Ces résultats montrent un bon accord entre les simulations effectuées avec AMARTIS v1 et v2. Ceux obtenus pour les éclairagements directs sont identiques. Les résultats enregistrés pour les éclairagements de couplage et pour les éclairagements réfléchis montrent de légères différences (inférieures en moyenne à 9%) entre les simulations effectuées par les deux codes. Celles-ci sont en grande partie dues aux calculs de Monte Carlo, notamment au bruit obtenu sur les données d'AMARTIS v1 qui est relativement important par rapport au niveau de ces composantes, et aux différences constatées pour l'éclairage diffus. Les luminances directes présentent des différences mais celles-ci s'expliquent par les variations d'éclairage total obtenues au niveau du sol, elles mêmes liées principalement aux différences d'éclairage diffus. Enfin, tout comme les éclairagements de couplage et réfléchis, les luminances d'environnement diffèrent légèrement (moins de 3% en moyenne) d'un code à l'autre mais ceci s'explique également par l'emploi des méthodes de Monte Carlo et par les écarts obtenus pour les éclairagements diffus.

Bien entendu, tous ces résultats étaient attendus, étant donné que la physique utilisée dans AMARTIS v2 est la même que celle utilisée dans AMARTIS v1, à l'exception de la modélisation de la diffusion atmosphérique.

2.7.2 Validation avec 6S

Dans un deuxième temps, AMARTIS v2 est comparé terme à terme à 6S en configuration sol plat. Cette validation permet d'une part de vérifier la bonne intégration de 6S dans AMARTIS v2 comme outil de transfert radiatif au-dessus de la canopée, et d'autre part de vérifier la bonne prise en compte des différentes modélisations de l'atmosphère offertes par 6S, notamment au niveau des aérosols.

Les calculs analytiques décrits à la *partie II.2.4.1* étant similaires à ceux effectués par 6S, ou ces termes étant directement issus de celui-ci, les résultats obtenus pour E_{dir} , E_{diff} , L_{dir} et L_{atm} doivent donc a priori être égaux entre ces deux codes. Cependant, il est nécessaire de le vérifier. De plus, les termes recourant aux méthodes de Monte Carlo sont, eux, calculés différemment et requièrent donc une comparaison.

Pour cela, une scène de réflectance 0,2 quelle que soit la longueur d'onde (correspondant à un niveau moyen des matériaux urbains, cf. *partie II.1.2*) est utilisée. L'observation simulée est satellitaire, au nadir, et est effectuée de manière monochromatique à 440, 870 et 1600nm. Le soleil a quant à lui un angle zénithal de 30°. L'atmosphère moléculaire est modélisée par le modèle standard « mid-latitude summer ».

Plusieurs distributions d'aérosols sont utilisées afin de vérifier la bonne prise en compte de leurs modélisations. Pour cela, 4 distributions sont utilisées, définies par un albédo de simple diffusion et un facteur d'asymétrie spectralement constants. Les valeurs de ces paramètres sont présentées dans le *Tableau 6*. La fonction de phase est calculée à partir de la fonction d'Henye-Greenstein (cf. *partie I.1.2.2.3*). Les concentrations de ces particules sont décrites par 2 visibilité : 5km et 23km. En plus de ces cas, des simulations sont réalisées sans aérosols (cas Rayleigh).

MODELE D'AEROSOLS	ω_0	g
<i>M1</i>	0,6	0,6
<i>M2</i>	0,6	0,9
<i>M3</i>	0,9	0,6
<i>M4</i>	0,9	0,9

Tableau 6. Albédos de simple diffusion et facteurs d'asymétrie des 4 modèles d'aérosols utilisés pour la validation d'AMARTIS v2 avec 6S.

En tout, 27 simulations sont réalisées, à la fois avec AMARTIS v2 et avec 6S, et sont comparées. Pour chaque composante du signal, la moyenne relative en valeur absolue des écarts obtenus entre 6S et le pixel central de l'image générée par AMARTIS v2 (Δ) est calculée.

Les résultats sont présentés dans le *Tableau 7*.

COMPOSANTE RADIATIVE	Δ
E_{dir}	0,0%
E_{diff}	0,0%
E_{coup}	56,2%
E_{tot}	0,4%
L_{dir}	0,4%
L_{atm}	0,0%
L_{env}	7,6%
L_{tot}	0,7%

Tableau 7. Moyennes des écarts relatifs moyens entre 6S et AMARTIS v2 calculés pour toutes les composantes du signal étudiées à partir des 27 simulations réalisées.

Les résultats obtenus pour les calculs analytiques (E_{dir} , E_{diff} et L_{atm}), sont, comme attendu, identiques. Seul le calcul de la luminance directe diffère, mais cela est dû à l'écart obtenu sur l'éclairement total (dû à l'éclairement de couplage) utilisé pour le calcul de cette composante. L_{dir} étant proportionnel à E_{tot} , les écarts observés pour ces deux termes sont égaux.

Pour les termes calculés par méthode de Monte Carlo, les écarts relatifs moyens obtenus sont plus importants, avec 7,6% pour la luminance d'environnement et 56,2% pour l'éclairement de couplage. Ces écarts s'expliquent par des méthodes de calcul différentes. Cependant, les écarts les plus importants sont observés pour les cas pour lesquels les niveaux absolus sont très faibles. Ainsi, malgré ces écarts relatifs pouvant être très importants, les écarts absolus observés sont relativement faibles, avec en moyenne (sur tous les cas traités) $0,5 W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$ (écart type de $0,8 W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) pour L_{env} et $3,3 W.m^{-2}.\mu m^{-1}$ (écart type de $4,3 W.m^{-2}.\mu m^{-1}$) pour E_{coup} .

Finalement, pour les cas en sol plat, AMARTIS v2 montre un très bon accord avec 6S qui se traduit notamment par une très bonne restitution du signal en entrée d'instrument avec en moyenne un écart inférieur à 1% entre les deux codes.

2.7.3 Validation de la prise en compte de scènes complexes

Il est important de valider les améliorations apportées par AMARTIS v2 par rapport à sa version précédente au niveau de la prise en compte de scènes urbaines complexes. Ces améliorations sont de deux types : prise en compte de structures 3D complexes et modélisation des propriétés optiques bidirectionnelles des surfaces.

En effet, il est tout d'abord essentiel de vérifier la bonne prise en compte de la géométrie des scènes utilisées par ce code. Pour cela, une étude a été réalisée pour des scènes urbaines complexes en s'attachant à vérifier les positions des ombres au fond des rues et des réflexions obtenues sur des surfaces spéculaires. Elle a permis de vérifier que la géométrie est parfaitement prise en compte par AMARTIS v2.

Ensuite, il est primordial de valider la bonne prise en compte des propriétés bidirectionnelles des surfaces par AMARTIS v2. Des comparaisons ont été réalisées pour cela sur le calcul de l'éclairement réfléchi entre la méthode de Monte Carlo utilisée par AMARTIS v2 et une méthode analytique. Ces résultats ont montré de bons accords entre les deux méthodes. Cependant, seules des surfaces lambertiennes étant utilisées dans la suite de ce travail, ces résultats ne sont pas présentés.

2.7.4 Perspectives de validation

Un effort de validation supplémentaire serait souhaitable afin de vérifier les résultats obtenus par AMARTIS v2 dans d'autres cas. Une solution envisageable pour continuer cette validation consiste à ne la réaliser que pour la luminance simulée en entrée d'instrument et non plus terme à terme. Il serait alors possible d'effectuer des comparaisons avec le code de transfert radiatif DART permettant la prise en compte de géométries complexes (*cf. partie II.1.4*) ou avec des données réelles, telles que celles obtenues durant la campagne MUSARDE présentée à la *partie IV.2*.

2.8 Temps de calcul

Comme cela a été expliqué dans les parties précédentes, AMARTIS v2 est un code de transfert radiatif performant, tant du point de vue de la qualité des calculs radiatifs qu'il effectue que des possibilités qu'il offre. Cependant, il possède une limitation : la durée des traitements.

Les temps indiqués dans cette partie sont obtenus sur le serveur de calcul Naruto de l'Onera.

Parmi tous les calculs réalisés, les termes radiatifs temporellement dimensionnant sont E_{diff} , L_{env} , et surtout E_{coup} et E_{refl} (réalisés simultanément). Les autres termes ont comparativement des durées de simulation négligeables. Il est cependant difficile de prévoir leurs durées, celles-ci étant liées à de nombreux paramètres. Le temps de calcul de E_{diff} dépend notamment de la discrétisation de la scène et du dôme de ciel. Plus ces discrétisations sont fines et plus les temps de calcul sont longs. Ils sont typiquement de l'ordre de la minute à quelques dizaines de minutes suivant la complexité des simulations réalisées. Le temps de calcul de L_{env} dépend, lui, directement du nombre de pixels utilisés pour les calculs et du nombre de photons lancés pour chacun de ces pixels. Les valeurs de L_{env} calculées pour les pixels de la matrice étant généralement interpolés à partir de quelques valeurs uniquement (typiquement une centaine), la durée de ce calcul est de l'ordre de la minute. En revanche, si cette interpolation n'est pas réalisée, la durée des calculs augmente très significativement et passe à quelques dizaines de minutes voire à quelques heures. La durée des calculs de E_{coup} et de E_{refl} dépend du nombre de facettes composant la scène et du nombre de photons lancés depuis chacun d'entre elles dans les méthodes de Monte Carlo. Les temps obtenus, comme pour la luminance d'environnement sans interpolation, sont de quelques dizaines de minutes à quelques heures suivant la complexité de la scène (nombre de facettes) et la précision recherchée (nombre de photons lancés).

Les principales causes de la durée de ces temps de calculs sont donc : la discrétisation du dôme et de la scène en facettes triangulaires, ainsi que le nombre de photons lancés lors des calculs de Monte Carlo. Plus les valeurs de ces paramètres augmentent et plus les durées des simulations explosent, passant de quelques minutes dans les cas les plus simples à plusieurs heures dans des cas plus complexes. Cependant, il faut remarquer que d'autres facteurs influent encore ces temps de calculs, bien que leurs influences soient moins directes. Par exemple, plus la charge des aérosols et leurs albédos de simple diffusion augmentent, plus les calculs de Monte Carlo sont longs car la durée « de vie » moyenne des photons dans l'atmosphère augmente. Une augmentation de la réflectance de surface a la même conséquence. Il faut également noter qu'un paramètre essentiel n'intervient jamais directement dans les calculs mais possède pourtant un rôle essentiel : la résolution spatiale des images simulées. En effet, celui-ci n'intervient pas dans les équations mais joue un rôle prépondérant sur le maillage de la scène. Pour une scène donnée, plus la résolution spatiale choisie augmente, plus le maillage de la scène doit être fin et donc plus les temps de calculs augmentent.

Un effort a été mené pour diminuer au maximum leur durée, notamment l'interpolation automatique de L_{atm} afin de limiter le nombre d'appels à 6S, et la possibilité d'interpoler L_{env} , permettant de diviser quasiment par 2 la durée des simulations. Il serait intéressant d'aller plus loin en

essayant par exemple de diminuer les temps de calcul des méthodes de Monte Carlo. Cependant, la réalisation de ce code n'étant pas le but de ce travail de thèse, mais uniquement un moyen de parvenir à l'objectif fixé, et le développement de celui-ci ayant déjà été très long (un an), le code a été considéré comme finalisé dès que sa validation a pu être assurée.

3. ETUDE PHENOMENOLOGIQUE EN MILIEU URBAIN

Afin de mieux appréhender la télédétection des aérosols en milieu urbain, une étude du signal doit être menée, spécifiquement pour ces milieux. Elle est dorénavant possible grâce à AMARTIS v2.

Le but de cette étude est triple. Elle sert tout d'abord à comprendre et à évaluer l'importance des propriétés optiques des aérosols urbains sur les différentes composantes du signal (*cf. partie II.1.3.1*). Elle permet ensuite d'évaluer l'importance relative de ces composantes, au niveau du sol et entrée de l'instrument de télédétection afin d'évaluer quelles sont celles qui prédominent. Cette étude sert enfin à évaluer les différences entre les zones à l'ombre et les zones au soleil afin de mieux appréhender la méthode d'inversion qui est présentée au *chapitre III*.

Dans un premier temps, les cas de simulation choisis pour cette étude sont détaillés. Ensuite, les résultats obtenus sont présentés pour chaque composante du signal.

En dehors de l'atmosphère, les conditions d'éclairage et d'observation ainsi que la scène (de part sa géométrie et ses propriétés radiatives) ont également un impact prépondérant sur le rayonnement. Néanmoins, l'influence de ces paramètres n'est pas prise en compte afin de se focaliser sur l'impact des aérosols.

3.1 Simulations utilisées

La scène étudiée est une rue (*cf. Figure 28*) située au niveau de la mer. Le modèle vecteur utilisé est discrétisé en plus de 60000 facettes afin de limiter les effets du maillage sur les images générées par AMARTIS v2.

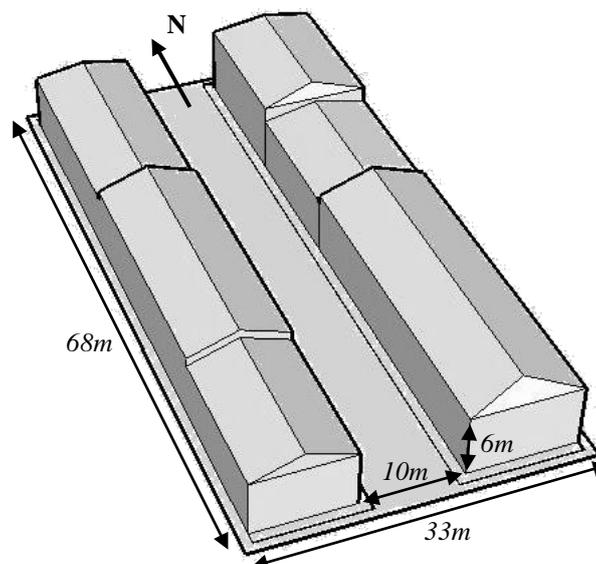


Figure 28. Modèle vecteur de la scène utilisée pour l'étude.

Afin de simplifier l'interprétation des résultats, la réflectance de la scène est uniforme, et constante spectralement. Toutes les facettes de la scène ont donc la même réflectance, et ce, quelle que soit la longueur d'onde. L'objet principal de cette étude étant l'impact des aérosols, la modélisation de propriétés directionnelles particulières pour la surface n'a pas d'intérêt. Un cas général de comportement des surfaces est donc choisi : le cas lambertien. La valeur de la réflectance de surface a été fixée à 0,15 afin de correspondre aux matériaux urbains généralement sombres tels que l'asphalte ou l'enrobé (cf. *Figure 19*).

Les conditions d'observation simulées sont sensiblement les mêmes que celles de la campagne MUSARDE présentée à la *partie IV.2.1*. Les images sont acquises à 3,3km d'altitude et correspondent à une observation en visée nadir avec une résolution spatiale de 20cm. Les observations sont réalisées à 440, 550, 670, 870 et 1600nm. La position du soleil est définie par une inclinaison de 45° afin d'obtenir des ombres arrivant au milieu de la rue (cf. *Figure 31*) et la date définie est le 20 mars.

La modélisation de l'atmosphère est ici très importante. Pour la modélisation de l'atmosphère moléculaire, c'est le modèle standard « midlatitude summer » de 6S qui a été sélectionné.

Pour les aérosols, 5 modèles optiques ont été choisis à partir des statistiques obtenues à la *partie I.2* afin d'être représentatifs des aérosols urbains. Une atmosphère purement moléculaire, appelé dans la suite « cas Rayleigh » (MR), est rajoutée pour comparaison.

Les 5 modèles optiques sont définis par un albédo de simple diffusion spectral et un facteur d'asymétrie spectral, les fonctions de phase des particules étant alors calculées par la fonction de Henyey-Greenstein (cf. *partie I.1.2.2.3*). Celles-ci sont représentées en *Figure 29*. Bien que cette modélisation soit simple, celle-ci est suffisante pour obtenir les ordres de grandeur recherchés. Pour simplifier la compréhension des phénomènes observés, ces paramètres sont constants spectralement.

Parmi ces 5 modèles, le modèle M0 est un cas considéré comme moyen avec un albédo de simple diffusion de 0,92 et un facteur d'asymétrie de 0,70. Les modèles M1, M2, M3 et M4, sont, eux, définis par des combinaisons d'albédos de simple diffusion et de facteurs d'asymétrie faibles et forts, les albédos de simple diffusion étant 0,85 ou 0,98 et les facteurs d'asymétrie 0,65 ou 0,75. Un récapitulatif de ces informations est donné dans le *Tableau 8*.

MODELE OPTIQUE D'AEROSOLS	ω_0	g
<i>M0</i>	0,92	0,70
<i>M1</i>	0,85	0,65
<i>M2</i>	0,85	0,75
<i>M3</i>	0,98	0,65
<i>M4</i>	0,98	0,75

Tableau 8. Récapitulatif des propriétés optiques spectrales des modèles d'aérosols utilisés pour l'étude.

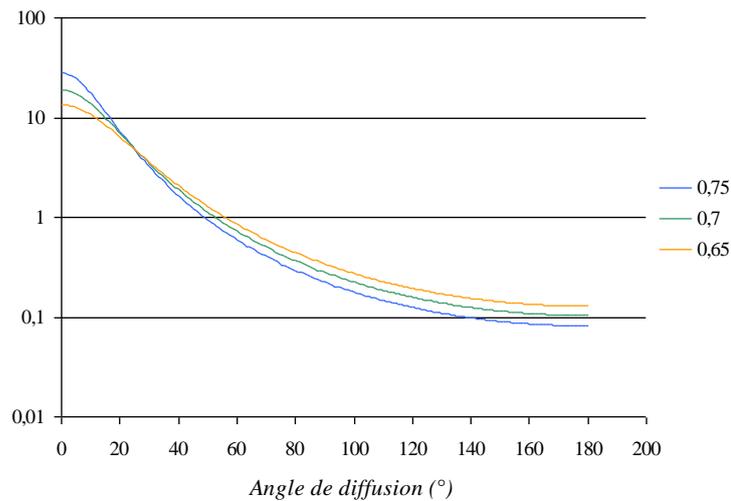


Figure 29. Fonctions de phase des aérosols modélisés en fonction de leurs facteurs d'asymétrie.

L'extinction de la lumière par ces particules est définie par 3 épaisseurs optiques à 550nm : 0,1, 0,2 et 0,4. Ces épaisseurs optiques ont été choisies afin de correspondre aux concentrations de particules typiquement retrouvées dans les villes européennes (*cf. partie I.2.3.1*). Les modèles d'aérosols ont un coefficient d'Angström moyen de 1,3 lui aussi déterminé à partir des statistiques obtenues à la *partie I.2.3.1*. Cela donne les épaisseurs optiques spectrales présentées en *Figure 30*. La distribution verticale des épaisseurs optiques est définie par l'équation 21 (*page 43*).

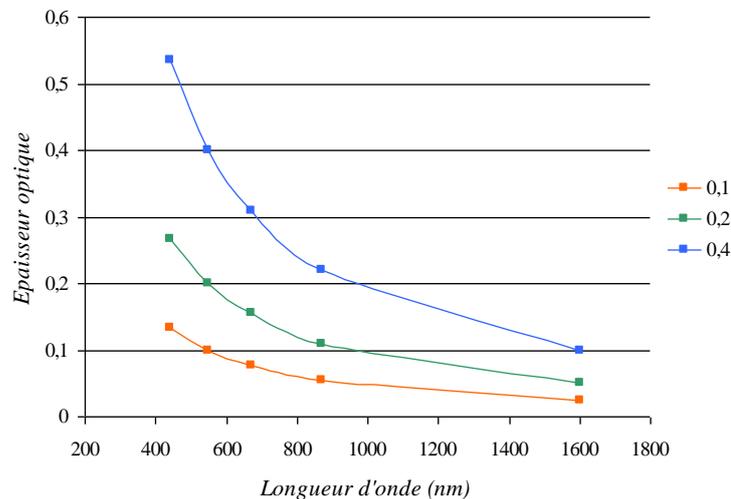


Figure 30. Epaisseurs optiques spectrales utilisées dans cette étude représentées en fonction de la longueur d'onde. Elles sont définies par un coefficient d'Angström de 1,3 à partir d'épaisseurs optiques à 550nm de 0,1, 0,2 et 0,4.

Dans les simulations réalisées, les éclairagements de couplage et réfléchis sont obtenus en lançant 50000 photons par facette et 200000 photons par pixel, assurant ainsi une bonne convergence de ces valeurs.

3.2 Résultats

Dans cette partie, les différents rayonnements descendants sont étudiés au moyen de leurs transmissions (*cf. partie II.1.3.1*) afin de s'affranchir des conditions d'éclairement. Cependant, afin d'obtenir un ordre de grandeur des niveaux obtenus en bas de l'atmosphère, le signal total est décrit par son éclairement. Il en est de même pour le signal en entrée de l'instrument. Les différentes composantes sont étudiées au moyen de leurs réflectances (*cf. partie II.1.3.1*) alors que le signal total est exprimé par la luminance correspondante. Cette étude est réalisée en deux points du profil situés à l'ombre (O) et au soleil (S) comme indiqué sur la *Figure 31*.

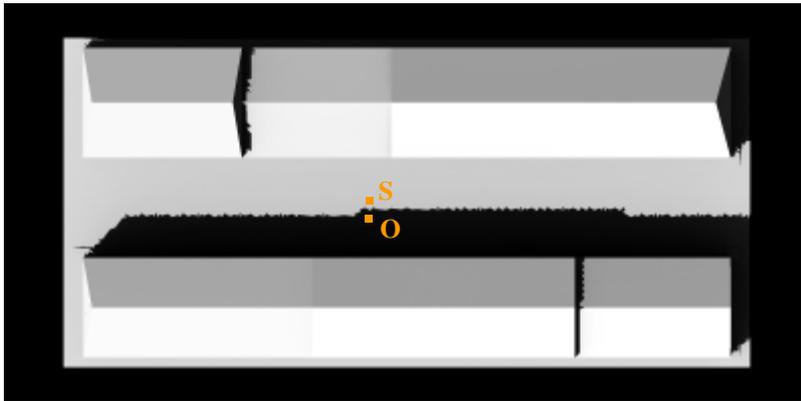


Figure 31. Image de la luminance en entrée du capteur à 550nm simulée avec AMARTIS v2 pour le modèle d'aérosols M0 et une épaisseur optique de 0,2.

3.2.1 Variabilité spatiale du signal

Avant de présenter les niveaux des différentes composantes obtenues par cette étude, une remarque est essentielle. Entre les points S et O, les composantes ont une variabilité très faible à l'exception des éclairagements directs et des luminances directes.

En effet, au niveau de l'instrument, les luminances atmosphérique et d'environnement sont similaires avec pour toutes les simulations réalisées des écarts de l'ordre de 0,01% dans le premier cas et des variations généralement inférieures à 1% dans le second. Pour la luminance d'environnement, ces variations peuvent atteindre quelques pourcents dans certains cas mais ceci est dû aux très faibles niveaux obtenus, inférieurs à $0,1 \text{ W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}.\text{sr}^{-1}$.

Au niveau du sol, le même constat est réalisé. Les éclairagements de couplage présentent typiquement des variations entre S et O de l'ordre de quelques pourcents. Comme pour la luminance d'environnement, ces valeurs peuvent devenir très importantes (jusqu'à quasiment 30%) mais cela correspond à des niveaux très faibles typiquement inférieurs à $1 \text{ W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$. Pour les éclairagements réfléchis, les variations observées sont de 5 à 14%. Pour les éclairagements diffus, les variations n'excèdent pas 10% et sont les plus fortes dans l'infrarouge là où les niveaux sont les plus bas.

Ainsi, dans les milieux urbains, et notamment au fond des rues, des cibles proches présentent des niveaux similaires pour E_{diff} , E_{coup} , E_{refl} , L_{env} et L_{atm} . Ce constat est déterminant car il a un impact sur les résolutions spatiales adaptées à la méthode d'inversion mise en œuvre (*cf. partie IV.1.5.3.1*).

Dans cette étude, seuls les niveaux obtenus au soleil sont ainsi discutés pour ces composantes.

3.2.2 Au niveau du sol

3.2.2.1 Eclairage total

Les contributions relatives des différentes composantes de l'éclairage total au niveau du sol sont tout d'abord présentées en *Figure 32* pour le modèle d'aérosols M0 et une épaisseur optique à 550nm de 0,2. Ce cas est un cas moyen d'après l'étude détaillée à la *partie I.2*. Les résultats obtenus permettent d'avoir un ordre de grandeur de l'importance relative des différentes composantes au soleil et à l'ombre et montrent deux choses remarquables.

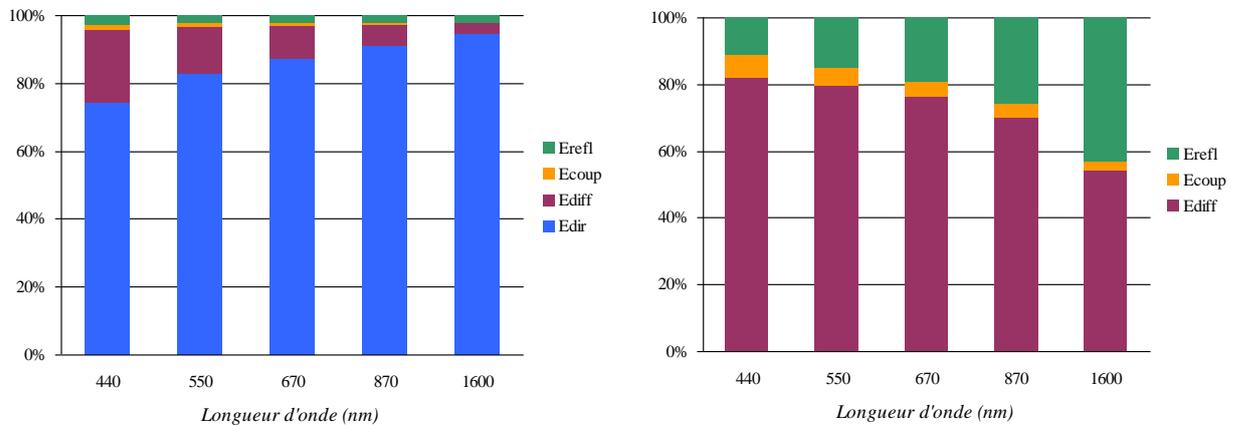


Figure 32. Histogramme des contributions relatives spectrales des différentes composantes de l'éclairage total, au soleil (à gauche) et à l'ombre (à droite), dans le cas du modèle d'aérosols M0 et pour une épaisseur optique à 550nm de 0,2.

Tout d'abord, la contribution du signal direct est prépondérante au soleil quelle que soit la longueur d'onde et croît avec celle-ci. Cela est dû à la diminution de la diffusion atmosphérique (aérosols et gaz) lorsque la longueur d'onde augmente (*cf. partie II.1.1.2*). Ainsi, entre 440 et 1600nm, cette composante directe augmente d'environ 74 à 95%. La contribution de l'éclairage diffus est également importante, notamment dans le visible avec jusqu'à plus de 20% du signal à 440nm. Les éclairagements réfléchis et de couplage sont ici très faibles avec moins de 5% du signal total. La modélisation du signal au soleil passe donc par une bonne prise en compte des éclairagements direct et diffus.

Ensuite, à l'ombre, c'est la diffusion atmosphérique qui prime, notamment dans le visible et le proche infrarouge. En effet, jusqu'à presque 90% du signal est dû aux termes de diffusion atmosphérique (E_{diff} et E_{coupl}), avec plus de 80% dus uniquement à E_{diff} . Quand la longueur d'onde devient importante, les réflexions deviennent tout de même primordiales avec plus de 40% du signal à 1600nm. A l'ombre, une bonne modélisation de la diffusion est nécessaire pour reconstituer le signal au niveau du sol, ainsi qu'une bonne estimation des éclairagements réfléchis notamment dans l'infrarouge.

Encore une fois, ces résultats sont obtenus dans un cas moyen : une augmentation de la concentration des aérosols ou de leurs albédos de simple diffusion augmentera l'impact des termes issus

de la diffusion (E_{diff} et E_{coup}) alors qu'une augmentation de la réflectance de la scène augmentera l'importance de E_{refl} .

Les niveaux des éclairagements totaux obtenus pour les différents modèles d'aérosols et les différentes épaisseurs optiques sont présentés en *Figure 33*.

Ces résultats montrent tout d'abord qu'une augmentation de la charge des aérosols entraîne une diminution du signal au soleil alors que l'effet inverse est constaté à l'ombre. En effet, au soleil, la contribution directe du signal est de loin la plus importante. Une augmentation de l'épaisseur optique provoque une diminution de cette composante et donc une diminution de l'éclairage total, l'éclairage maximal étant alors obtenu pour le cas Rayleigh. En revanche, à l'ombre, une augmentation de l'épaisseur optique accroissant la diffusion, l'augmentation de E_{diff} entraîne celle de E_{tot} .

Une autre remarque est essentielle. Au soleil, sauf pour des épaisseurs optiques très importantes et aux faibles longueurs d'onde, les différents modèles d'aérosols ont des impacts similaires, la composante directe du signal prédominant et les termes issus de la diffusion atmosphérique ayant donc des contributions faibles. En revanche, dans les ombres, où la diffusion atmosphérique prime, des variations plus importantes sont observées en fonction du type de particules. Alors que pour des épaisseurs optiques faibles le signal total a significativement le même niveau, pour des épaisseurs optiques de 0,2 et 0,4 à 550nm, les variations observées dans le visible sont respectivement de l'ordre de 15 et 20%. Ces résultats montrent également que le signal total au soleil mais surtout à l'ombre augmente lorsque l'albédo de simple diffusion et le facteur d'asymétrie des aérosols augmentent, à cause d'une hausse de la diffusion.

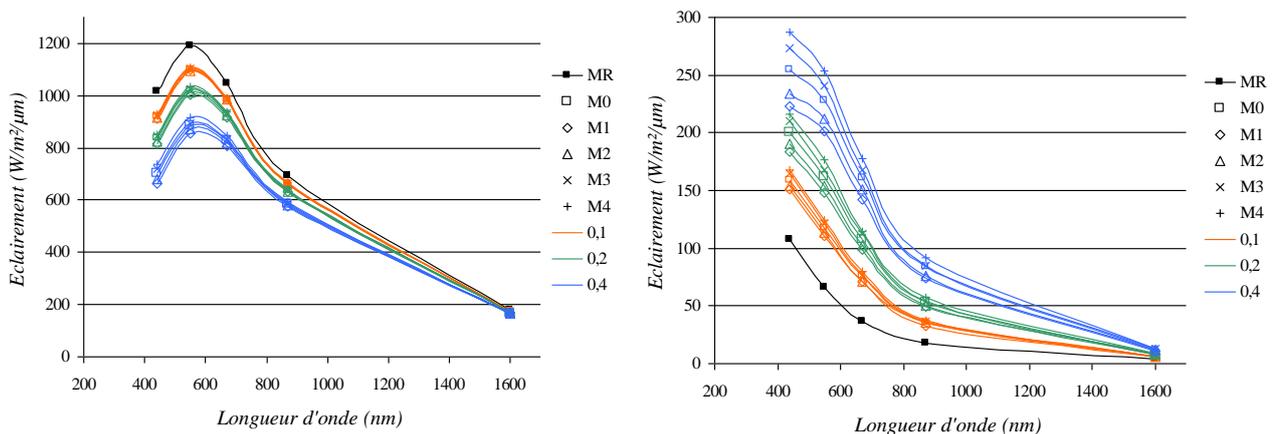


Figure 33. Eclairage total au soleil (à gauche) et à l'ombre (à droite) en fonction de la longueur d'onde pour le cas Rayleigh (MR) et les 5 modèles d'aérosols (M0 à M4) avec des épaisseurs optiques de 0,1, 0,2 et 0,4 à 550nm. Les différents modèles sont distingués par leurs symboles et les différentes épaisseurs optiques par leurs couleurs.

3.2.2.2 Transmission directe

La composante directe est étudiée au soleil, celle-ci étant nulle à l'ombre. L'impact des aérosols n'étant dû qu'à leur extinction, les modèles de particules caractérisés par des albédos de simple diffusion et des fonctions de phase différents sont donc équivalents. Ainsi, les résultats ne sont présentés en *Figure 34* que pour le modèle M0 (toujours comparé au cas Rayleigh). Cette figure montre que l'impact des aérosols sur cette composante est prépondérant, avec des variations du signal pouvant aller jusqu'à plus de 50% pour les cas étudiés. Bien entendu, cet impact est plus important aux courtes longueurs d'onde où la diffusion est la plus importante.

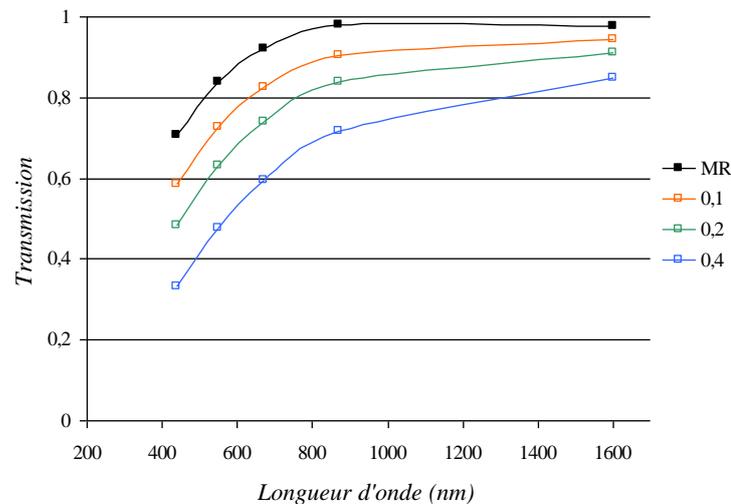


Figure 34. Transmission directe au soleil en fonction de la longueur d'onde pour le cas Rayleigh (MR) et pour le modèle d'aérosols M0 avec des épaisseurs optiques de 0,1, 0,2 et 0,4 à 550nm.

3.2.2.3 Transmission diffuse

Les transmissions diffuses obtenues au soleil pour les différentes simulations sont représentées en *Figure 35*. Comme cela a été expliqué précédemment, l'éclairement diffus augmente avec la diffusion et donc avec la concentration de particules. Par exemple, pour le modèle M0, la transmission à 550nm est quasiment triplée lorsque l'épaisseur optique passe de 0,1 à 0,4. Il est important de constater ici que, comme pour l'éclairement total à l'ombre, les modèles d'aérosols ont des impacts différents essentiellement pour des épaisseurs optiques fortes. Pour une charge de particules de 0,4 à 550nm, les variations maximales obtenues d'un modèle à l'autre diffèrent de plus de 20% quelle que soit la longueur d'onde. Comme pour E_{tot} , ce schéma montre que plus l'albédo de simple diffusion et plus le facteur d'asymétrie augmentent, plus E_{diff} croît à cause d'une hausse de la diffusion par les aérosols.

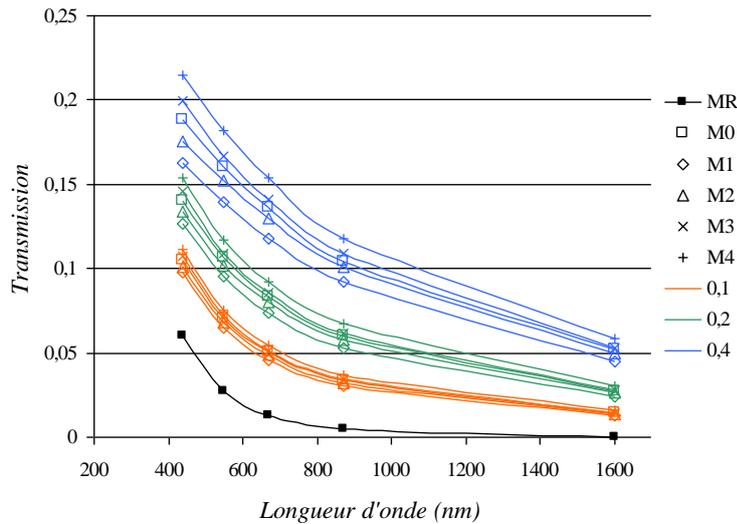


Figure 35. Transmission diffuse au soleil en fonction de la longueur d'onde pour le cas Rayleigh (MR) et les 5 modèles d'aérosols (M0 à M4) avec des épaisseurs optiques de 0,1, 0,2 et 0,4 à 550nm. Les différents modèles sont distingués par leurs symboles et les différentes épaisseurs optiques par leurs couleurs.

3.2.2.4 Transmission de couplage

Les transmissions dues au couplage Terre-atmosphère obtenues au soleil pour les différentes simulations sont représentées en *Figure 36*.

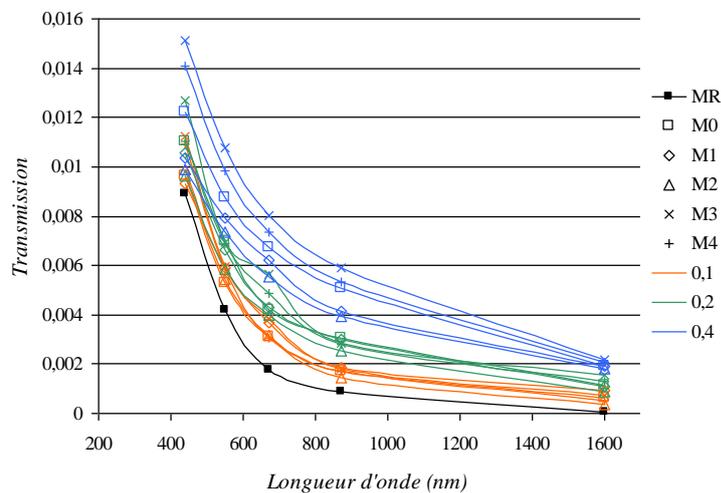


Figure 36. Transmission de couplage au soleil en fonction de la longueur d'onde pour le cas Rayleigh (MR) et les 5 modèles d'aérosols (M0 à M4) avec des épaisseurs optiques de 0,1, 0,2 et 0,4 à 550nm. Les différents modèles sont distingués par leurs symboles et les différentes épaisseurs optiques par leurs couleurs.

L'impact des aérosols est ici plus difficile à interpréter. En effet, bien que pour un modèle de particules et une longueur d'onde donnés le couplage augmente avec l'épaisseur optique, ces schémas montrent que contrairement aux composantes précédentes, les écarts relatifs obtenus en fonction de

l'épaisseur optique sont les plus importants dans le rouge et le proche infrarouge. Ceci résulte de la compensation de deux phénomènes. En effet, l'augmentation de l'épaisseur optique entraîne une hausse de la diffusion mais également une hausse de l'absorption par les aérosols. Ainsi, à 440nm, cette augmentation de la diffusion est globalement compensée par l'augmentation de l'absorption. Encore une fois, le modèle de particules joue un rôle dans la transmission de couplage, notamment dans le visible où la diffusion est importante. Cependant le niveau de cette composante étant très faible (cf. *partie II.3.2.2.1*), son impact reste négligeable sur le signal total.

3.2.2.5 Transmission du signal réfléchi

Les transmissions dues aux réflexions obtenues au soleil pour les différentes simulations sont représentées en *Figure 37*. Ces courbes montrent qu'une augmentation de l'épaisseur optique entraîne une baisse du niveau de cette composante. Ceci s'explique par le fait que E_{refl} résulte des réflexions du signal direct et diffus sur l'environnement. Le signal direct étant plus important que le diffus, le signal réfléchi est donc peu sensible aux diffusions. De plus, les différences observées pour les différents modèles sont faibles même si elles augmentent avec l'épaisseur optique. Etant donné le niveau relativement faible de cette composante sur le signal total, notamment au soleil, ces variations ont un impact négligeable sur le signal total.

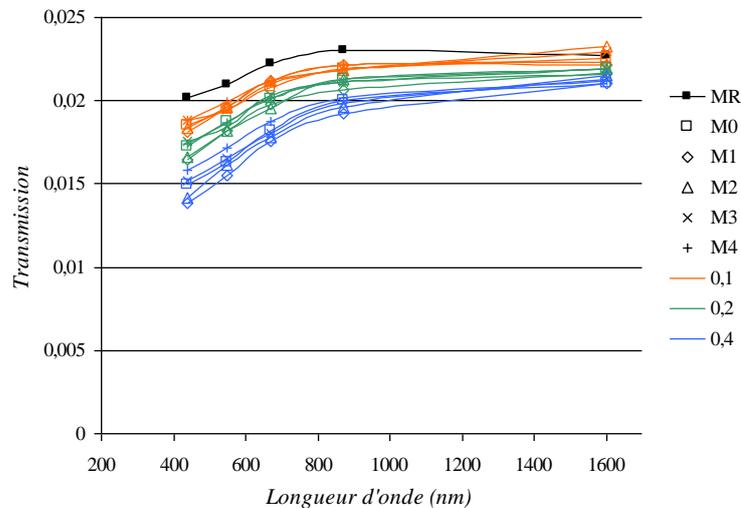


Figure 37. Transmission due au signal réfléchi au soleil en fonction de la longueur d'onde pour le cas Rayleigh (MR) et les 5 modèles d'aérosols (M0 à M4) avec des épaisseurs optiques de 0,1, 0,2 et 0,4 à 550nm. Les différents modèles sont distingués par leurs symboles et les différentes épaisseurs optiques par leurs couleurs.

3.2.3 En entrée du capteur

3.2.3.1 Luminance apparente

Les contributions relatives des différentes composantes de la luminance apparente en entrée de l'instrument sont tout d'abord présentées en *Figure 38* pour le modèle d'aérosols M0 et une épaisseur

optique à 550nm de 0,2. Ces résultats permettent d’avoir un ordre de grandeur de l’importance relative des différentes composantes au soleil et à l’ombre. Ces courbes mettent en évidence deux points importants.

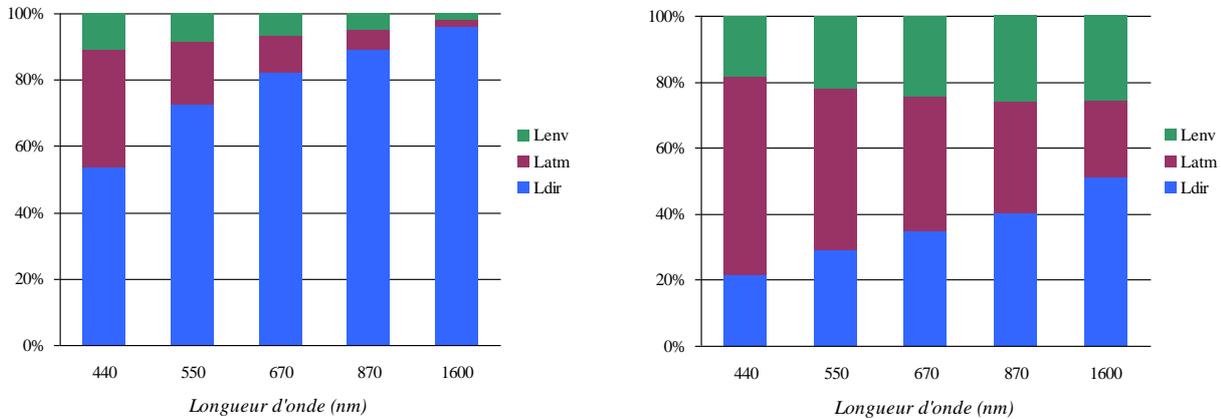


Figure 38. Histogramme des contributions relatives spectrales des différentes composantes de la luminance apparente en direction des zones au soleil (à gauche) et à l’ombre (à droite), dans le cas du modèle d’aérosols M0 et pour une épaisseur optique à 550nm de 0,2.

Tout d’abord, au soleil, la contribution de la luminance directe est la plus importante, et est même prépondérante dans le rouge et l’infrarouge. En effet, cette composante a une contribution toujours supérieure à 50% et monte jusqu’à plus de 95% du signal à 1600nm du fait de la diminution de la diffusion atmosphérique. Celle-ci entraîne en effet une baisse des contributions de la luminance atmosphérique et de la luminance d’environnement. La luminance atmosphérique peut être importante dans le visible et particulièrement dans le bleu avec ici plus de 35% du signal, alors que la luminance d’environnement est, elle, relativement faible quelle que soit la longueur d’onde. Elle est typiquement inférieure à 10% du signal total.

Ensuite, à l’ombre, ces trois composantes ont toutes un impact important, de l’ordre de 20 à 60% de la luminance apparente. Ces schémas montrent une augmentation de l’importance relative de la luminance d’environnement et de la luminance directe avec la longueur d’onde qui s’explique par la diminution de la diffusion atmosphérique. A l’ombre, ces trois composantes doivent donc être bien modélisées pour reconstituer le signal mesuré par un instrument de télédétection.

Comme pour l’éclairement total, ces résultats sont obtenus dans un cas moyen : une augmentation de la charge d’aérosols ou de leurs albédos de simple diffusion aura tendance à augmenter les contributions de L_{atm} et L_{env} , alors qu’une augmentation de la réflectance de la scène majorera l’importance de L_{dir} .

Les niveaux des luminances apparentes obtenues pour les différents modèles d’aérosols et les différentes épaisseurs optiques sont présentés en *Figure 39*.

Au soleil, ces résultats montrent que de manière générale, plus l’atmosphère est chargée en particules, et plus la luminance mesurée baisse. Ceci est provoqué par la diminution de l’éclairement

total au niveau du sol (cf. *partie II.3.2.2.1*). Cependant, aux courtes longueurs d'onde, pour des atmosphères très chargées en particules et surtout pour des aérosols très diffusants, cette luminance peut être supérieure aux luminances apparentes obtenues pour des épaisseurs optiques plus faibles. Ceci est alors dû aux contributions importantes de la luminance atmosphérique et de la luminance d'environnement. De plus, le modèle d'aérosols peut ici avoir un impact non négligeable, une fois de plus lorsque les charges en aérosols sont élevées. A 440nm, les variations obtenues pour l'atmosphère la plus chargée sont de l'ordre de 25% du signal.

A l'ombre, comme pour l'éclaircissement total, la luminance mesurée croît avec la charge d'aérosols. La diffusion atmosphérique augmentant, L_{atm} , L_{env} et L_{dir} en font de même. Les modèles de particules peuvent encore une fois avoir une grande importance lorsque les épaisseurs optiques sont conséquentes. Par exemple, à 550nm, pour des épaisseurs optiques de 0,1, 0,2 et 0,4, les variations maximales observées sur le signal en entrée de l'instrument sont de 13, 19 et 28%. Encore une fois, plus l'albédo de simple diffusion et le facteur d'asymétrie augmentent, plus la luminance apparente croît.

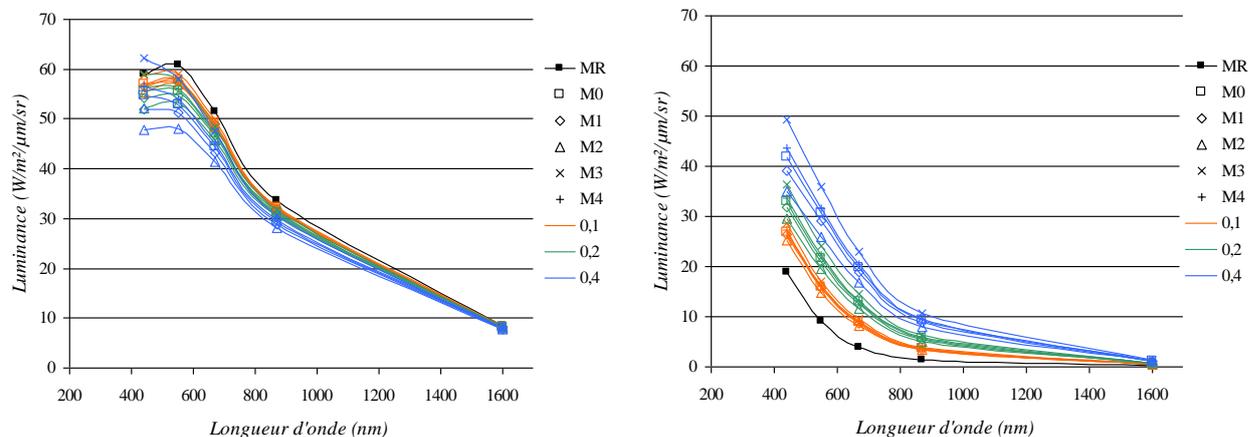


Figure 39. Luminances apparentes au soleil (à gauche) et à l'ombre (à droite) en fonction de la longueur d'onde pour le cas Rayleigh (MR) et les 5 modèles d'aérosols (M0 à M4) avec des épaisseurs optiques de 0,1, 0,2 et 0,4 à 550nm. Les différents modèles sont distingués par leurs symboles et les différentes épaisseurs optiques par leurs couleurs.

3.2.3.2 Réflectance directe

Les réflectances directes obtenues au soleil et à l'ombre pour les différentes simulations sont représentées en **Figure 40**. Cette composante est proportionnelle au produit de l'éclaircissement total au point observé et de la transmission directe montante entre le sol et l'instrument. Ainsi, des conclusions relativement similaires à celles réalisées pour l'éclaircissement total s'imposent ici. Au soleil, cette composante voit son niveau diminuer avec la longueur d'onde et les différents modèles de particules ont des impacts relativement équivalents sur le signal. A l'ombre en revanche, cette réflectance augmente de manière générale avec l'épaisseur optique, et les différents types de particules peuvent donner des niveaux très divers avec typiquement de 8 à 22% de variation entre ces modèles dans le visible et le proche infrarouge en fonction de la concentration des particules. Il faut tout de même noter que, aux

faibles longueurs d'onde, des épaisseurs optiques différentes peuvent entraîner des luminances directes de même niveau. En effet, lorsque l'épaisseur optique augmente, l'éclairement total croît également, mais ce comportement est compensé par une hausse de l'extinction du signal sur le trajet montant.

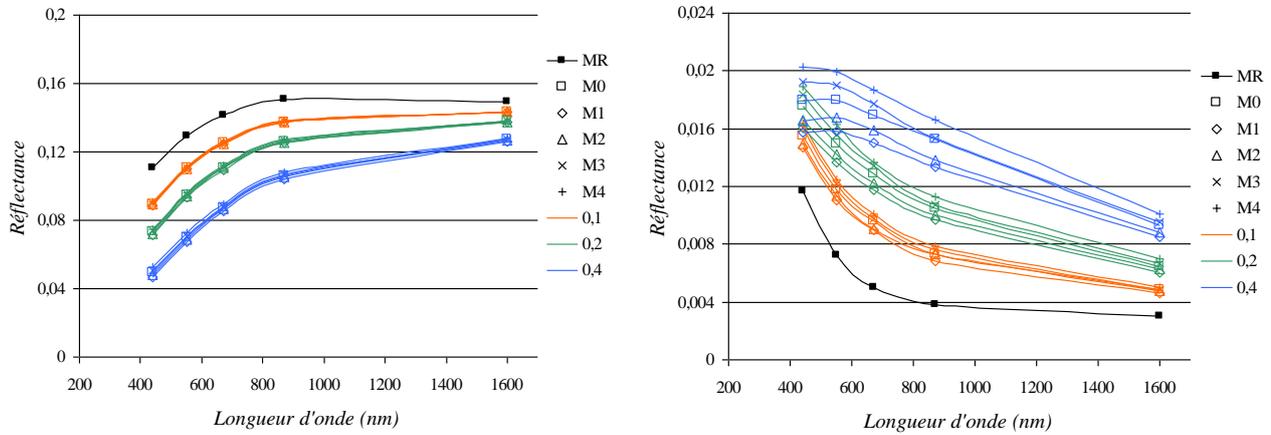


Figure 40. Réflectances directes au soleil (à gauche) et à l'ombre (à droite) en fonction de la longueur d'onde pour le cas Rayleigh (MR) et les 5 modèles d'aérosols (M0 à M4) avec des épaisseurs optiques de 0,1, 0,2 et 0,4 à 550nm. Les différents modèles sont distingués par leurs symboles et les différentes épaisseurs optiques par leurs couleurs.

3.2.3.3 Réflectance atmosphérique

Les réflectances atmosphériques obtenues au soleil pour les différentes simulations sont représentées en *Figure 41*.

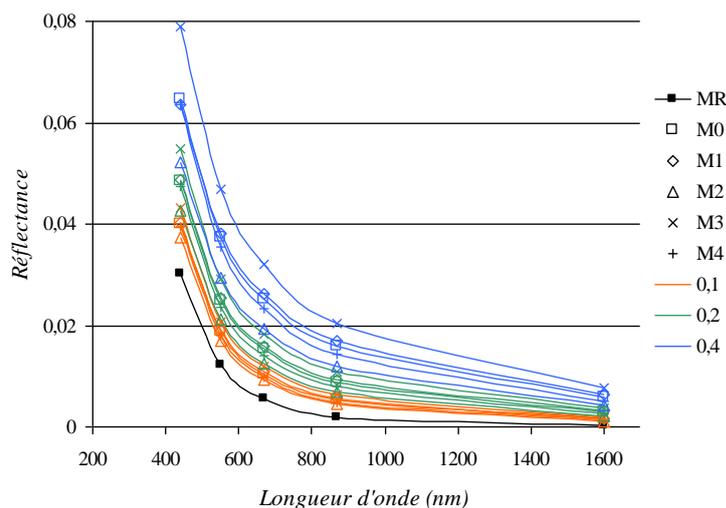


Figure 41. Réflectance atmosphérique au soleil en fonction de la longueur d'onde pour le cas Rayleigh (MR) et les 5 modèles d'aérosols (M0 à M4) avec des épaisseurs optiques de 0,1, 0,2 et 0,4 à 550nm. Les différents modèles sont distingués par leurs symboles et les différentes épaisseurs optiques par leurs couleurs.

Ce schéma montre, bien entendu, que ce terme croît avec la diffusion atmosphérique, donc lorsque la longueur d'onde diminue et que la charge en particules augmente. Ici les modèles d'aérosols ont un impact important avec des variations sur le signal supérieures à 10% quelles que soient la longueur d'onde et l'épaisseur optique, et supérieures à 30% dans le cas de l'atmosphère la plus chargée en particules. Cette fois encore, ce terme croît quand l'albédo de simple diffusion des aérosols augmente. Cependant, la fonction de phase des particules étant plus grande à 135° (angle de diffusion défini par les angles zénithaux solaire et de visée) pour un facteur d'asymétrie de 0,65 que pour 0,75, cette composante augmente lorsque le facteur d'asymétrie diminue.

3.2.3.4 Réflectance d'environnement

Les réflectances d'environnement obtenues au soleil pour les différentes simulations sont représentées en *Figure 42*. Ce schéma montre que les commentaires faits pour la luminance atmosphérique s'appliquent également ici. La seule différence importante réside dans le fait que pour la luminance d'environnement, le facteur d'asymétrie (et donc la fonction de phase) des particules a un impact très faible. En effet, il semble que des aérosols ayant des albédos de simple diffusion égaux engendrent une luminance d'environnement similaire.

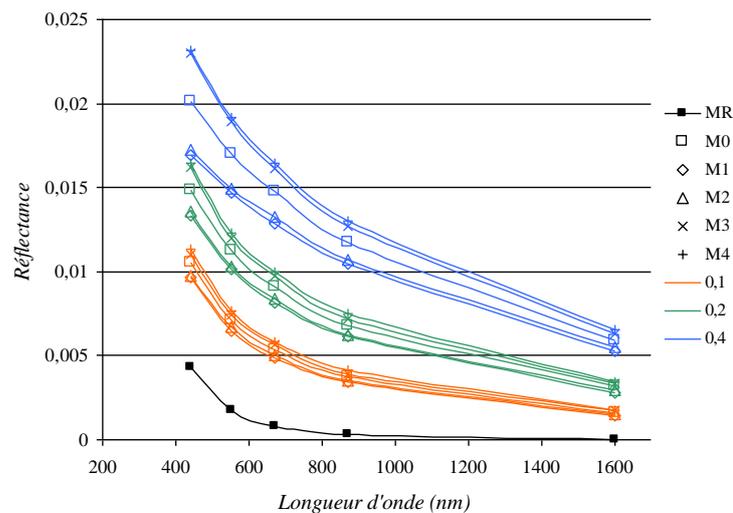


Figure 42. Réflectance d'environnement au soleil en fonction de la longueur d'onde pour le cas Rayleigh (MR) et les 5 modèles d'aérosols (M0 à M4) avec des épaisseurs optiques de 0,1, 0,2 et 0,4 à 550nm. Les différents modèles sont distingués par leurs symboles et les différentes épaisseurs optiques par leurs couleurs.

3.3 Discussion

Cette étude a tout d'abord permis de quantifier les contributions relatives des différentes composantes du signal, au sol et en entrée du capteur, pour une configuration urbaine classique : le cas d'une rue. Elle a notamment permis de comparer les niveaux de ces composantes au soleil et à l'ombre.

Ainsi, il s'avère qu'au soleil, c'est le signal direct qui prédomine. En effet, dans le cas d'une atmosphère moyennement chargée en aérosols (épaisseur optique à 550nm de 0,2), l'éclairement direct représente typiquement plus de 75% du signal total. L'éclairement diffus est, bien que plus faible, non négligeable, représentant jusqu'à plus de 20% du signal total dans le bleu. En revanche, les éclairagements de couplage et réfléchi sont négligeables avec typiquement moins de 5% du signal total. En entrée de l'instrument, la majeure partie de la luminance mesurée est due à la composante directe, notamment aux grandes longueurs d'onde, avec jusqu'à plus 95% du signal pour le cas traité. La luminance atmosphérique due à la diffusion est également importante avec jusqu'à plus de 35% du signal, mais la luminance d'environnement est en revanche secondaire.

A l'ombre, le constat est différent. En effet, au niveau du sol, la composante directe étant nulle, c'est la composante diffuse qui devient prépondérante avec, toujours dans le cas d'une atmosphère moyennement chargée en aérosols, plus de 50% du signal total et même plus de 80% dans le bleu. Il faut cette fois noter que les réflexions sont à prendre en compte, notamment aux grandes longueurs d'onde, car l'éclairement réfléchi peut monter, dans le cas étudié, jusqu'à 40% du signal à 1600nm. La composante de couplage reste ici toujours faible. En entrée de l'instrument, les 3 composantes (directe, atmosphérique et d'environnement) sont globalement du même ordre de grandeur.

Ces simulations montrent donc, comme attendu, de grandes disparités entre les zones au soleil et à l'ombre. Cependant, dans le but de préparer la méthode inverse permettant de caractériser les aérosols, le plus intéressant est d'identifier les composantes les plus importantes. Ainsi, cette étude montre que les termes qui doivent être les mieux modélisés sont, au niveau du sol, les éclairagements direct et diffus, voire réfléchi dans les ombres, et en entrée d'instrument, la luminance directe et la luminance atmosphérique, voire la luminance d'environnement dans les ombres.

Cette étude a également permis d'évaluer l'impact des aérosols sur le signal par la modélisation de plusieurs types de particules et de plusieurs concentrations.

Ainsi, le premier constat, attendu, est que la modification des concentrations d'aérosols influe grandement sur toutes les composantes du signal, une hausse de l'épaisseur optique engendrant une diminution des composantes directes et une augmentation des composantes issues de la diffusion.

Cependant, le constat le plus intéressant concerne l'impact des propriétés optiques des aérosols urbains sur le signal. En effet, les simulations réalisées montrent tout d'abord, que pour des épaisseurs optiques faibles, les aérosols urbains sont tous équivalents, car les niveaux des composantes du signal sont alors relativement similaires. En revanche, dès que ces épaisseurs optiques augmentent, des variations importantes apparaissent avec notamment, pour des épaisseurs optiques à 550nm de 0,4, des variations sur l'éclairement diffus de plus de 20%, des variations sur la luminance atmosphérique de plus de 30%, et surtout, à l'ombre, des variations sur la luminance en entrée d'instrument de l'ordre de 30%.

Ainsi, cela montre que des méthodes de compensation atmosphérique comme ICARE (*Lachérade et al., 2008*), doivent non seulement utiliser en entrée une bonne estimation des épaisseurs optiques des aérosols, mais également une bonne modélisation de leurs albédos de simple diffusion et de leurs fonctions de phase dès que les concentrations deviennent importantes, notamment pour travailler dans les ombres.

CONCLUSION

Le but de ce chapitre était d'étudier le transfert radiatif en milieu urbain et notamment d'évaluer l'impact des aérosols sur le signal.

Une présentation générale du transfert radiatif en milieu urbain a tout d'abord été faite. Cela a notamment permis d'expliquer les singularités de ces milieux, à savoir leurs géométries complexes et les fortes variabilités spatiales et spectrales de leurs propriétés radiatives. Ensuite, une modélisation du signal adaptée à une scène 3D a été explicitée et les arguments motivant le développement du code de transfert radiatif AMARTIS v2 ont été développés.

La description de ce nouvel outil fait l'objet de la deuxième partie de ce chapitre. Il offre de très nombreuses possibilités, permettant notamment la simulation d'images synthétiques dans le domaine réfléchissant, pour des configurations aéroportées et satellitaires, ainsi que la réalisation d'études phénoménologiques en milieu urbain. Son principe général et la modélisation du signal utilisée ont notamment été présentés. Un exemple de simulation a également été détaillé afin d'illustrer ses performances. Sa validation, réalisée en comparaison avec 6S et AMARTIS v1, a ensuite été décrite tout comme son principal inconvénient, la durée de ses temps de calcul.

L'utilisation d'AMARTIS v2 a permis de mener une étude phénoménologique du signal en milieu urbain, et notamment de l'impact des aérosols. Celle-ci a été exposée dans la dernière partie de ce chapitre. Elle a été réalisée dans le cas de l'observation d'une rue par un instrument aéroporté et pour différents types et concentrations d'aérosols définis à partir des statistiques obtenues au chapitre I. Les résultats présentés quantifient tout d'abord les ordres de grandeurs des contributions relatives des composantes du signal au sol et en entrée d'instrument tant à l'ombre qu'au soleil. Ceux-ci montrent que pour modéliser correctement le signal, certaines composantes sont plus importantes que d'autres. Au niveau du sol, il est notamment essentiel de bien décrire les éclaircissements directs et diffus, voire l'éclaircissement réfléchi dans les ombres. En entrée de l'instrument, il est surtout primordial de bien modéliser la luminance directe et la luminance atmosphérique. Ensuite, l'étude a permis d'évaluer l'influence des propriétés optiques des aérosols sur le signal. Elle a montré que lorsque les concentrations de particules sont faibles, les différents types d'aérosols sont équivalents. Cependant, lorsque celles-ci deviennent importantes, ces différents modèles peuvent entraîner des variations importantes du signal, notamment dans les ombres. Par exemple, dans les cas traités, des variations allant jusqu'à 30% ont été observées sur la luminance apparente en fonction du type d'aérosols utilisé. Cela montre finalement que la réalisation de corrections atmosphériques d'images de télédétection, application première de ce travail, passe par l'utilisation d'un modèle de particules pertinent. La méthode de caractérisation des aérosols à développer ne doit donc pas permettre uniquement de remonter aux épaisseurs optiques des aérosols mais également à leurs autres propriétés optiques.

Le transfert radiatif en milieu urbain ayant été étudié et l'impact des aérosols compris, une méthode de caractérisation de ces particules peut dorénavant être développée. Cela fait l'objet du chapitre suivant.

CHAPITRE III
DEVELOPPEMENT D'UNE PROCEDURE DE
CARACTERISATION DES AEROSOLS URBAINS

INTRODUCTION

Ce chapitre a pour but le développement d'une méthode de caractérisation des propriétés optiques des aérosols urbains à partir d'images de télédétection à très haute résolution spatiale.

Dans une première partie, un état de l'art des techniques de télédétection des aérosols développées pour les données de basse à haute résolution spatiale sont présentées. Leurs précisions sont quantifiées et leurs éventuelles applications en milieu urbain sont décrites. Une autre méthode, basée sur l'observation de transitions entre des zones au soleil et des zones à l'ombre, est étudiée plus en détail car elle est la seule spécifiquement conçue pour les données à très haute résolution spatiale. Les contraintes d'utilisation de ces différentes techniques ainsi que leurs limitations sont finalement discutées.

Dans une seconde partie, une nouvelle procédure de caractérisation des aérosols est présentée. Son principe, lui aussi basé sur l'observation de transitions ombre/soleil, est tout d'abord décrit. Ensuite, le code d'inversion OSIS développé à partir de cette méthode est détaillé. Son fonctionnement général est décrit, puis la modélisation du signal utilisée et les calculs radiatifs réalisés sont expliqués. Enfin, un jeu de modèles optiques d'aérosols urbains adapté à OSIS est proposé.

Contrairement au chapitre précédent où des simulations directes étaient réalisées, ce chapitre ainsi que le suivant sont consacrés à la résolution d'un problème inverse. Ainsi, le problème n'est plus d'estimer le signal au sol ou en entrée d'un instrument à partir de conditions de simulations, mais de remonter aux propriétés optiques des aérosols atmosphériques à partir d'une mesure de télédétection.

1. TELEDETECTION DES AEROSOLS : ETAT DE L'ART

Le but de cette partie est de donner un état de l'art des méthodes de caractérisation des aérosols par télédétection.

Dans un premier temps, les méthodes classiques adaptées aux données allant de la basse à la haute résolution spatiale sont décrites. Seules les méthodes utilisées au-dessus des terres émergées sont présentées. Ces méthodes ont été développées à l'origine pour des instruments satellitaires, généralement de basse résolution spatiale tels que AVHRR ou MODIS (*King et al., 1999*) mais ont parfois été utilisées ou adaptées pour travailler spécifiquement sur les milieux urbains. Ces éventuelles applications sont également présentées.

Dans un deuxième temps, une technique adaptée à la caractérisation des aérosols dans les villes à partir de données à très haute résolution spatiale est présentée. Celle-ci, décrite dans la littérature, est adaptée au formalisme utilisé dans ce manuscrit. Son potentiel et ses limitations sont étudiés.

Enfin, dans la troisième partie, une discussion est proposée sur l'utilisation de ces méthodes pour ce travail de thèse et sur la possibilité d'en développer une nouvelle.

Cet état de l'art se limite au cadre de cette thèse, à savoir la télédétection des aérosols par des instruments de télédétection passifs, satellitaires ou aéroportés, fonctionnant dans le domaine réflectif. Bien que le travail réalisé soit orienté vers la caractérisation des aérosols atmosphériques à partir d'une seule acquisition, préférentiellement dans le visible et le proche infrarouge, l'état de l'art présenté ici est plus vaste. En effet, celui-ci est réalisé afin d'étudier la possibilité de réutiliser des méthodes déjà mises en œuvre, mais également afin de donner des ordres de grandeur des précisions obtenues avec les méthodes classiques.

1.1 Télédétection au-dessus des terres émergées de la basse à la haute résolution spatiale : méthodes classiques et applications aux milieux urbains

Depuis la fin des années 1970, la mise en orbite de nombreux instruments satellitaires a permis une évolution importante des techniques de caractérisation des aérosols par télédétection. Ces techniques tirent partie des caractéristiques variées de ces nombreux instruments : visée simple (*e.g.* MODIS, *Justice et al., 1998*, MERIS, *Rast & Bezy, 1999*), multi-angulaire (*e.g.* MISR, *Diner et al., 1989*, ATSR-2, *Stricker et al., 1995*, POLDER, *Deschamps et al., 1994*), utilisation de la polarisation de la lumière (POLDER), etc. Elles ont généralement été développées pour des instruments de basse ou moyenne résolution spatiale, c'est-à-dire de l'ordre du kilomètre ou de la centaine de mètres. Un exemple de produit MODIS est présenté en *Figure 43*.

Bien qu'il soit possible d'obtenir des informations sur ces particules à partir d'une bande spectrale, les techniques présentées tirent partie des configurations multi-canaux des instruments

satellitaires (*King et al., 1999*). Cela permet, par l'estimation de leur extinction spectrale et donc de leur coefficient d'Angström, de remonter à une indication sur leur taille. Cette inversion des aérosols se fait généralement dans le visible et le proche infrarouge où ils ont un impact radiatif plus fort (*cf. partie II.1.1.2*). Mais d'autres domaines spectraux peuvent être utilisés dans les procédures d'inversion comme le SWIR pouvant permettre de caractériser la surface.

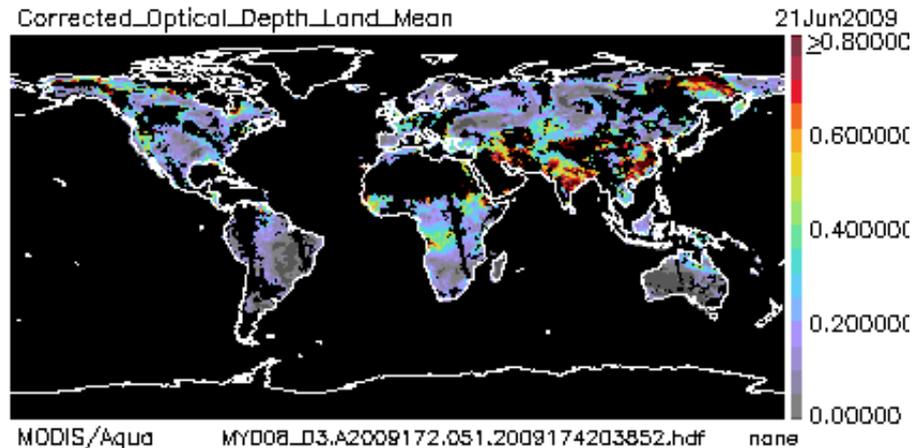


Figure 43. Epaisseur optique moyenne à 550nm mesurée le 21 juin 2009 au-dessus des terres émergées par l'instrument MODIS embarqué sur la plateforme Aqua (<http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov>).

1.1.1 Les méthodes

La principale difficulté rencontrée pour la caractérisation des aérosols est la méconnaissance a priori des propriétés radiatives de la surface (*King et al., 1999*). En effet, si la surface terrestre ne réfléchissait pas la lumière, le signal mesuré proviendrait uniquement de la diffusion atmosphérique et il serait alors possible d'accéder directement à l'information utile. L'exploitation d'acquisitions sur l'eau dans le proche infrarouge où cette surface ne réfléchit pas la lumière utilise ce principe. D'une manière générale, les techniques mises en œuvre visent donc, avant de caractériser les aérosols atmosphériques, à caractériser la surface.

1.1.1.1 A partir d'une acquisition

Avec ce type de données, il est nécessaire d'évaluer les propriétés radiatives des cibles observées pour pouvoir remonter aux aérosols. Or, une erreur de 0,005 à 0,010 sur la réflectance de surface se traduit par une erreur sur les épaisseurs optiques des aérosols de l'ordre de 0,05 à 0,10 (*King et al., 1999*).

Afin de limiter l'impact des erreurs commises dans l'évaluation de leurs réflectances de surface, les inversions sont préférentiellement effectuées sur les images de basse résolution spatiale à partir de pixels correspondant à des surfaces sombres telles que la végétation (« Dense Dark Vegetation » ou DDV). Elles ont des réflectances faibles dans le rouge (0,6 à 0,7 μ m) et dans le bleu (0,4 à 0,5 μ m). L'estimation de la réflectance de surface peut se faire de deux manières. Une première méthode, développée par Kaufman et Sendra (*Kaufman & Sendra, 1988*), consiste à estimer a priori une valeur de

cette réflectance. Une autre technique (Remer *et al.*, 2005, Levy *et al.*, 2009) est basée sur l'utilisation d'un rapport empirique entre les valeurs des réflectances de surface dans le visible et le SWIR pour ces surfaces sombres. Les travaux présentés dans Kaufman *et al.*, 1997a et 1997b, ont en effet montré à partir d'acquisitions MODIS, AVIRIS et Landsat, que ces réflectances de surface sont, à basse résolution spatiale, corrélées dans le domaine réflectif. Les aérosols étant globalement transparents dans le SWIR, des mesures autour de 2,1 μm voire de 3,8 μm permettent d'une part de détecter si un pixel est sombre ou non, et si c'est le cas, d'inverser la réflectance de surface correspondante à cette longueur d'onde puis d'estimer sa valeur dans le rouge (0.66 μm) et dans le bleu (0.47 μm). La réflectance de surface étant connue, la contribution des aérosols peut alors être déduite (*cf. partie III.1.1.2*).

Les précisions obtenues avec cette méthode sont typiquement de l'ordre de 0,05 à 0,10 sur l'épaisseur optique (Holben *et al.*, 1992, Kaufman *et al.*, 1997a). Ainsi, les produits MODIS (Levy *et al.*, 2009) et VIIRS (Vermote *et al.*, 2002) offrent des précisions sur l'estimation des épaisseurs optiques respectivement à $\pm(0,05 + 0,15.\tau_a)$ et $\pm(0,05 + 0,20.\tau_a)$.

Gross *et al.*, 2004 propose une amélioration de la méthode des rapports de Kaufman pour les milieux urbains. En effet, les relations empiriques proposées dans Kaufman *et al.*, 1997a et 1997b entre les réflectances de surface dans le visible et le SWIR ne sont plus valides en milieu urbain et entraînent une forte surestimation des épaisseurs optiques (Hernandez *et al.*, 2007). Ainsi, Gross *et al.*, 2004 définit de nouveaux coefficients à partir d'images satellitaires hyperspectrales Hyperion de 30m de résolution spatiale. Ces données, acquises au-dessus de la ville de New-York, ont montré une forte corrélation des réflectances de surface dans le SWIR et dans le visible (pour des longueurs d'onde inférieures à 700nm). Les luminances atmosphériques sont alors inversées à partir de ces mêmes images en utilisant ces nouveaux coefficients, et sont comparées avec la luminance atmosphérique simulée à partir de données AERONET. Cette comparaison a montré une très bonne concordance de ces termes, cependant, aucune comparaison n'est présentée pour les épaisseurs optiques.

Une autre méthode utilisant une estimation de la réflectance de surface et adaptée cette fois spécifiquement aux instruments hyperspectraux a été présentée dans Bojinski *et al.*, 2004 : la méthode ARIA (Aerosol Retrieval by Interrelated Abundances). Celle-ci semble très intéressante et a été utilisée sur des milieux urbains. Cette technique, tout comme la méthode de Kaufman, s'appuie sur une estimation des réflectances de surface dans le visible à partir de mesures de celles-ci dans le SWIR. Son principe consiste à caractériser la surface dans le SWIR par une méthode de démixage à partir d'une base de données de réflectances. Les réflectances des pixels étudiés dans le visible sont alors extrapolées à partir des spectres des surfaces inversées dans l'infrarouge et l'épaisseur optique des aérosols est déterminée à 550nm (pour tous les pixels de l'image) pour un modèle d'aérosols donné. Cette méthode a été appliquée sur des images aéroportées AVIRIS acquises au-dessus de la région de Los Angeles (Bojinski *et al.*, 2004). Malheureusement, dans cette étude, aucune validation n'est réalisée à partir de mesures terrain et la qualité de l'inversion ne peut donc être évaluée.

1.1.1.2 A partir de données multi-temporelles

La couverture temporelle importante des capteurs satellitaires offre des possibilités considérables pour la télédétection des aérosols. La méthode dite de « réduction de contraste » (*Holben et al., 1992*) est basée sur l'utilisation de ces données multi-temporelles. Elle présente de nombreux avantages dont la caractérisation des particules atmosphériques même au-dessus de surfaces très réfléchissantes. Cette technique présente également l'avantage de ne pas être contrainte par la résolution spatiale ou la configuration spectrale de l'instrument.

Elle se base sur l'observation de deux pixels voisins d'une même image. En effectuant l'hypothèse de phénomènes atmosphériques identiques influant sur les luminances mesurées pour ces deux pixels (luminances atmosphériques et d'environnement égales) les équations 24, 26 et 27 (pages 64 et 65) permettent d'écrire :

$$\Delta L^* = \mu_s \cdot E_s \cdot T \cdot \frac{(\rho_c^1 - \rho_c^2)}{\pi} \quad (51)$$

avec ρ_c^1 et ρ_c^2 les réflectances des deux surfaces observées et T un terme de transmission atmosphérique.

Le fonctionnement de cette méthode se base sur une estimation de ces réflectances de surface. Celles-ci sont effectuées à un autre moment pour une atmosphère dépourvue d'aérosols. Les particules sont alors caractérisés (cf. partie III.1.1.2) à partir du terme de transmission atmosphérique.

Les précisions obtenues à l'aide de données satellitaires AVHRR sont de l'ordre de 0,10 (*Holben et al., 1992*). Cependant, cette technique possède plusieurs inconvénients. Elle nécessite tout d'abord avoir à disposition une acquisition réalisée pour une atmosphère dégagée d'aérosols, celle-ci servant de référence. Ensuite, les surfaces pouvant présenter des caractéristiques bidirectionnelles, des précautions sont nécessaires afin de minimiser leurs effets. Enfin, et c'est le principal problème posé par cette technique, les surfaces peuvent évoluer au cours du temps et donc perturber les inversions, bien que des travaux aient été réalisés afin d'identifier ces zones et ainsi éviter leur utilisation (*Tanré et al., 1992*).

Cette méthode a été appliquée en zones urbaines afin d'estimer les épaisseurs optiques des aérosols (*Sifakis et al., 2003, Sifakis & Deschamps, 1992*). Différentes études ont été réalisées afin de montrer sa validité au-dessus de différentes villes, notamment Athènes, pour l'étude et le suivi de la pollution. Les données à haute résolution spatiale utilisées sont notamment des images SPOT (*Sifakis & Deschamps, 1992, Sifakis et al., 2003*) et Landsat (*Sifakis et al., 1998, Sifakis et al., 2003, Retalis et al., 1999*). Ces algorithmes mis en œuvre permettent de tenir compte des variations temporelles des réflectances de sol (*Sifakis et al., 1998*) et d'extrapoler de façon statistique les inversions effectuées à des pixels non utilisables, à cause notamment de la couverture nuageuse (*Kanaroglou et al., 2002*). Cependant, ces études visent uniquement à établir des corrélations entre les épaisseurs optiques mesurées par télédétection et les taux de PM₁₀ (particules de diamètre inférieur à 10µm) mesurés au niveau du sol. Ces études ne présentent donc pas de comparaisons avec des mesures d'épaisseur optique.

1.1.1.3 A partir d'observations multi-angulaires

Cette technique repose sur l'observation d'une même cible sous différents angles de visée. Elle a été développée spécialement pour des capteurs tels que ATSR-2 permettant deux visées (nadir et avant), et MISR permettant jusqu'à 9 visées (nadir, 4 visées avant et 4 visées arrières).

Le principal intérêt de ces instruments est qu'ils permettent, par l'observation d'une même surface sous différentes inclinaisons, à la fois de bonnes estimations des épaisseurs optiques des aérosols, mais également la détermination de la réflectance de surface. Ceci est réalisé en sélectionnant le modèle d'aérosols, l'épaisseur optique ainsi que la réflectance de surface qui permettent de décrire le mieux les mesures effectuées dans les différentes visées (*Veeffkind et al., 1998, Martonchik et al., 1998, Martonchik et al., 2004*). Avec cette technique, l'inversion des aérosols au-dessus de zones très réfléchissantes est possible.

Les précisions obtenues sont généralement de l'ordre de 0,05 à 0,10. Par exemple, *de Leeuw & Schoemaker, 2005*, rapporte des précisions obtenues avec l'instrument AATSR (*Llewellyn-Jones et al., 2001*) de l'ordre de 0,05 à 0,06 et *Martonchick et al., 1998* fait état de précisions obtenues avec l'instrument MISR de l'ordre de 0,05 pour des épaisseurs optiques inférieures à 0,50 et de l'ordre de 10% sinon.

1.1.1.4 Utilisation de la polarisation de la lumière par le sol

Cette méthode (*Leroy et al., 1997*), développée pour l'instrument POLDER, est basée sur les capacités différentes des surfaces terrestres et des aérosols à polariser la lumière. Alors que la lumière réfléchiée par le sol présente une très faible polarisation, la lumière diffusée par les aérosols est, elle, fortement polarisée. Par conséquent, la contribution des aérosols au signal détecté en haut de l'atmosphère est plus importante pour la lumière polarisée. L'utilisation d'un instrument sensible à cette composante permet donc de détecter plus facilement ces particules. Bien que la composante de surface soit alors faible, il est tout de même nécessaire de l'estimer. Cela est notamment fait en utilisant des bases de données de réflectances bidirectionnelles polarisées de surface (*Nadal & Bréon, 1999*).

Avec cette méthode, des précisions typiques de l'ordre de 0,05 ont été constatées sur l'inversion des épaisseurs optiques des aérosols (*Léon et al., 1999*).

1.1.2 Principe général de la caractérisation des aérosols

Les grandeurs inversées à partir des méthodes présentées précédemment ne permettent pas de caractériser directement les aérosols mais d'estimer des composantes du signal (la luminance atmosphérique par exemple) dépendant de ces particules. Afin de remonter à leurs propriétés optiques et/ou microphysiques, des calculs radiatifs sont effectués dans les conditions expérimentales de l'acquisition étudiée, pour différentes distributions d'aérosols (épaisseur optique, voire modèle de particules) et parfois pour différentes réflectances de surface. La grandeur inversée est alors comparée aux résultats de ces simulations et la distribution permettant la meilleure modélisation du signal (selon un critère donné) est conservée.

En pratique, pour réaliser ces calculs de transfert radiatif, les données connues sont les conditions d'observation et d'éclairement avec lesquelles sont obtenues les acquisitions. Certaines

données peuvent également être supposées suivant les techniques d'inversion comme la réflectance de la surface ou un modèle d'aérosols (*cf. partie I.1.3.1*), celui-ci étant alors généralement obtenu par l'intermédiaire d'une climatologie (*cf. partie I.1.3.3, e.g. Levy et al., 2009*).

Lorsque le modèle d'aérosols est donné a priori, le critère utilisé pour estimer l'épaisseur optique est généralement la minimisation de l'écart entre les luminances mesurées en entrée d'instrument et les luminances simulées (*e.g. Levy et al., 2009*). En revanche, lorsque le modèle est également une entrée de la procédure d'inversion, un critère supplémentaire est nécessaire, généralement basé sur la conservation du coefficient d'Angström (*e.g. Santer, 2000*). Cela signifie que la dépendance spectrale de l'épaisseur optique inversée doit correspondre au coefficient d'Angström du modèle retenu par l'inversion.

Il faut noter que l'inversion des épaisseurs optiques dépend fortement du ou des modèles utilisés dans la procédure. *Vermote et al., 2002* montre par exemple que l'utilisation a priori d'un modèle d'aérosols continental entraîne, avec l'algorithme d'inversion de VIIRS au-dessus des terres émergées, des écarts de l'ordre de $\pm(0,05 + 0,20 \cdot \tau_a)$ en fonction des sites étudiés et des bandes spectrales utilisées. Leur choix est donc un facteur important pour la qualité de l'inversion des épaisseurs optiques.

La mise en œuvre opérationnelle de ces méthodes repose sur l'exploitation de tables pré-calculées ou Look-Up Tables (LUT). Ces LUT sont des tables de correspondance reliant les résultats de simulations directes à différentes valeurs des données d'entrée. Les grandeurs contenues dans celles-ci (luminance entrée capteur, transmission, etc.) ainsi que les variables utilisées pour la réalisation des calculs (conditions d'observation et d'éclairement, épaisseurs optiques aérosols, modèles d'aérosols, etc.) et le pas de discrétisation de celles-ci dépendent des méthodes utilisées.

La caractérisation des aérosols consiste alors à sélectionner dans la table (à partir des données connues) la grandeur correspondant le mieux à la valeur obtenue à partir des mesures. Ceci permet donc d'obtenir pour chaque inversion une valeur des inconnues du problème (un modèle d'aérosol et une épaisseur optique spectrale par exemple).

L'intérêt principal de cette méthode est de s'affranchir de la réalisation de calculs radiatifs et ainsi de gagner en temps de traitement. En revanche, elles sont très longues à générer et une fois obtenues, il est difficile de les modifier.

1.2 Une méthode adaptée à la très haute résolution spatiale et aux milieux urbains : méthode ombre/soleil « par différence »

Une méthode spécifiquement adaptée à la très haute résolution spatiale a été présentée dans *Vincent et al., 2005* et *Vincent, 2006*. Par la suite, cette méthode sera appelée « méthode ombre/soleil par différence ».

Celle-ci est particulièrement intéressante dans le cadre de ce travail car elle permet la caractérisation des aérosols à partir d'une seule acquisition de tout instrument à très haute résolution

spatiale. Elle a en effet été conçue pour être utilisée pour des instruments satellitaires commerciaux multispectraux, notamment Quickbird (résolution spatiale de 2,4m en mode multispectral).

Cette technique est basée sur l'observation de transitions entre des zones à l'ombre et des zones au soleil (cf. *Figure 44*). Elle présente l'avantage d'inverser l'épaisseur optique des aérosols en faisant peu d'hypothèses et en ne nécessitant pas la connaissance de la géométrie de la scène. Cependant, elle requiert l'estimation des réflectances des surfaces observées.



Figure 44. Observation de transitions ombre/soleil à partir d'une composition colorée PELICAN (résolution spatiale de 20cm). Les points O et S représentent respectivement un pixel à l'ombre et un pixel au soleil correspondant à des matériaux de même nature (ici de l'enrobé).

Cette technique a été testée avec des acquisitions Quickbird pour différents environnements en comparant les résultats aux produits AERONET (Vincent, 2006). Elle a montré de bons résultats pour des surfaces de réflectances supérieures à 0,15 avec des précisions de $\pm 0,04$ sur les épaisseurs optiques. Cependant, en milieu urbain, la comparaison montre des écarts importants, voire des résultats aberrants, qui s'expliquent principalement par une mauvaise estimation des réflectances des surfaces utilisées.

Bien que de mauvais résultats aient été présentés dans la littérature pour ces environnements, il est tentant d'étudier un peu plus cette méthode pour voir s'il n'est pas possible de l'améliorer ou de l'utiliser dans certaines conditions particulières.

Dans un premier temps, le principe de cette technique est décrit et les informations obtenues sur les aérosols sont présentées. Ensuite, les limitations de cette méthode sont étudiées.

1.2.1 Présentation

Un schéma de principe de cette méthode est présenté en *Figure 45*.

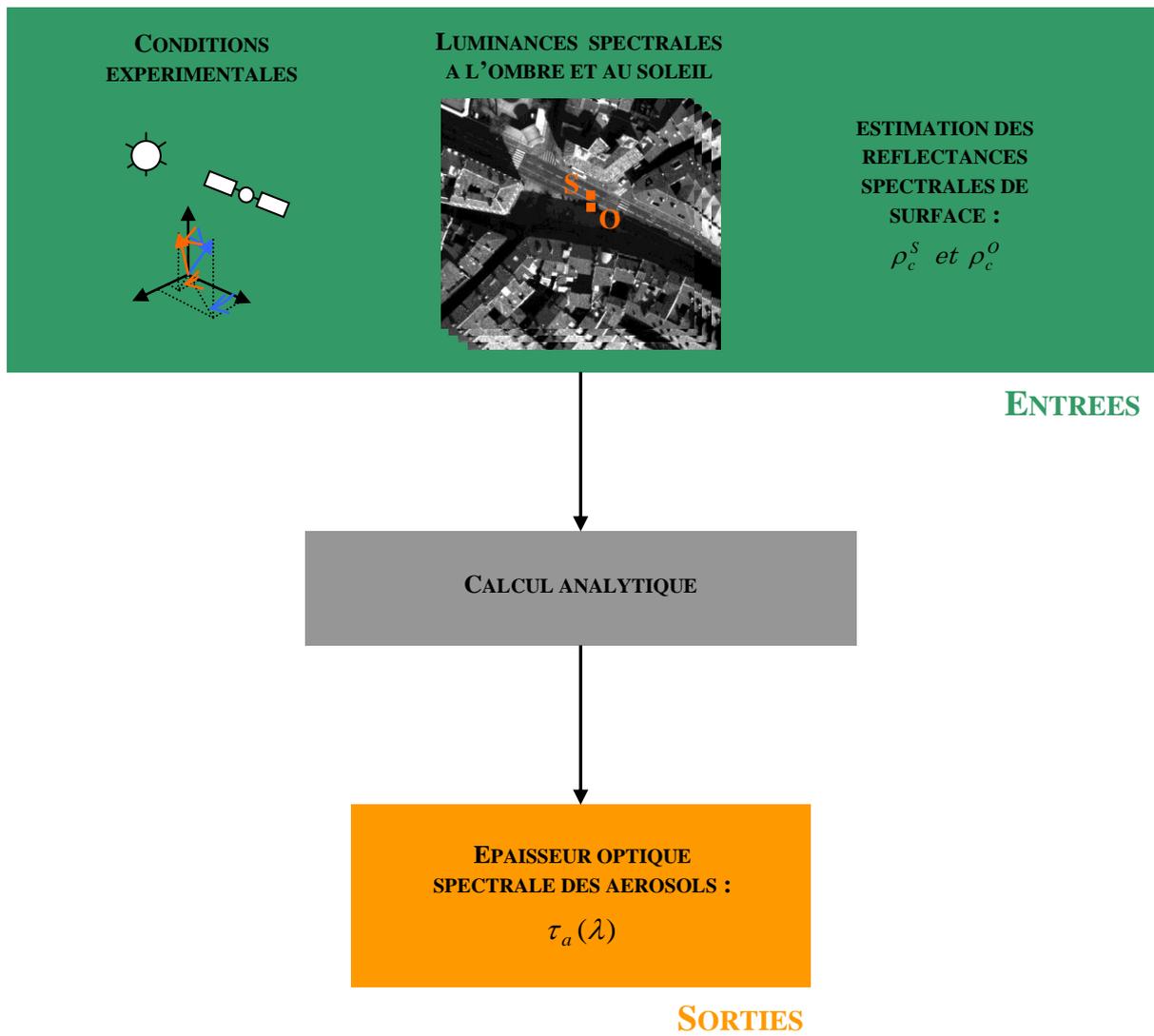


Figure 45. Schéma de principe de la méthode ombre/soleil « par différence ».

1.2.1.1 Principe

Le principe général de la méthode présentée par *Vincent et al., 2005* et *Vincent, 2006* est réutilisé mais adapté au formalisme adopté dans le cadre de ce travail (*cf. partie II.1.3.1*) et généralisé à l'utilisation d'instruments aéroportés ou satellitaires.

Dans cette partie, les grandeurs radiatives utilisées dans les équations sont des grandeurs spectrales. Néanmoins, afin d'alléger les notations, la longueur d'onde n'apparaît pas dans celles-ci.

En reprenant le formalisme utilisé dans ce document, le signal mesuré en entrée de l'instrument s'écrit :

$$L^* = L_{atm} + L_{env} + (E_{dir} + E_{diff} + E_{coup} + E_{refl}) \cdot \frac{\rho_c}{\pi} \cdot T_{dir}^{\uparrow} \quad (52)$$

avec ρ_c la réflectance de la cible, lambertienne ou bidirectionnelle et T_{dir}^{\uparrow} la transmission directe montante entre la cible et l'instrument.

Dans le cas de l'observation de deux surfaces S et O proches (*cf. Figure 44, page 116*), respectivement au soleil et à l'ombre, les luminances atmosphériques et d'environnement sont sensiblement les mêmes comme cela a été expliqué à la *partie II.3.2.1*. Il est donc raisonnable de faire les approximations suivantes :

$$L_{atm}^S = L_{atm}^O \quad (53)$$

$$L_{env}^S = L_{env}^O \quad (54)$$

De même, si ces surfaces sont très proches, il est raisonnable de considérer que les éclairagements diffus, de couplage et réfléchis sont très proches (*cf. partie II.3.2.1*). En effet, ces grandeurs varient lentement (à l'échelle de la résolution spatiale utilisée) en fonction de leur localisation dans le paysage. Cela donne donc :

$$E_{diff}^S + E_{coup}^S + E_{refl}^S = E_{diff}^O + E_{coup}^O + E_{refl}^O \quad (55)$$

En faisant l'hypothèse que les surfaces observées ont les mêmes propriétés radiatives, cela donne de plus :

$$\rho_c^S = \rho_c^O = \rho_c \quad (56)$$

Finalement, en considérant que la surface S au soleil et que la surface O à l'ombre (E_{dir}^O est nul) ont les mêmes propriétés radiatives (autrement dit qu'elles correspondent à des matériaux identiques), la différence de luminance mesurée pour ces surfaces s'écrit alors :

$$L^*_{S-O} = L^*_{S} - L^*_{O} = E_{dir}^S \cdot \frac{\rho_c}{\pi} \cdot T_{dir}^{\uparrow} \quad (57)$$

$$L^*_{S-O} = \mu_S E_S \cdot T_{dir}^{\downarrow} \cdot \frac{\rho_c}{\pi} \cdot T_{dir}^{\uparrow} \quad (58)$$

avec T_{dir}^{\downarrow} et T_{dir}^{\uparrow} les transmission directes descendante et montante de l'atmosphère, E_S l'éclairement solaire en haut de l'atmosphère et μ_S le cosinus de l'angle zénithal solaire. Les transmissions directes dans l'atmosphère correspondant à l'extinction du signal par l'atmosphère s'expriment de la manière suivante :

$$T_{dir}^{\downarrow} = e^{-\frac{\tau_a^{\downarrow} + \tau_m^{\downarrow}}{\mu_S}} \quad (59)$$

$$T_{dir}^{\uparrow} = e^{-\frac{\tau_a^{\uparrow} + \tau_m^{\uparrow}}{\mu_V}} \quad (60)$$

où μ_V correspond au cosinus de l'angle zénithal de visée, τ_a^{\downarrow} et τ_m^{\downarrow} représentent respectivement l'épaisseur optique des aérosols et des molécules entre la scène et le haut de l'atmosphère, et τ_a^{\uparrow} et τ_m^{\uparrow} sont respectivement l'épaisseur optique des aérosols et des molécules entre la scène et l'altitude de l'instrument. Bien entendu, dans le cas d'un capteur satellitaire, en effectuant l'hypothèse d'une atmosphère invariante horizontalement, les épaisseurs optiques montantes et descendantes sont égales.

La différence de luminance observée entre la zone au soleil et la zone à l'ombre s'écrit alors :

$$L^*_{S-O} = \mu_S \cdot E_S \cdot \frac{\rho_c}{\pi} \cdot e^{-\alpha_a \cdot \tau_a^{\downarrow} - \alpha_m \cdot \tau_m^{\downarrow}} \quad (61)$$

avec :

$$\alpha_a = \left(\frac{1}{\mu_S} + \frac{\tau_a^{\uparrow}}{\tau_a^{\downarrow} \cdot \mu_V} \right) \quad (62)$$

$$\alpha_m = \left(\frac{1}{\mu_S} + \frac{\tau_m^{\uparrow}}{\tau_m^{\downarrow} \cdot \mu_V} \right) \quad (63)$$

Les termes α_a et α_m sont ici des termes géométriques dépendant de l'inclinaison solaire, de l'inclinaison de l'instrument et des répartitions verticales des aérosols et des molécules.

Ceci aboutit à l'équation d'inversion :

$$\tau_a^{\downarrow} = \frac{\ln\left(\frac{\rho_c \cdot \mu_S \cdot E_{TOA}}{\pi \cdot L^*_{S-O}}\right) - \alpha_m \cdot \tau_m^{\downarrow}}{\alpha_a} \quad (64)$$

Finalement cette méthode permet d'obtenir une relation simple liant la différence de luminance mesurée en entrée du capteur et l'épaisseur optique des aérosols, par l'intermédiaire des conditions d'éclairement, de l'atmosphère moléculaire, de la distribution verticale des aérosols (dans le cas d'une observation aéroportée), et de la réflectance de surface des cibles observées. De plus, dans cette équation, la géométrie de la scène n'intervient pas dans la résolution de ce problème, ce qui en fait son principal intérêt.

Pour pouvoir l'utiliser, il faut tout de même veiller à rester dans le cadre des approximations définies précédemment.

1.2.1.2 Caractérisation des aérosols

La caractérisation des aérosols est réalisée à partir de l'estimation des épaisseurs optiques. Elle ne donne donc pas accès à leurs albédos de simple diffusion et à leurs fonctions de phases. Cependant, cette méthode permet, à partir des épaisseurs optiques spectrales, la détermination du coefficient d'Angström et donc l'obtention d'une indication sur leurs tailles (*cf. partie I.1.2.2.1*).

La résolution de cette équation est analytique, et de fait, simple à mettre en œuvre. Les conditions d'observation et d'éclairement étant supposées connues, tout comme l'atmosphère moléculaire, les paramètres à fixer sont la distribution verticale des aérosols ainsi que la réflectance des cibles.

L'atmosphère étant supposée homogène horizontalement, la connaissance de la distribution verticale des aérosols n'est nécessaire que dans le cas d'acquisitions aéroportées. Sans données terrain (obtenues par lidar par exemple), celle-ci est définie a priori et sera d'autant plus imprécise que l'instrument sera bas dans l'atmosphère. Les propriétés radiatives de la surface doivent également être estimées et ce point est ici le plus délicat. Sans mesure terrain (ce qui est supposé), il est nécessaire de fixer a priori la valeur des réflectances de surface. Or, du fait de la forte variabilité des matériaux présents en milieu urbain (*cf. partie II.1.2*), une forte incertitude sur leurs valeurs est possible.

1.2.2 Précision

Il est possible d'évaluer la sensibilité de cette méthode à deux principales sources d'erreur directement à partir de l'équation d'inversion : l'estimation de la réflectance de surface et la précision de l'étalonnage radiométrique de l'instrument.

En supposant ces erreurs indépendantes et en négligeant les autres sources d'erreur, la différenciation de l'équation 64 donne :

$$\alpha_a \cdot d\tau_a = \frac{d\rho_c}{\rho_c} - \frac{dL^*_{s-o}}{L^*_{s-o}} \quad (65)$$

Ainsi, l'erreur commise sur l'estimation de l'épaisseur optique des aérosols par une mauvaise estimation des réflectances des cibles (supposées égales au soleil et à l'ombre) s'écrit :

$$\Delta\tau_a^{refl} = \frac{\Delta\rho_c}{\alpha_a \cdot \rho_c} \quad (66)$$

L'erreur sur l'épaisseur optique est directement proportionnelle à l'erreur relative sur la réflectance de surface. De plus, elle est indépendante de l'épaisseur optique. Les inversions réalisées pour de faibles concentrations d'aérosols sont donc très sensibles à ce paramètre. Il faut noter qu'une augmentation de l'inclinaison solaire et de l'inclinaison du capteur diminue l'erreur engendrée, alors qu'une diminution de l'altitude de l'instrument (dans le cas d'une simulation aéroportée) l'augmente : plus le trajet direct de la lumière augmente et plus l'erreur diminue.

Pour quantifier cette erreur, il est intéressant d'évaluer les erreurs commises typiquement dans les inversions des réflectances de surface par télédétection. Les performances du code ICARE (Inversion Code for urban Areas Reflectance Extraction, *Lachérade et al., 2008, Lachérade, 2006*)

développé spécifiquement pour les milieux urbains sont prises ici comme référence. Ce code permet, à partir d'images multispectrales et d'un modèle vecteur de la scène observée, d'estimer la réflectance de surface avec une précision de l'ordre de 0,04 (*Lachérade et al., 2008*).

Dans le cas courant d'une visée nadir, avec un capteur satellitaire ou un capteur aéroporté suffisamment haut pour supposer que l'épaisseur optique sous l'avion est égale à l'épaisseur optique totale, α_a s'écrit :

$$\alpha_a = \frac{1}{\mu_s} + 1 \quad (67)$$

Pour une inclinaison solaire moyenne de 45° ($\alpha_a = 2,4$), les erreurs obtenues pour une surface relativement sombre de réflectance 0,10 et pour une surface réfléchissante de 0,30 sont respectivement de 0,17 et de 0,05. Ces erreurs peuvent donc être très importantes et même beaucoup plus que celles attendues avec les méthodes présentées à la *partie III.1.1.1*. Ces résultats montrent que cette technique est surtout efficace pour les surfaces très réfléchissantes pour lesquelles les erreurs relatives commises sur l'estimation des réflectances de surfaces seront plus faibles. Ceci explique en partie les résultats présentés par *Vincent, 2006*, meilleurs pour des surfaces très réfléchissantes.

De même, l'erreur commise sur l'estimation de l'épaisseur optique des aérosols par un mauvais étalonnage radiométrique de l'instrument s'écrit :

$$\Delta\tau_a^{étal} = \frac{\Delta L^*_{s-o}}{\alpha_a \cdot L^*_{s-o}} \quad (68)$$

Ainsi, l'erreur sur l'épaisseur optique est directement proportionnelle à l'erreur relative sur l'étalonnage et indépendante de l'épaisseur optique. Les inversions réalisées pour de faibles concentrations de particules sont donc aussi très sensibles à ce paramètre. Cette relation montre ici encore qu'une augmentation du trajet direct de la lumière tend à diminuer l'erreur commise sur cette estimation.

Pour une observation au nadir, une inclinaison solaire de 45° et des erreurs d'étalonnage de $\pm 2\%$, $\pm 5\%$ et $\pm 10\%$, l'erreur sur l'épaisseur optique est respectivement de l'ordre de $\pm 0,01$, $\pm 0,02$ et $\pm 0,04$. Un étalonnage imprécis de l'instrument utilisé peut donc être préjudiciable.

Une autre source d'erreur de cette méthode est liée à la variabilité spatiale des surfaces observées engendrant des propriétés radiatives légèrement différentes pour ces surfaces. En effet, cette variabilité implique que l'équation d'inversion n'est plus valide. Cependant, cette source d'erreur est un bruit et non un biais comme précédemment, et elle peut ainsi a priori être limitée par la réalisation d'un nombre conséquent d'inversions.

Finalement, il apparaît que certains choix pertinents doivent être fait par l'utilisateur pour optimiser l'inversion de l'épaisseur optique avec cette technique : travailler sur les surfaces les plus réfléchissantes possibles et utiliser des données pour lesquelles les inclinaisons du soleil et de l'instrument sont les plus importantes.

1.3 Discussions

Il est essentiel de se demander à ce stade du travail si, parmi les méthodes présentées précédemment, une ou plusieurs d'entre elles peuvent être utilisées voire améliorées afin de répondre à la problématique de cette thèse ou si il faut au contraire en développer une nouvelle. Cette décision doit se faire en fonction des performances des techniques existantes et des spécificités du problème posé.

1.3.1 Sur l'utilisation des méthodes existantes

Comme cela a été expliqué en introduction de ce document, les contraintes fixées pour ce travail sont la caractérisation des aérosols urbains à partir d'une image à très haute résolution spatiale, satellitaire ou aéroportée, en privilégiant les données dans le visible et le proche infrarouge.

Etant donné ces contraintes, certaines techniques sont exclues d'emblée, à savoir la méthode de réduction de contraste et l'utilisation d'acquisitions multi-angulaires. Bien que performantes pour la caractérisation des aérosols, celles-ci nécessitent l'emploi de plusieurs acquisitions pour réaliser l'inversion. De même, l'utilisation de la polarisation de la lumière ne peut être retenue car les instruments potentiellement utilisables dans le cadre de ce travail (*cf. Introduction*) ne peuvent la mesurer.

Ensuite les méthodes basées sur l'estimation de la réflectance de surface a priori ou à l'aide d'une mesure dans le SWIR sont également exclues. En effet, étant donné la diversité des propriétés optiques des matériaux urbains (*cf. partie II.1.2*), une estimation a priori de cette réflectance semble difficile. L'utilisation privilégiée du visible et du proche infrarouge fixée dans ce travail exclue également l'utilisation du SWIR.

La méthode ombre/soleil détaillée précédemment semble en revanche intéressante. En effet, c'est la seule technique présentée dans la littérature tirant pleinement partie de la très haute résolution spatiale et à première vue utilisable facilement en milieu urbain par l'observation de transitions ombre/soleil.

Cependant, les erreurs obtenues avec cette méthode peuvent être très importantes, notamment à cause de la difficulté de connaître précisément la réflectance des surfaces utilisées. Cela peut ainsi entraîner des erreurs bien supérieures à celles commises typiquement au-dessus des terres émergées de l'ordre de 0,05 à 0,10 (*cf. III.1.1.1*). De plus, cette méthode est très sensible à l'étalonnage radiométrique absolu de l'instrument employé.

L'intérêt de cette technique est également limité pour la réalisation de corrections atmosphériques d'images car elle ne permet d'estimer que l'épaisseur optique des aérosols. Cette technique ne fournit donc aucune indication quant aux albédos de simple diffusion des aérosols et à leurs fonctions de phase. Or, cela est essentiel pour réaliser des compensations atmosphériques performantes (*cf. partie II.3*).

Cette méthode semble donc être plutôt destinée à une utilisation ponctuelle en milieu urbain, pour des surfaces de réflectance connue ou pour des surfaces très réfléchissantes. Elle peut ainsi être utilisée en complément d'une autre technique mais n'est en aucun cas pertinente pour une utilisation exclusive.

Finalement, ces différents éléments ont incité à développer une nouvelle technique d'inversion des aérosols.

1.3.2 Sur la mise en œuvre d'une méthode originale

Comme cela a été expliqué à la *partie III.1.1.1*, la principale difficulté de l'inversion des aérosols urbains est de s'affranchir de la composante provenant de la surface ou de l'estimer correctement. Le développement d'une méthode originale doit se faire dans cette optique.

L'utilisation de pixels très sombres dans le but de négliger cette composante ne semble pas appropriée à ce type de milieu, celui-ci étant plutôt réfléchissant. De même, l'estimation a priori de réflectances pour les surfaces étudiées est difficile étant donné la variabilité spectrale de ces milieux (*cf. partie II.1.2*). Enfin, essayer de caractériser à la fois les aérosols et la surface à partir de données dans le visible et le proche infrarouge n'est pas réaliste. D'une part, l'inversion de ces deux paramètres à partir d'une seule bande spectrale ne peut être réalisée sans ambiguïté à cause d'un nombre trop important de variables à déterminer. D'autre part, d'éventuelles corrélations des propriétés radiatives des surfaces urbaines n'ont pas été montrées à ces longueurs d'onde, ne permettant pas de simplifier le problème en combinant des observations à différentes longueurs d'onde (*cf. partie III.1.1.1*). Les *équations 26 et 27 (page 65)* ne semblent donc pas adaptées pour résoudre le problème posé.

Une manière de résoudre ce problème est de s'affranchir de la réflectance de surface en observant des matériaux similaires dans des conditions différentes. Ceci peut être réalisé en mettant en œuvre une autre méthode ombre/soleil, ce qui fait l'objet de la partie suivante.

2. PRESENTATION D'UNE PROCEDURE ORIGINALE DE CARACTERISATION DES PROPRIETES OPTIQUES DES AEROSOLS URBAINS

Une procédure originale de télédétection des aérosols en milieu urbain est présentée dans cette partie.

Dans un premier temps, le principe de la méthode de caractérisation est expliqué. Celle-ci est basée, comme la méthode « par différence », sur l'observation de transitions entre des zones d'ombre et des zones au soleil. Afin de mettre en œuvre cette technique, un code d'inversion est développé : OSIS (Observation of Shadows for aerosols Inversion over 3d Scenes). Celui-ci est décrit dans un second temps. Enfin, cette méthode reposant sur l'utilisation d'une base de données de propriétés optiques des aérosols, celle-ci est présentée.

2.1 Méthode ombre/soleil « du rapport »

Cette méthode est basée comme la méthode présentée dans *Vincent et al., 2005* et *Vincent, 2006* sur l'observation de transitions ombre/soleil. Cependant, l'équation d'inversion est différente, tout comme la méthode de résolution utilisée. Dans la suite, cette technique sera appelée « méthode ombre/soleil du rapport ».

Un schéma de principe de cette méthode est présenté en *Figure 46*.

2.1.1 Principe

Cette méthode vise à s'affranchir de l'estimation de la réflectance de surface. Pour mettre en œuvre cette méthode, la connaissance de la géométrie de la scène ou son estimation est nécessaire. Dans le cadre de ce travail, celle-ci est considérée comme connue.

En reprenant l'expression de la luminance en entrée du capteur (*cf. équations 26 et 27, page 65*), le produit de la réflectance de surface par la transmission directe montante s'exprime de la manière suivante :

$$\rho_c \cdot T_{dir}^{\uparrow} = \pi \cdot \frac{L^* - L_{atm} - L_{env}}{E_{dir} + E_{diff} + E_{coup} + E_{refl}} \quad (69)$$

Les réflectances des deux cibles sont supposées égales. De plus, ces deux surfaces étant proches, les angles sous lesquels elles sont vues sont quasiment identiques et les transmissions directes montantes peuvent donc être supposées égales (*cf. équation 60, page 119*). L'éclairement direct étant nul à l'ombre, il en résulte :

$$\frac{L^{*O} - L_{atm}^O - L_{env}^O}{L^{*S} - L_{atm}^S - L_{env}^S} = \frac{E_{diff}^O + E_{coup}^O + E_{refl}^O}{E_{dir}^S + E_{diff}^S + E_{coup}^S + E_{refl}^S} \quad (70)$$

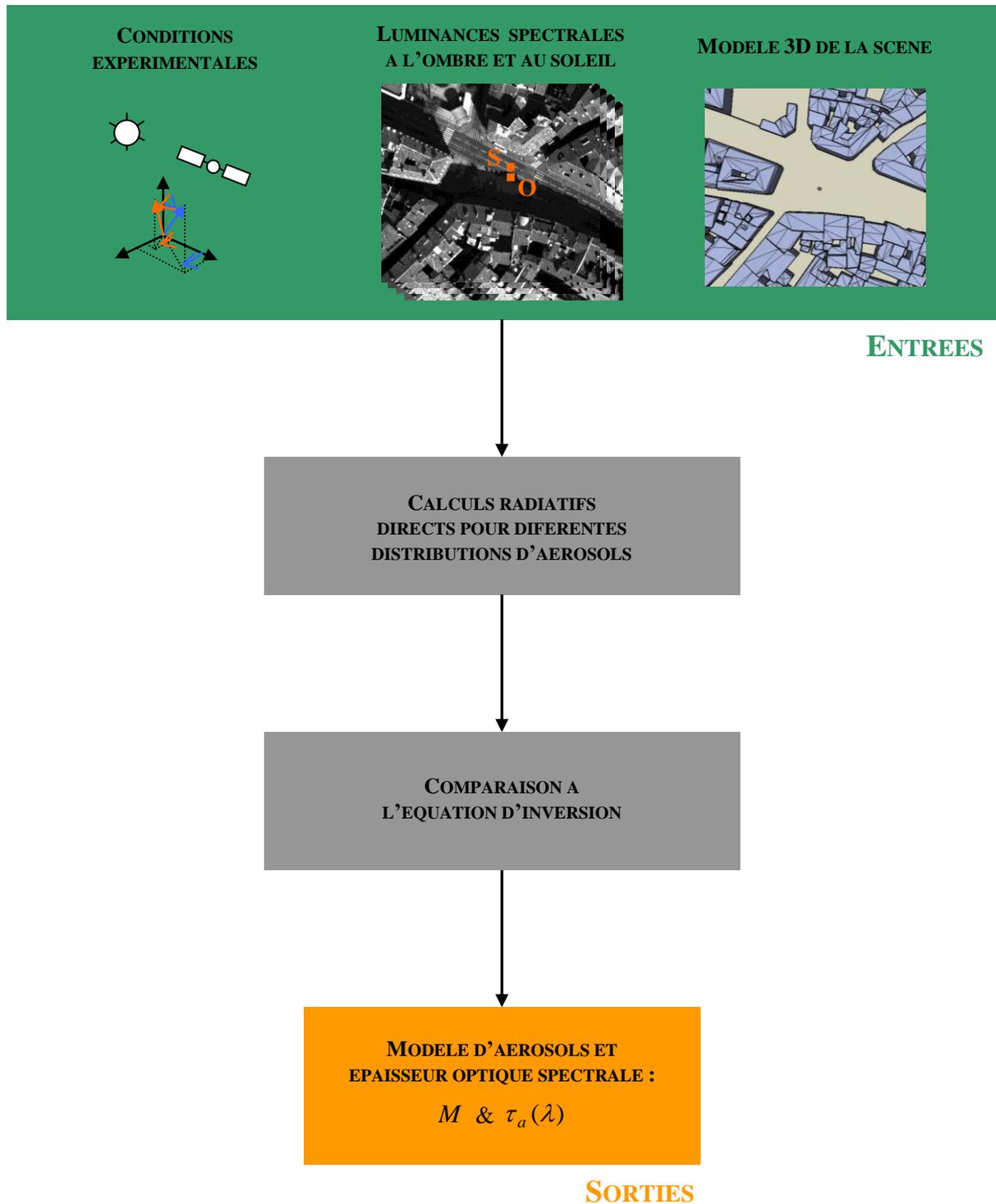


Figure 46. Schéma de principe de la méthode ombre/soleil « du rapport ».

Pour des cibles très proches, il est raisonnable, à la vue des résultats obtenus à la *partie II.3.2.1* de supposer les éclairagements diffus, de couplage et réfléchis égaux au niveau de ces surfaces et les luminances atmosphériques et d'environnement égales dans les directions de celles-ci. Ainsi, l'équation 70 peut, dans le but de simplifier sa résolution, être approximée de la manière suivante :

$$\frac{L^{*O} - L_{atm} - L_{env}}{L^{*S} - L_{atm} - L_{env}} = \frac{E_{diff} + E_{coup} + E_{refl}}{E_{dir} + E_{diff} + E_{coup} + E_{refl}} \quad (71)$$

Cette équation est l'expression de base de la méthode ombre/soleil « du rapport ». Comme cela apparaît dans celle-ci, le principal intérêt de cette technique est que la connaissance de la réflectance des cibles n'est pas requise. Les propriétés radiatives de la scène interviennent par l'intermédiaire des éclairagements de couplage, des éclairagements réfléchis et de la luminance d'environnement, mais ces termes sont secondaires (*cf. partie II.3*). Cependant, contrairement à la méthode par différence, certains des termes radiatifs comme l'éclairagement diffus dépendent fortement de la géométrie de la scène. Celle-ci doit donc être prise en compte pour la résolution de l'équation d'inversion.

2.1.2 Caractérisation des aérosols

La résolution de cette équation ne pouvant être analytique, la méthode adaptée consiste, comme expliqué à la *partie III.1.1.2*, à comparer les observations aux résultats de simulations directes effectuées pour différentes configurations. Cette méthode sera, par abus de langage, appelée « résolution par LUT ».

Les conditions d'observation et d'éclairagement, l'atmosphère moléculaire et la géométrie de la scène étant connues, les inconnues de ce problème sont l'épaisseur optique des aérosols voire le type de particules défini par des propriétés optiques ou microphysiques.

La résolution se fait en effectuant des calculs directs pour chaque combinaison des différentes inconnues. Les termes radiatifs obtenus et les mesures de luminances apparentes sont utilisés pour calculer les deux parties de l'équation d'inversion (*équation 70*). La combinaison permettant de se rapprocher le plus de cette égalité est considérée comme la solution optimale.

Pour utiliser cette technique, il est nécessaire d'estimer chacun des termes radiatifs (E_{dir} , E_{diff} , E_{coup} , E_{refl} , L_{atm} et L_{env}) pour une atmosphère donnée, à partir des données d'entrée. Comme cela a été vu à la *partie II.2* avec le développement d'AMARTIS v2, les calculs radiatifs sont parfaitement maîtrisés pour des problèmes directs. Les propriétés radiatives de l'environnement étant ici inconnues, l'une des principales difficultés est de déterminer les termes radiatifs pour lesquels celles-ci interviennent : E_{coup} , E_{refl} et L_{env} .

Avec cette méthode, il est possible de déterminer, pour un modèle de particules donné, l'épaisseur optique correspondante. Il est également possible d'accéder aux autres propriétés optiques des aérosols (albédos de simple diffusion et fonction de phase) en utilisant pour la résolution différents modèles de particules, ce qui en fait un de ses principaux intérêts. Cependant, il est nécessaire de

sélectionner à la fin de l'inversion un de ces modèles, en utilisant par exemple le coefficient d'Angström (*cf. partie III.1.1.2*).

2.2 Réalisation d'un code d'inversion : OSIS

La mise en œuvre de la méthode « du rapport » a conduit au développement du code OSIS (Observation of Shadows for aerosols Inversion over 3d Scenes).

Tout d'abord, son principe de fonctionnement général est décrit et des informations nécessaires à sa compréhension sont détaillées. Ensuite, ses données d'entrée sont présentées et son fonctionnement est détaillé, notamment la modélisation du signal utilisée et les calculs radiatifs réalisés. Enfin, les sorties d'OSIS sont présentées et une discussion sur la durée des calculs est proposée.

2.2.1 Introduction à OSIS

2.2.1.1 Principe de fonctionnement

OSIS est basé sur la méthode « du rapport » présentée à la partie précédente. Il permet d'associer à un couple de pixels ombre/soleil choisi par l'utilisateur, un type d'aérosols ainsi qu'une épaisseur optique spectrale, à partir notamment d'une image de télédétection multispectrale ou hyperspectrale, de la description 3D de la scène observée et des conditions d'acquisition de l'image.

Son principe consiste à réaliser un calcul radiatif pour chaque combinaison des données d'entrée (modèles d'aérosols et épaisseurs optiques spectrales), et de sélectionner celle qui s'ajuste le mieux aux observations (*cf. partie III.2.1.2*).

Cette inversion se fait en deux étapes. Dans un premier temps, des calculs radiatifs sont effectués dans chaque bande spectrale de l'image pour toutes les combinaisons des entrées et une épaisseur optique spectrale est alors estimée pour chaque distribution d'aérosols à partir de l'équation d'inversion (*cf. équation 70, page 124*). Dans un second temps, un modèle et l'épaisseur optique spectrale correspondante sont sélectionnés en fonction du coefficient d'Angström de celui-ci.

Le principe de fonctionnement d'OSIS est décrit en *Figure 47*.

Dans tout ce qui suit, bien qu'OSIS puisse traiter simultanément plusieurs couples de pixels ombre/soleil, le fonctionnement du code est présenté pour un seul couple afin de simplifier les explications ainsi que les notations.

2.2.1.2 Gestion du transfert radiatif et modélisation de l'atmosphère

A l'instar d'AMARTIS v2, OSIS utilise 6S pour la modélisation de l'atmosphère et la réalisation d'une partie des calculs radiatifs. Cela permet d'avoir des codes direct (AMARTIS v2) et inverse (OSIS) cohérents.

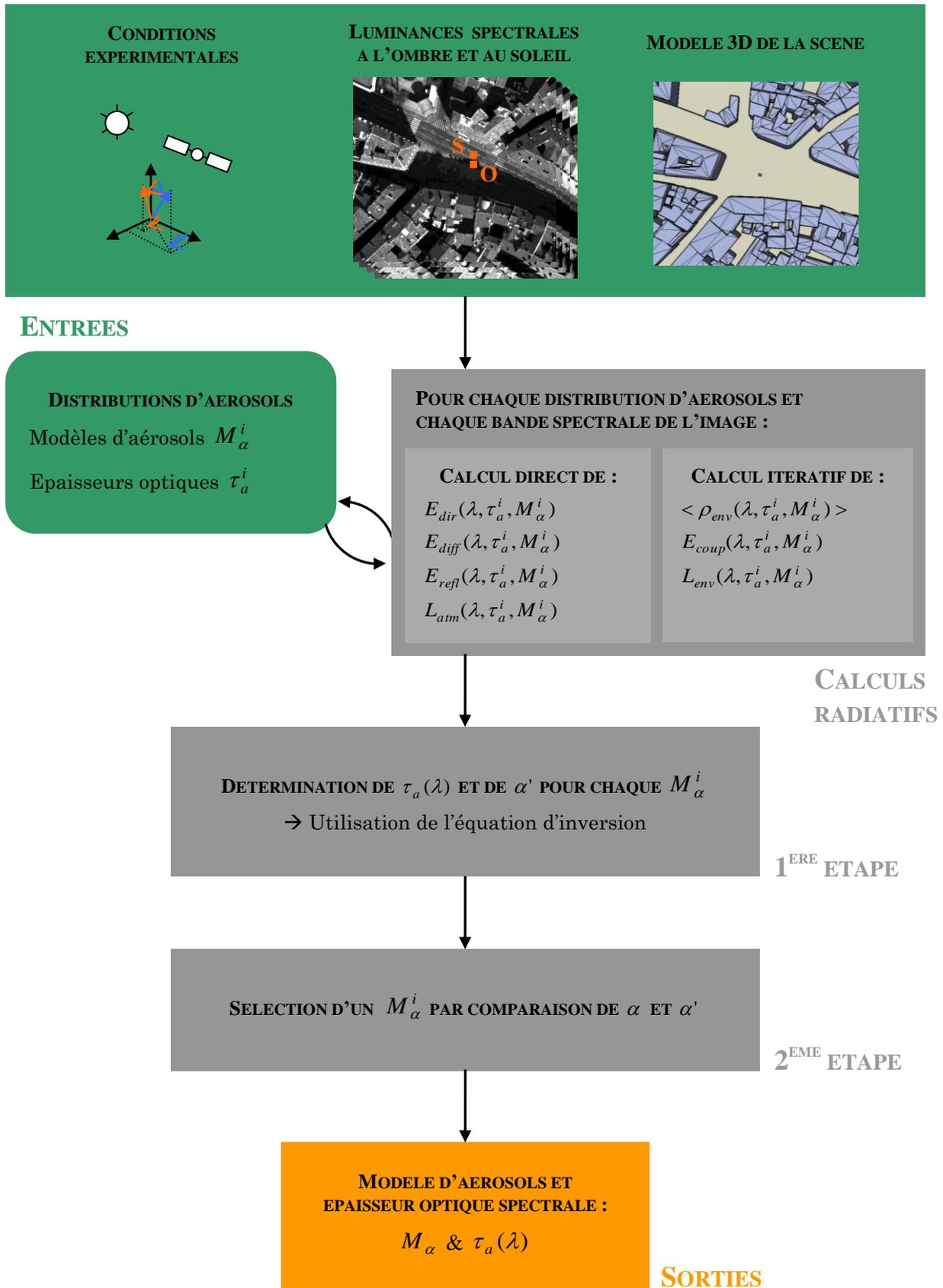


Figure 47. Schéma de principe d'OSIS pour un couple de pixels ombre/soleil donné.

Ainsi, l'atmosphère modélisée pour cette procédure d'inversion est plane et parallèle et les distributions verticales de ses composants (gaz et aérosols, cf. *équation 21*, page 43 pour les aérosols) sont les mêmes que dans 6S.

De même, les possibilités d'OSIS pour la modélisation de ses propriétés radiatives sont les mêmes que celles de 6S. Les distributions d'aérosols utilisées pour l'inversion peuvent ainsi être des modèles standards, des distributions microphysiques (lois multimodales, lois de Junge, etc.) ou des modèles optiques définis par un coefficient d'Angström, un albédo de simple diffusion spectral et une fonction de phase spectrale. La description des gaz peut, elle, se faire au moyen de modèles standards ou par la quantification du contenu en vapeur d'eau et en ozone.

6S permet la réalisation de calculs radiatifs en approximation sol plat. Avec l'information sur la géométrie de la scène obtenue à l'aide d'un modèle vecteur, il devient possible d'estimer les différentes composantes du signal nécessaires à la résolution de l'équation d'inversion.

2.2.1.3 Gestion de la 3D

L'utilisation d'un modèle 3D de la scène a incité à développer un code d'inversion permettant de réutiliser des briques d'AMARTIS v2. Ainsi, ce nouveau code réutilise toute la gestion de la 3D mise en œuvre pour AMARTIS v2 décrite à la *partie II.2.3*.

Les scènes sont donc également modélisées par des modèles vecteurs aux géométries pouvant être complexes. Celles-ci sont toujours discrétisées en facettes triangulaires et associées à un dôme servant à discrétiser angulairement l'espace.

Ainsi, certains calculs radiométriques réalisés dans ce code d'inversion, comme celui de l'éclairement diffus, sont similaires à ceux réalisés dans AMARTIS v2.

2.2.1.4 Gestion des couples ombre/soleil

La caractérisation des aérosols se fait pour certains couples de points ombre/soleil choisis par l'utilisateur sur l'image acquise. Cette image doit être géoréférencée et enregistrée.

La procédure d'inversion n'étant pas entièrement automatique, ces couples de points sont sélectionnés sur l'image de télédétection par l'intermédiaire des coordonnées dans l'image de deux pixels correspondant à deux surfaces a priori similaires de part et d'autre d'une transition ombre/soleil au niveau du sol. C'est l'utilisateur qui doit évaluer si les surfaces correspondent au même matériau ou non. Le code d'inversion va alors associer automatiquement à ces pixels les coordonnées des surfaces correspondantes dans le modèle vecteur.

2.2.2 Les entrées d'OSIS

L'utilisation de cette procédure nécessite plusieurs données d'entrée qui sont :

- *L'image de télédétection.* C'est une image multispectrale à très haute résolution spatiale possédant plusieurs bandes spectrales dans le visible et le proche infrarouge. Cette image représente la luminance en entrée de l'instrument.

- *Le modèle vecteur de la scène.* Ce fichier contient l'information sur la géométrie 3D de la scène : dimensions des bâtiments et altitude. Comme pour AMARTIS v2 (cf. partie II.2.3), ce modèle vecteur est discrétisé en facettes triangulaires. Il faut noter que seuls les bâtiments sont modélisés. Les autres composants de la scène comme les arbres ou les véhicules ne sont pas pris en compte.
- *Des couples de points ombre/soleil.* Ce sont des couples de points situés de part et d'autre de transitions ombre/soleil. Les pixels correspondant à ces points sont sélectionnés par l'utilisateur sur l'image traitée et sont choisis en dehors de zones où des réflexions directionnelles importantes sont identifiées. Au cours des traitements, chacun des points est modélisé pour les calculs radiatifs par une facette du modèle 3D (cf. partie II.2.2.1.3).
- *Des distributions d'aérosols.* Ces distributions sont utilisées pour les calculs radiatifs réalisés au cours de l'inversion. Elles correspondent à différentes valeurs des épaisseurs optiques (décrites dans une table) et à un ou plusieurs modèles d'aérosols définis par leurs propriétés optiques ou microphysiques. Les aérosols peuvent être modélisés de différentes manières mais ces distributions doivent être caractérisées par des coefficients d'Angström différents.
- *Les conditions de prise de vue.* Ce sont les conditions d'observation de la scène décrites par l'altitude de l'instrument et les angles zénithal et azimutal de visée (cf. Figure 1, page 11) et les conditions d'éclairage décrites par la date de la prise de vue et les angles zénithal et azimutal solaires (cf. Figure 1, page 11).
- *L'atmosphère gazeuse.* Elle est définie par un des modèles de 6S.
- *Une estimation de la réflectance spectrale moyenne des murs des bâtiments.* Cette donnée est utilisée pour l'estimation des éclairages réfléchis lors des calculs radiatifs. Cette réflectance est spectrale et doit être donnée aux longueurs d'onde auxquelles sont réalisés les calculs radiatifs.

2.2.3 Modélisation du signal adaptée à l'inversion

Pour utiliser cette technique d'inversion, le calcul de toutes les composantes du signal à l'exception de L_{dir} (E_{dir} , E_{diff} , E_{coup} , E_{refl} , L_{atm} et L_{env}) est réalisé pour plusieurs distributions de particules et plusieurs longueurs d'onde.

Dans le cas d'un problème direct, c'est-à-dire de la réalisation de calculs radiatifs pour une scène parfaitement connue et des conditions expérimentales données, ces calculs sont parfaitement maîtrisés (cf. partie II. 2.4). Ici, le problème est plus délicat, car bien que la géométrie de la scène soit

connue ses propriétés radiatives ne le sont pas. Ainsi, les composantes du signal en dépendant (E_{coup} , E_{refl} et L_{env}) ne peuvent être calculés comme dans AMARTIS v2. Des approximations doivent donc être réalisées. Néanmoins, ceci ne semble pas critique a priori, étant donné que ces composantes sont d'un niveau globalement faible par rapport aux autres (cf. partie II.3).

La modélisation de tous les termes de l'équation d'inversion est présentée ici, à l'exception de luminance apparente, qui est une entrée du code, et de la luminance atmosphérique obtenue directement avec 6S. Les modélisations utilisées dans OSIS sont relativement similaires à celles développées dans le code d'inversion ICARE servant à caractériser les propriétés radiatives des scènes urbaines (Lachérade et al., 2006).

Les grandeurs décrites dans cette partie sont définies pour une distribution d'aérosols (modèle de particules et épaisseur optique) et pour une bande spectrale donnée. Afin de simplifier les notations, ces grandeurs ne sont pas indiquées dans les équations.

2.2.3.1 Eclairage direct

Ce terme est défini pour la facette correspondant au point au soleil S de la même manière que dans AMARTIS v2 (cf. partie II.2.4.1.1) :

$$E_{dir} = E_S \cdot \langle \vec{N} \cdot \vec{n}_S \rangle \cdot e^{-\frac{\tau_{tot}}{\cos(\theta_S)}} \quad (72)$$

avec $\langle \vec{N} \cdot \vec{n}_S \rangle$ le produit scalaire de \vec{N} , vecteur unité normal à la facette correspondant à S, \vec{n}_S le vecteur unité dirigé vers le soleil depuis S, et τ_{tot} l'épaisseur optique totale de l'atmosphère (aérosols et molécules) somme de τ_a et de τ_m .

2.2.3.2 Eclairage diffus

Les éclairages diffus aux points O et S sont définis de la même manière que dans AMARTIS v2 (cf. partie 2.4.1.2). Ces éclairages sont calculés en sommant les luminances de ciel L_{ciel}^i dans les directions des n_d facettes du dôme :

$$E_{diff} = \sum_{i=1}^{n_d} bool_{ciel}(i) \cdot L_{ciel}^i \cdot \cos(\theta_i) \cdot \Omega_i \quad (73)$$

où $bool_{ciel}(i)$ vaut 1 si le ciel est vu dans la direction de la facette du dôme i et 0 sinon, où θ_i est l'angle zénithal de i et où Ω_i est son angle solide.

2.2.3.3 Eclairage de couplage

Pour l'éclairage de couplage, l'approche utilisée est différente. En effet, dans ce problème inverse, les propriétés radiatives de la scène sont inconnues, et ce terme ne peut donc être calculé

comme avec AMARTIS v2. D'après la *partie II.3.2*, ce terme est d'importance secondaire par rapport aux éclairagements directs et diffus et peut donc être modélisé simplement.

Ainsi, pour réaliser ce calcul, le couplage Terre-atmosphère est tout d'abord estimé au niveau de la canopée urbaine en réalisant l'approximation d'un sol plat et homogène et en estimant la réflectance moyenne de la scène directement à partir de l'image (*cf. partie III.2.2.4.1*). Ensuite, le couplage est estimé au niveau du sol en pondérant cette première valeur par l'angle de vue du ciel.

D'après l'*équation 30* (*page 65*), dans l'hypothèse d'un sol plat, l'éclairagement de couplage Terre-atmosphère au niveau de la canopée est modélisé de la manière suivante :

$$E_{coup}^{canopée} = (E_{dir}^{canopée} + E_{diff}^{canopée}) \cdot \frac{\langle \rho_{env} \rangle \cdot s}{1 - \langle \rho_{env} \rangle \cdot s} \quad (74)$$

avec s l'albédo de simple diffusion de l'atmosphère et $\langle \rho_{env} \rangle$ la réflectance moyenne de la scène. En introduisant le facteur de vue du ciel V (*cf. équation 2, page 15*) obtenu grâce au modèle 3D de la scène, l'éclairagement de couplage obtenu en S et O s'écrit :

$$E_{coup} = (E_{dir}^{canopée} + E_{diff}^{canopée}) \cdot \frac{\langle \rho_{env} \rangle \cdot s}{1 - \langle \rho_{env} \rangle \cdot s} \cdot V \quad (75)$$

2.2.3.4 Eclairage réfléchi

Ce terme, calculé dans AMARTIS v2 à l'aide de méthodes de Monte Carlo, est ici calculé de manière analytique. Il est estimé en utilisant la structure 3D de la scène et en faisant une hypothèse sur la réflectance spectrale des surfaces environnantes engendrant les réflexions (surtout les murs) ρ_{refl} . Ces facettes sont de plus considérées lambertiennes. Cette approximation se justifie d'une part par le fait que le travail est réalisé en dehors de zones où des réflexions spéculaires fortes sont identifiées et d'autre part par le fait que la diversité des matériaux urbains présents dans la scène étudiée a tendance à moyenniser les effets directionnels existants.

L'éclairage réfléchi pour une facette donnée, est obtenu en considérant les réflexions provenant des facettes de la scène i_j situées dans les directions des facettes du dôme i . Pour ce calcul, les éclairagements de couplage au niveau des facettes de la scène prises en compte sont négligés. Ce terme est défini par :

$$E_{refl} = \sum_{i=0}^{n_d} bool_{scène}(i) \cdot (E_{dir}^i + E_{diff}^i) \cdot \rho_{refl} \cdot e^{-\tau_{tot}} \cdot \langle \vec{N} \cdot \vec{n}_{refl} \rangle \cdot \frac{\Omega_i}{\pi} \quad (76)$$

avec n_d le nombre de facettes du dôme, $bool_{scène}$ un booléen valant 1 si une facette de la scène i_j est vue dans la direction de la facette de dôme i et 0 sinon, τ_{tot} l'épaisseur optique (aérosols et gaz) entre la facette étudiée f et i_j , $\langle \vec{N} \cdot \vec{n}_{refl} \rangle$ le produit scalaire du vecteur normal à f et du vecteur unité défini par les barycentres de f et de i_j , et Ω_i l'angle solide défini par la facette du dôme i .

2.2.3.5 Luminance d'environnement

Comme pour l'éclairage de couplage, ce terme est calculé en effectuant une hypothèse de sol plat et homogène et en utilisant la réflectance moyenne de la scène (*cf. partie III.2.2.4.1*). La transmission diffuse montante de l'atmosphère T_{diff}^{\uparrow} entre la scène et le capteur est également prise en compte. En utilisant les équations 28 et 30 (*page 65*), la luminance d'environnement est définie par :

$$L_{env} = \frac{(E_{dir}^{canopée} + E_{diff}^{canopée}) \cdot \langle \rho_{env} \rangle \cdot T_{diff}^{\uparrow}}{\pi \cdot (1 - \langle \rho_{env} \rangle \cdot S)} \quad (77)$$

2.2.4 Réalisation de l'inversion

L'inversion des aérosols est détaillée dans cette partie. Pour la réaliser, des calculs radiatifs sont effectués en utilisant la modélisation du signal présentée précédemment. Ces calculs sont monochromatiques. Ils sont typiquement réalisés pour chaque bande spectrale à la longueur d'onde équivalente λ_e de celle-ci. Cette longueur d'onde est définie en fonction de la sensibilité spectrale S de l'instrument dans cette bande par :

$$\lambda_e = \frac{\int_{bande} \lambda \cdot S(\lambda) \cdot d\lambda}{\int_{bande} S(\lambda) \cdot d\lambda} \quad (78)$$

Dans le cas particulier d'images synthétiques monochromatiques réalisées à l'aide d'AMARTIS v2, l'inversion est réalisée à ces longueurs d'ondes (*cf. partie IV.1*).

2.2.4.1 Inversion des épaisseurs optiques spectrales pour chaque modèle d'aérosols

La première étape de la procédure d'inversion consiste à associer pour le couple de point ombre/soleil étudié, une épaisseur optique spectrale à chaque modèle optique d'aérosols M .

Pour cela, pour chaque M , les termes radiatifs de l'équation d'inversion (à l'exception des luminances apparentes obtenues à partir des acquisitions) sont calculés pour toutes les longueurs d'onde équivalentes λ_e des bandes de l'image et pour toutes les épaisseurs optiques de la table τ_a . Les épaisseurs optiques inversées sont celles pour lesquelles les composantes du signal calculées permettent d'approcher au mieux l'égalité dans l'équation d'inversion.

L'ensemble des paramètres nécessaires à ces calculs est connu à l'exception de la réflectance moyenne de l'environnement servant à calculer E_{coup} et L_{env} . En effet, les propriétés optiques de l'atmosphère sont obtenues par 6S, les informations sur la géométrie de la scène sont fournies par le modèle 3D, la réflectance des facettes intervenant pour le calcul de E_{refl} est une donnée d'entrée, et les éclairagements directs et diffus au niveau de la canopée nécessaires aux calculs de E_{coup} et de L_{env} sont calculés par 6S. Les calculs radiatifs sont donc réalisés en deux temps. Tout d'abord, E_{dir} , E_{diff} , E_{refl} et

L_{atm} sont calculés pour les facettes correspondant aux points à l'ombre et au soleil. Ensuite, $\langle \rho_{env} \rangle$, E_{coup} et L_{env} sont calculés de manière itérative.

Comme expliqué précédemment, les valeurs de E_{coup} et de L_{env} sont liées à la valeur de $\langle \rho_{env} \rangle$. Celle-ci est calculée à partir des équations 29 et 30, (page 65) en faisant l'approximation d'un sol plat homogène :

$$\langle \rho_{env} \rangle = \frac{R}{1 + R.s} \quad (79)$$

$$R = \frac{\pi.(\langle L^* \rangle - L_{env} - L_{atm})}{e^{-\tau_{tot}^{\uparrow}} \cdot (E_{dir}^{canopée} + E_{diff}^{canopées})} \quad (80)$$

avec $\langle L^* \rangle$ la luminance apparente moyenne sur l'image et τ_{tot}^{\uparrow} l'épaisseur optique totale de l'atmosphère entre le sol et l'altitude de l'instrument.

$\langle \rho_{env} \rangle$ et L_{env} dépendant l'un de l'autre, ce calcul ne peut se faire que de manière itérative. Ainsi, à la première itération, la valeur de L_{env} est définie en utilisant la luminance du pixel le plus sombre de l'image (L^*_{sombre}) par :

$$L_{env} = L^*_{sombre} - L_{atm} \quad (81)$$

$\langle \rho_{env} \rangle$, E_{coup} et L_{env} sont alors calculés jusqu'à ce que leurs valeurs convergent. Typiquement, moins d'une dizaine d'itérations sont nécessaires.

Les valeurs de E_{dir} , E_{diff} , E_{coup} , E_{refl} , L_{atm} et L_{env} sont donc obtenues pour chaque valeur de la longueur d'onde λ_e , du modèle d'aérosols M et de l'épaisseur optique τ_a . Pour chaque M , l'épaisseur optique sélectionnée à la longueur d'onde λ_e est celle qui permet de se rapprocher au mieux de l'équation d'inversion, à savoir celle qui minimise le terme :

$$\left| \frac{L^{*O} - L_{atm}^O - L_{env}^O}{L^{*S} - L_{atm}^S - L_{env}^S} - \frac{E_{diff}^O + E_{coup}^O + E_{refl}^O}{E_{dir}^S + E_{diff}^S + E_{coup}^S + E_{refl}^S} \right| \quad (82)$$

Une régression logarithmique est alors effectuée sur les épaisseurs optiques spectrales sélectionnées afin de lisser le résultat obtenu. En effet, cela permet de masquer des erreurs dépendant de la bande spectrale, comme les erreurs liées à la discrétisation des épaisseurs optiques pour l'inversion ou des erreurs d'étalonnage radiométrique inter bande de l'instrument.

Cette phase de la procédure permet finalement d'associer à chaque modèle M de coefficient d'Angström intrinsèque α_M une épaisseur optique spectrale $\tau_a^M(\lambda)$ correspondant à un coefficient d'Angström α'_M .

2.2.4.2 Sélection d'un modèle d'aérosols et de l'épaisseur optique spectrale associée

Si plusieurs modèles d'aérosols M sont utilisés pour la caractérisation des particules, une dernière étape est nécessaire. Celle-ci consiste à sélectionner le couple $(M, \tau_a^M(\lambda))$ optimal. Cette sélection s'effectue par l'intermédiaire du coefficient d'Angström comme cela est fait pour différents produits satellitaires (cf. *partie III.1.1.2*).

Chaque modèle d'aérosols M utilisé possède un coefficient d'Angström α_M qui lui est propre. Or, après la première partie de l'inversion, un nouveau coefficient α'_M est inversé. Afin que la distribution d'aérosols inversée soit cohérente avec les propriétés intrinsèques des modèles, le modèle sélectionné est celui pour lequel le coefficient d'Angström inversé est le plus proche du coefficient propre du modèle.

La solution de l'inversion est donc le couple $(M, \tau_a^M(\lambda))$ vérifiant :

$$|\alpha_M - \alpha'_M| = \min_{i=1,n} |\alpha_i - \alpha'_i| \quad (83)$$

avec n le nombre de modèles d'aérosols utilisés pour l'inversion.

2.2.5 Les sorties d'OSIS

Finalement, en sortie de ce code, une épaisseur optique spectrale et un modèle de particules sont obtenus pour chaque couple de points ombre/soleil. L'épaisseur optique spectrale est, par la régression réalisée, une loi logarithmique. Le modèle d'aérosols est lui défini par des propriétés microphysiques ou optiques suivant le type de modèles choisi pour l'inversion.

2.2.6 Temps de calcul

Comme pour AMARTIS v2, le défaut majeur de ce code est le temps nécessaire à la réalisation des inversions. Ces calculs sont relativement longs à cause de l'utilisation d'un modèle 3D de la scène étudiée.

Les paramètres influant le plus sur ces durées sont le nombre de facettes modélisant le dôme, le nombre de bandes spectrales de l'image traitée, le nombre d'épaisseurs optiques et de modèles utilisés pour l'inversion, et bien entendu le nombre de couples ombre/soleil traités. Plus les valeurs de ces paramètres sont grandes et plus la durée des calculs augmente.

Pour donner un ordre de grandeur, la durée des inversions effectuées à partir des données PELICAN présentées à la *partie IV.2.3*, est de l'ordre de 30min pour chaque couple de points ombre/soleil sur le serveur de calcul Naruto de l'Onera.

2.3 Définition d'une LUT adaptée à OSIS

Ce code requiert l'utilisation en entrée d'un ou plusieurs modèles de particules. Or, comme cela a déjà été évoqué (cf. *partie III.1.1.2*), les performances de l'inversion sont directement liées à ceux-ci. Un jeu de modèles a ainsi été défini spécifiquement pour les zones urbaines afin d'être utilisé en entrée d'OSIS. Pour cela, les résultats de l'étude réalisée à partir des données AERONET présentée à la *partie I.2* sont utilisés.

Comme expliqué à la *partie III.2.2.2*, les modèles d'aérosols utilisés pour la procédure d'inversion peuvent être définis par leurs propriétés microphysiques ou optiques. Pour la finalité première d'OSIS, à savoir la réalisation de corrections atmosphériques d'images de télédétection, des modèles optiques sont suffisants. Le choix s'est donc porté sur ce type de modélisation.

Ces modèles sont définis par un coefficient d'Angström, un albédo de simple diffusion spectral et une fonction de phase spectrale, elle-même définie par un facteur d'asymétrie spectral et la fonction d'Henye-Greenstein (*cf. partie I.1.2.2.3*). Ils ont tous des coefficients d'Angström différents afin d'être distingués lors de la deuxième partie de l'inversion.

Comme expliqué à la *partie I.2.3.2.2*, les propriétés optiques des aérosols urbains sont très variées et il n'existe pas de relation simple liant les albédos de simple diffusion et les facteurs d'asymétrie au coefficient d'Angström. Il a alors été décidé de définir des modèles d'aérosols ayant des propriétés optiques moyennes à la vue des statistiques réalisées.

Ainsi, les régressions présentées à la *partie I.2.3.2.2* liant ces propriétés optiques à 440 et 870nm au coefficient d'Angström sont utilisées. L'interpolation linéaire des valeurs à 440 et 870nm permet d'obtenir les lois spectrales suivantes, valables dans le domaine spectral [440nm ; 870nm] :

$$\omega_0(\lambda) = 0,0167.\alpha + 0,884 + (\lambda - 440) \cdot \frac{(-0,0671.\alpha + 0,0814)}{430} \quad (84)$$

$$g(\lambda) = -0,0348.\alpha + 0,7606 + (\lambda - 440) \cdot \frac{(-0,084.\alpha + 0,0081)}{430} \quad (85)$$

où la longueur d'onde est exprimée en nm.

Afin de tenir compte des variations de ces propriétés optiques tout en limitant la durée des calculs, 8 modèles d'aérosols sont créés. Ceux-ci sont définis à partir des équations précédentes pour des coefficients d'Angström allant de 0,4 à 1,8 avec un pas de 0,2. Cette plage de variation permet de tenir compte des disparités typiques des coefficients d'Angström révélées par l'étude sur les données AERONET. Les propriétés radiatives spectrales des distributions générées sont représentées en *Figure 48*.

Bien entendu, étant donné la méthode de construction de ces modèles, ceux-ci ne sont représentatifs que des comportements moyens des aérosols urbains observés à partir des données AERONET. Cependant, ces modèles semblent tout à fait pertinents pour être utilisés avec OSIS.

Afin de simplifier les explications dans la partie suivante, ce jeu de modèles d'aérosols sera appelé « LUT d'OSIS » bien que ce ne soit pas à proprement parler une Look-Up Table (*cf. partie III.1.1.2*).

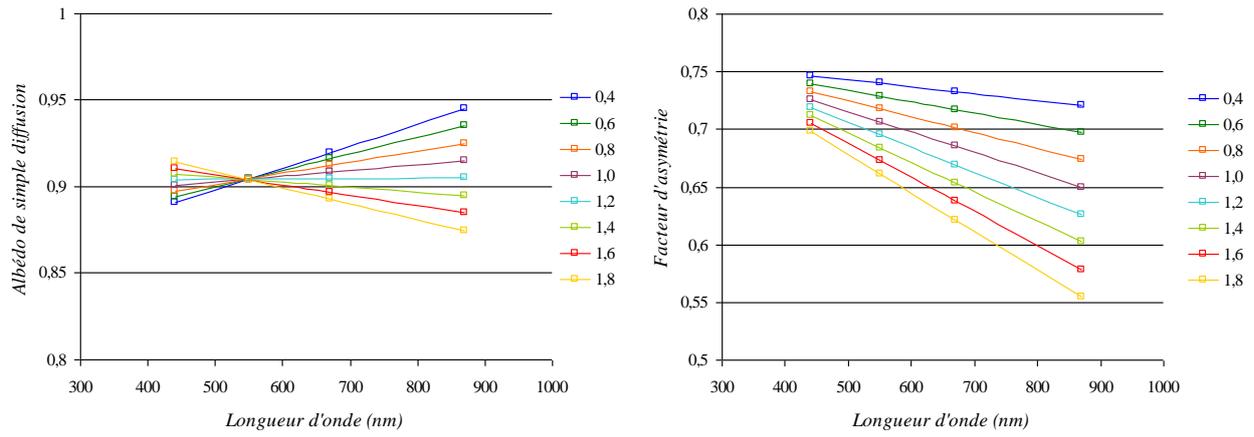


Figure 48. Albédos de simple diffusion spectraux (gauche) et facteurs d'asymétrie spectraux (droite) des 8 modèles d'aérosols créés. Ils sont repérés par leurs coefficients d'Angström.

CONCLUSION

Le but de ce chapitre était de développer une procédure de caractérisation des propriétés optiques des aérosols à partir d'images à très haute résolution spatiale acquises sur des villes.

Tout d'abord, un état de l'art des méthodes de télédétection des aérosols a été exposé. Les principales techniques mises en œuvre pour les acquisitions de la basse et à la haute résolution spatiale ont été détaillées et leurs applications en milieu urbain ont été présentées. Celles-ci permettent l'inversion des épaisseurs optiques des aérosols avec des précisions de l'ordre de 0,05 à 0,10. Ensuite, la méthode ombre/soleil « par différence », seule méthode trouvée dans la littérature tirant pleinement partie de la très haute résolution spatiale, a été décrite. Cette méthode est basée sur l'observation de transitions ombre/soleil et permet l'inversion des épaisseurs optiques des aérosols à partir d'une estimation des réflectances de surface. Cependant, en plus de ne fournir aucune information sur les albédos de simple diffusion et sur les fonctions de phase des particules, cette technique présente l'inconvénient d'être très sensible à l'estimation des réflectances de surface et à l'étalonnage de l'instrument. Finalement, aucune méthode n'étant parfaitement adaptée aux contraintes de ce travail, notamment l'utilisation d'une seule acquisition et l'observation dans le visible et le proche infrarouge, une technique innovante a dû être développée.

Cette nouvelle procédure d'inversion a ensuite été exposée. Le principe de la méthode « du rapport », basée elle aussi sur l'observation de transitions ombre/soleil, a été décrit dans un premier temps. Ses principaux intérêts sont de s'affranchir de l'estimation de la réflectance des cibles observées et de caractériser les aérosols par le biais non seulement d'une épaisseur optique spectrale mais également d'un modèle de particules. Afin de mettre en œuvre ce principe, le code d'inversion OSIS a été développé. Pour cela, une modélisation du signal a notamment été proposée. Enfin, un jeu de modèles optiques d'aérosols urbains a été défini à partir des résultats de l'étude présentée au *chapitre I*.

Cette nouvelle procédure d'inversion mise en place, il reste à en évaluer son efficacité. Ceci fait l'objet du quatrième et dernier chapitre de ce manuscrit.

CHAPITRE IV
VALIDATION D'OSIS

INTRODUCTION

Le but de ce chapitre est de valider le code d'inversion OSIS présenté dans le chapitre précédent pour caractériser les aérosols à partir d'images de télédétection des villes à très haute résolution spatiale. Valider OSIS signifie à la fois valider la méthode ombre/soleil « du rapport » sur laquelle ce code se base, la modélisation du signal utilisée, ainsi que la LUT qui a été définie.

Tout d'abord, une étude de sensibilité d'OSIS est réalisée sur des images synthétiques simulées avec AMARTIS v2. Celle-ci permet dans un premier temps de vérifier la pertinence de la méthode ombre/soleil mise en œuvre ainsi que la modélisation du signal développée pour le code d'inversion. Elle permet ensuite d'estimer d'une part la précision intrinsèque d'OSIS, liée à la LUT utilisée et à l'estimation a priori des réflectances des bâtiments, et d'évaluer d'autre part l'impact de l'instrument de télédétection, notamment de ses résolutions spatiale et spectrale et de la qualité de son étalonnage radiométrique.

Un test de la procédure d'inversion est réalisé par la suite sur des données réelles obtenues avec le système aéroporté PELICAN au cours de la campagne MUSARDE qui s'est déroulée à Toulouse en mars et avril 2009. Ce travail permet d'évaluer la qualité de l'inversion lorsque toutes les sources d'erreur de la méthode sont présentes et d'identifier les contraintes posées par l'utilisation d'OSIS sur des données expérimentales.

Enfin, une discussion est proposée à la fin de ce chapitre sur l'intérêt et les performances de ce nouvel outil, ainsi que sur ses conditions d'utilisation, notamment instrumentales.

1. ETUDE DE SENSIBILITE D'OSIS

Cette étude vise à évaluer les performances du code d'inversion OSIS décrit au chapitre précédent, à partir d'images de télédétection synthétiques générées avec AMARTIS v2. AMARTIS v2 est ici particulièrement précieux car il permet de parfaitement maîtriser tous les paramètres des images générées (atmosphère, scène, conditions d'acquisition et d'éclairage) et ainsi de réaliser des études précises et ciblées.

Le but de ce travail est tout d'abord de vérifier la pertinence de la méthode ombre/soleil « du rapport » sur laquelle est basée OSIS ainsi que la modélisation du signal développée pour ce code. Ensuite, il sert à évaluer et à quantifier l'impact des principales sources d'erreurs identifiées sur l'inversion. Ces différentes sources d'erreur sont étudiées séparément afin de bien estimer leurs impacts propres. Ainsi, cette étude permet de quantifier la précision intrinsèque de la méthode et d'évaluer l'influence des caractéristiques de l'instrument de télédétection utilisé.

Comme expliqué en introduction, l'étude des performances d'OSIS sous-entend à la fois l'étude de la méthode ombre/soleil développée, de la modélisation du signal, ainsi que de la LUT (jeu de modèles optiques d'aérosols) développée pour OSIS (*cf. partie III.2.3*). Il faut garder à l'esprit qu'une autre LUT pourrait donner des performances différentes.

Etant donné la grande diversité des configurations de l'atmosphère et de la scène possible, cette étude de sensibilité ne peut être exhaustive. Cependant les cas de simulation choisis sont considérés comme suffisamment représentatifs pour estimer l'efficacité de cette technique. En effet, les configurations géométriques et les distributions d'aérosols notamment ont été choisies afin de coller au mieux à la diversité des milieux urbains.

1.1 Critères d'évaluation de la qualité d'une inversion

Avant d'étudier les performances d'OSIS, il est essentiel de définir un ou plusieurs critères permettant de juger de son efficacité.

Deux critères semblent tout d'abord évidents : les précisions obtenues sur l'inversion des épaisseurs optiques et du coefficient d'Angström. En effet, ces paramètres sont essentiels car ils permettent de caractériser les aérosols atmosphériques par leur extinction, fournissant une indication sur leur concentration, et par leur taille, fournissant une indication sur leur nature. Une bonne estimation de ces paramètres est donc fondamentale.

Cependant, la finalité première du travail présenté ici est la réalisation de corrections atmosphériques d'images à très haute résolution spatiale dans le but d'estimer les propriétés radiatives des matériaux urbains. Il est donc intéressant d'estimer la pertinence de l'inversion réalisée pour la caractérisation des réflectances des matériaux. Pour cela, au cours de chaque inversion, une estimation de la réflectance de surface est réalisée pour les pixels ombre/soleil, à la manière d'ICARE (*Lachérade*

et al., 2008, Lachérade, 2006). Cette estimation est possible car les termes radiatifs nécessaires sont calculés par OSIS. Les réflectances correspondantes sont calculées de la manière suivante :

$$\rho_c = \frac{\pi \cdot (L^* - L_{atm} - L_{env})}{T_{dir}^{\uparrow} \cdot (E_{dir} + E_{diff} + E_{coup} + E_{refl})} \quad (86)$$

1.2 Méthode de validation

1.2.1 Principe

Cette validation se base sur l'étude de cas de référence définis par une scène, des conditions d'éclairage et d'observation, des caractéristiques instrumentales, ainsi que par différentes distributions d'aérosols. A partir de ces cas de référence, des acquisitions sont simulées avec AMARTIS v2 à 4 longueurs d'onde dans le visible et le proche infrarouge.

A partir de ces acquisitions synthétiques, des inversions sont réalisées avec OSIS en simulant durant l'inversion des erreurs liées soit à la méthode d'inversion soit aux caractéristiques instrumentales. Pour cette étude, ces erreurs sont dissociées. Cela signifie que pour chaque inversion, tous les paramètres d'entrée de l'inversion (atmosphère, réflectance des bâtiments, étalonnage radiométrique de l'instrument, etc.) sont connus sauf un.

Les résultats de l'inversion, à savoir l'épaisseur optique spectrale des aérosols, le coefficient d'Angström, et la réflectance de surface (cf. *partie IV.1.1*), sont alors comparés aux données utilisées pour simuler les images et l'erreur obtenue sur l'inversion est alors évaluée.

Un schéma de principe de cette étude est présenté en *Figure 49*.

Afin de faciliter la compréhension, les modèles d'aérosols de référence utilisés pour les calculs directs avec AMARTIS v2 seront appelés « modèles directs », alors que les modèles d'aérosols utilisés pour l'inversion avec OSIS seront appelés « modèles inverses ».

1.2.2 Sources d'erreur étudiées

Les principales sources d'erreur identifiées pour la caractérisation des aérosols sont de deux types : elles sont intrinsèques à la méthode ou liées à l'instrumentation utilisée.

Les sources d'erreur intrinsèques à la méthode sont :

- L'estimation a priori des réflectances des bâtiments utilisées pour le calcul des éclairagements réfléchis.
- La LUT d'OSIS modélisant les propriétés radiatives des aérosols

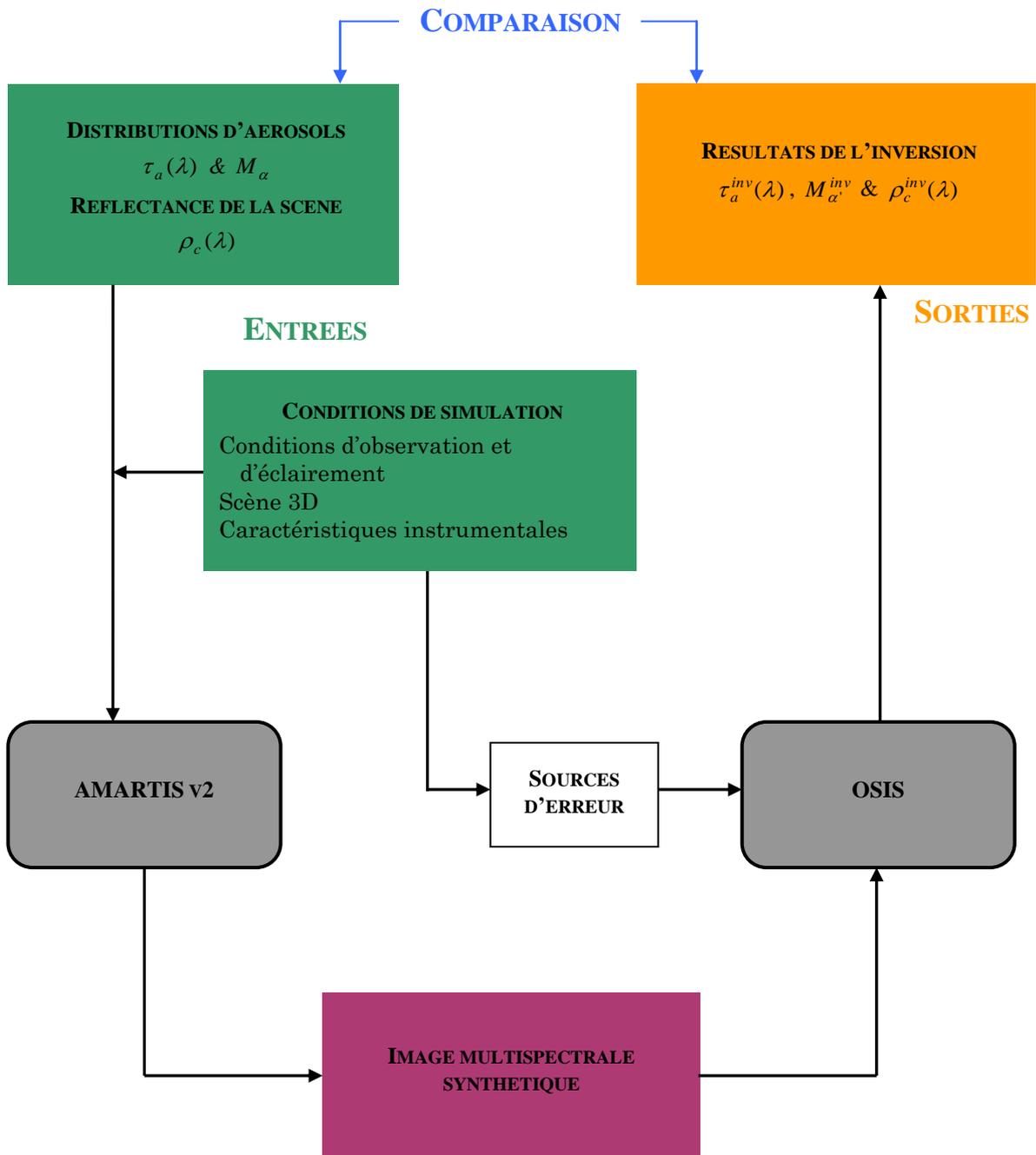


Figure 49. Schéma de principe de l'étude de sensibilité.

Les sources d'erreur liées à l'instrumentation sont :

- La résolution spatiale
- La résolution spectrale
- La précision de l'étalonnage de l'instrument, à la fois en absolu et en inter bande.

Pour cette étude, l'impact de la géométrie de la scène ainsi que celui lié à l'état de l'atmosphère gazeuse ne sont pas discutés, car ils sont supposés connus ici.

La répartition verticale des aérosols n'est pas non plus discutée et est ici supposée parfaitement maîtrisée. Les cas traités sont réalisés avec un instrument situé à une altitude suffisamment élevée pour pouvoir supposer que l'essentiel des aérosols est situé sous celui-ci et que leur distribution n'aura alors pas d'impact sur l'inversion.

Au niveau instrumental, la FTM et la calibration spectrale ne sont pas non plus discutées et sont supposées parfaites.

De plus, seules les sources de biais sont étudiées. Ainsi, la variabilité spatiale des surfaces induisant l'observation de deux surfaces au soleil et à l'ombre aux propriétés radiatives différentes, n'est pas prise en compte. En effet, cette source d'erreur sur l'inversion est un bruit qui peut a priori être corrigé en réalisant un nombre d'inversions suffisant.

1.3 Simulations directes AMARTIS v2 : cas de référence

Les cas de référence choisis pour cette étude ont été déterminés afin d'être représentatifs des milieux urbains, notamment au niveau de la géométrie de la scène utilisée et de la modélisation de l'atmosphère. Cependant, cette étude ne pouvant être exhaustive et étant limitée par les temps de calculs d'AMARTIS v2, certaines configurations ont été privilégiées. Ainsi, le capteur modélisé est aéroporté afin d'être cohérent avec la validation expérimentale présentée à la *partie IV.2*. De plus, les acquisitions sont simulées à 4 longueurs d'onde prises dans le visible et le proche infrarouge, afin de correspondre au mieux à la caméra aéroportée PELICAN ou aux instruments satellitaires commerciaux multispectraux comme Quickbird et Ikonos.

Une seule et même scène est utilisée pour effectuer toutes les simulations réalisées dans cette partie (*cf. Figure 50*). Cependant, celle-ci est définie de manière à être représentative des milieux urbains avec 4 configurations géométriques simples mais caractéristiques : une rue, une cour intérieure, un carrefour et une esplanade. Cette scène est discrétisée en 98416 facettes. Chacune d'entre elle a un comportement lambertien avec une réflectance de 0,1 ou 0,3, quelle que soit la longueur d'onde.

Comme à la *partie II.3*, les 4 longueurs d'onde sélectionnées pour ce travail sont 440, 550, 670 et 870nm. Celles-ci correspondent aux longueurs d'onde centrales des bandes utilisées lors de la campagne MUSARDE (*cf. partie III.2*). Les simulations réalisées sont monochromatiques.

Le capteur modélisé est situé à 3,3km au-dessus du sol et réalise des visées au nadir à 20cm de résolution. Dans les cas de référence, l'étalonnage radiométrique de celui-ci est parfait.

Les simulations sont effectuées à la date du 20 mars et le soleil a un angle zénithal de 45° et un angle azimutal de 315° (par rapport au nord, cf. Figure 1, page 11). L'atmosphère gazeuse est modélisée par le modèle standard « midlatitude summer ».

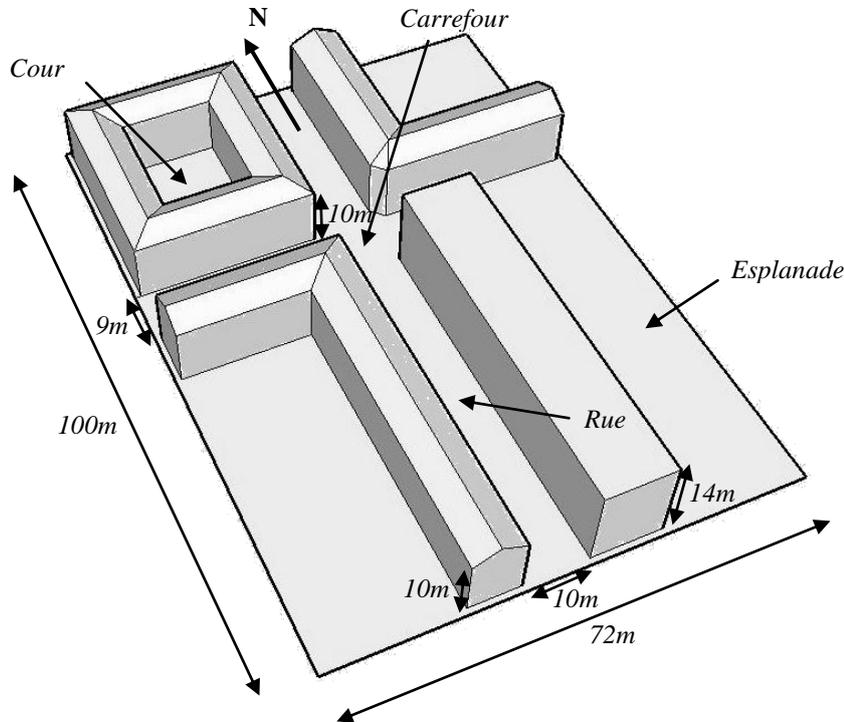


Figure 50. Modèle vectoriel de la scène utilisée pour l'étude de sensibilité.

MODELES OPTIQUES D'AEROSOLS	α	ω_0	g
M0	1,25	0,9	0,65
M1	0,50	0,85	0,6
M2	0,50	0,85	0,7
M3	0,50	0,95	0,6
M4	0,50	0,95	0,7
M5	1,25	0,85	0,6
M6	1,25	0,85	0,7
M7	1,25	0,95	0,6
M8	1,25	0,95	0,7
M9	1,7	0,85	0,6
M10	1,7	0,85	0,7
M11	1,7	0,95	0,6
M12	1,7	0,95	0,7

Tableau 9. Propriétés optiques des modèles d'aérosols utilisés pour la réalisation des simulations AMARTIS v2 : coefficient d'Angström α , albédo de simple diffusion ω_0 et facteur d'asymétrie g .

Les modèles d'aérosols utilisés (modèles directs) sont choisis en fonction des propriétés optiques des aérosols urbains (cf. partie II.2). Afin de simplifier la compréhension des résultats, ces

modèles sont définis avec des propriétés optiques constantes spectralement. 13 modèles sont ainsi sélectionnés, notés M0 à M12, le modèle M0 étant considéré comme un cas moyen. Leurs propriétés optiques sont détaillées dans le *Tableau 9* et leurs fonctions de phase, définies par la modélisation d'Henyey-Greenstein (cf. *partie I.1.2.2.3*) sont représentées en *Figure 51*. Les épaisseurs optiques utilisées sont de 0,1, 0,2 et 0,4 à 550nm.

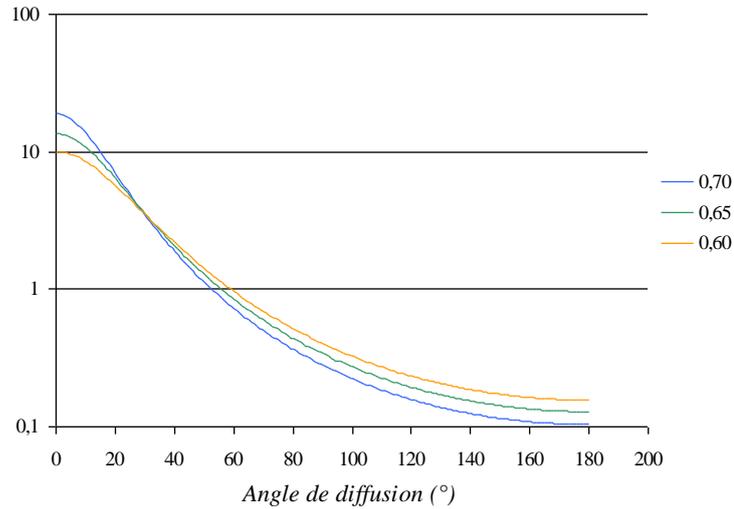


Figure 51. Fonctions de phase des modèles d'aérosols utilisés définis par leurs facteurs d'asymétrie.

Les principales caractéristiques de ces cas de référence sont récapitulées dans le *Tableau 10*. Un exemple de résultat de simulation est donné en *Figure 52*.

CONDITIONS D'OBSERVATION	DISTRIBUTIONS D'AEROSOLS	REFLECTANCE DE LA SCENE	ETALONNAGE DE L'INSTRUMENT
Acquisition aéroportée nadir	Modèle direct M0 $\tau_a(550nm) : 0,10, 0,20 \text{ \& } 0,40$	0,10 0,30	Parfait
Résolution spatiale de 20cm	Modèles directs M1-M12 $\tau_a(550nm) : 0,20$	0,10	
Cas monochromatique			

Tableau 10. Récapitulatif des principales caractéristiques des cas de référence définis pour l'étude de sensibilité d'OSIS.

1.4 Données d'entrée d'OSIS

OSIS a comme entrée principale les images synthétiques générées avec AMARTIS v2. Cependant, OSIS utilise d'autres données qui peuvent être distinguées en deux catégories : les données utilisées pour toutes les inversions et les données pouvant varier en fonction des sources d'erreurs étudiées.

Les données d'entrée invariantes sont :

- Le modèle 3D de la scène. Il correspond à celui utilisé pour la simulation des acquisitions.
- Les conditions d'éclairage et d'observation. Elles correspondent à celles utilisées pour la simulation des acquisitions.
- La description de l'atmosphère gazeuse. Elle correspond également à celle utilisée pour la simulation des acquisitions.
- Les épaisseurs optiques utilisées pour les calculs radiatifs. Elles sont prises, quelle que soit la longueur d'onde entre 0,00 et 0,70 avec un pas de 0,01.
- 4 couples de pixels ombre/soleil. Ils sont représentés en *Figure 52*.

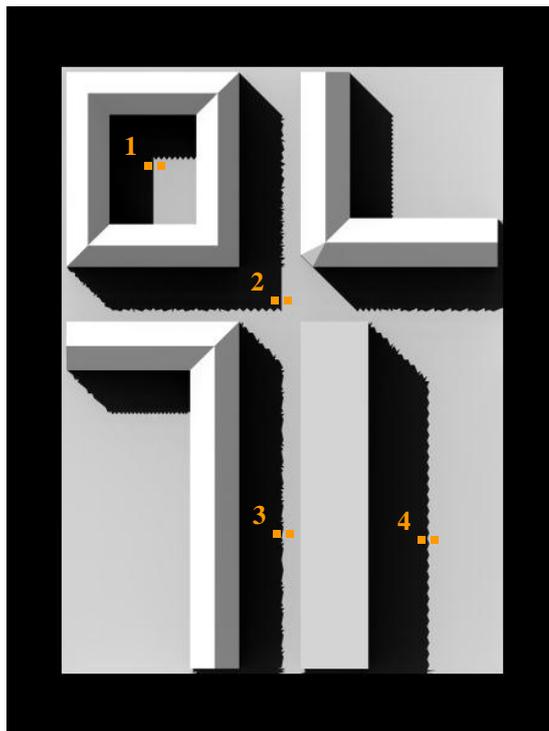


Figure 52. Image simulée de la luminance apparente en entrée du capteur à 550nm pour le modèle d'aérosols M0, une épaisseur optique de 0,2, une réflectance de surface de 0,1 et une résolution spatiale de 20cm. Les 4 couples de points ombre/soleil sont représentés sur le schéma.

Les données d'entrée variant suivant les sources d'erreur étudiées sont :

- La réflectance estimée des bâtiments. Elles sont correctement estimées sauf à la *partie IV.1.5.2.1* où des erreurs de $\pm 0,05$ et $\pm 0,10$ sont simulées.
- Les modèles d'aérosols inverses. Ceux-ci correspondent aux modèles directs retenus pour simuler les acquisitions, sauf à la *partie IV.1.5.2.2* où la LUT d'OSIS est utilisée afin d'évaluer son impact sur l'inversion.
- Les luminances apparentes correspondant aux pixels ombre/soleil observés (cf. *Figure 52*). Ces luminances correspondent à celles mesurées sur les acquisitions, sauf dans le cas où les erreurs liées aux configurations instrumentales sont étudiées (cf. *partie IV.1.5.3*) :
 - *Impact de la résolution spatiale.* Dans, ce cas, d'autres acquisitions sont simulées, en tout point identique aux cas de référence mais avec des résolutions spatiales de 50cm, 1m, 2m et 3m.
 - *Impact de la résolution spectrale.* Dans, ce cas, d'autres acquisitions sont simulées, en tout point identique aux cas de référence mais avec des résolutions spectrales de 20nm, 40nm, 60nm et 80nm.
 - *Impact de l'étalonnage radiométrique de l'instrument.* Deux types d'erreur d'étalonnage sont considérés : des erreurs d'étalonnage absolu et des erreurs d'étalonnage inter bande. L'erreur d'étalonnage absolu est modélisée par une même erreur relative sur toutes les bandes, avec des valeurs de $\pm 5\%$ et $\pm 10\%$. L'erreur d'étalonnage inter bande consiste à supposer toutes les bandes spectrales bien étalonnées sauf une pour laquelle des erreurs de $\pm 2\%$ et $\pm 5\%$ sont considérées.

1.5 Etude de sensibilité

Avant de présenter les résultats de cette étude, une remarque générale importante doit être réalisée afin de simplifier la discussion. Quel que soit le couple ombre/soleil étudié, autrement dit quelle que soit la géométrie locale de la scène, les résultats obtenus sont sensiblement les mêmes. En effet, pour la grande majorité des inversions réalisées, les épaisseurs optiques obtenues sont similaires pour les 4 couples ombre/soleil avec des écarts maximums de 0,01 correspondant au pas des épaisseurs optiques utilisées pour les calculs. Seuls les résultats obtenus lors de l'étude de l'impact de l'estimation des réflectances des bâtiments montrent des différences significatives.

Ainsi, les résultats présentés sont systématiquement moyennés pour les 4 couples ombre/soleil, et l'impact de la géométrie de la scène sur les inversions ne sera discuté qu'à la section traitant de l'estimation a priori des réflectances des bâtiments.

1.5.1 Validation de la modélisation du signal

Avant d'étudier l'impact des différentes sources d'erreur identifiées sur l'inversion, il est important de vérifier qu'OSIS permet d'inverser correctement les aérosols lorsque toutes les sources

d'incertitudes sont parfaitement maîtrisées. Pour cela, les différents cas traités (*cf. Tableau 10*) sont inversés avec OSIS en utilisant la bonne réflectance des bâtiments, sans introduire de biais lié à l'étalonnage de l'instrument, et en utilisant comme modèle inverse d'aérosols, le bon modèle, c'est à dire le modèle direct utilisé pour les simulations AMARTIS v2.

Cette inversion permet donc de vérifier la pertinence de la modélisation du signal développée pour l'inversion (*cf. partie III.2.2.3*). Cela permet notamment de vérifier la bonne prise en compte des effets d'environnement (calculs des éclairagements de couplage et de la luminance d'environnement), pour lesquels des calculs approchés sont réalisés.

Les résultats obtenus pour tous les cas traités sont très bons. En effet, une erreur relative de 3,2% est obtenue en moyenne sur l'inversion des épaisseurs optiques des aérosols pour les différentes longueurs d'onde. En absolu, cela donne typiquement une erreur inférieure à 0,01, c'est-à-dire au pas utilisé pour la discrétisation des épaisseurs optiques utilisées pour l'inversion. Cela correspond pour l'inversion de la réflectance de surface, à une erreur relative moyenne de 1,0%, avec, quel que soit le cas étudié, une erreur relative inférieure à 3%.

Ces différentes erreurs résultent essentiellement de la discrétisation des épaisseurs optiques utilisées pour l'inversion, le pas utilisé étant ici de 0,01. Ces erreurs étant très faibles (de l'ordre de quelques pourcents), à la fois pour l'inversion des épaisseurs optiques et pour l'estimation des réflectances de surface, cela montre qu'OSIS fonctionne parfaitement lorsque toutes les sources d'erreurs sont maîtrisées. Ainsi, la pertinence de la modélisation du signal présentée à la *partie III.2.2.3* est validée, notamment la prise en compte des effets d'environnement, quelles que soient les propriétés radiatives des aérosols, leurs épaisseurs optiques ou les caractéristiques géométriques et radiatives de la scène.

Les différentes sources d'erreur peuvent maintenant être étudiées. Dans un premier temps, les erreurs intrinsèques à OSIS sont évaluées, puis l'impact des caractéristiques instrumentales est estimé.

1.5.2 Evaluation de la précision intrinsèque de la méthode d'inversion proposée

1.5.2.1 Impact de l'estimation a priori de la réflectance des contributeurs aux réflexions

Pour cette étude, toutes les données utilisées dans l'inversion correspondent aux données utilisées pour simuler les acquisitions, sauf la réflectance des bâtiments estimée a priori.

Les simulations AMARTIS v2 utilisées correspondent à celles utilisées avec le modèle d'aérosols direct M0 (*cf. Tableau 10*). Les surfaces modélisées pour ces simulations ont des réflectances de 0,1 et 0,3. Pour l'inversion, les erreurs commises sur leur estimation sont de $\pm 0,05$ et de $\pm 0,10$. Ces erreurs semblent raisonnables à la vue des réflectances moyennes des matériaux rencontrés en milieu urbain (*cf. partie II.1.2*).

Les résultats des inversions réalisées sont présentés en *Figure 53*. Ceux-ci montrent que, de manière générale, plus les réflectances des surfaces sont surestimées (respectivement sous-estimées) et plus l'épaisseur optique des aérosols est sous-estimée (respectivement surestimée). Un biais dépendant de l'erreur sur la réflectance de surface est globalement observé. Il peut atteindre dans les cas étudiés jusqu'à 0,02. Il faut noter que cette erreur augmente lorsque la longueur d'onde augmente, l'importance relative des réflexions augmentant également (*cf. partie II.3.2.2.1*). Le biais observé est ici différent pour les deux scènes utilisées de réflectance 0,1 et 0,3. Cependant, cet écart étant de l'ordre de 0,01, c'est-à-dire correspondant au pas des épaisseurs optiques utilisées pour l'inversion, celui-ci n'est pas significatif. Dans les cas traités, l'erreur sur l'estimation de la réflectance de surface reste inférieure à 5%, ce qui est faible.

Il semble raisonnable de supposer a priori des erreurs dans l'estimation des réflectances des bâtiments pouvant aller jusqu'à 0,10. Cela permet de supposer des erreurs dans l'inversion des épaisseurs optiques pouvant aller jusqu'à 0,02 aux grandes longueurs d'onde et lorsque les charges d'aérosols sont relativement faibles.

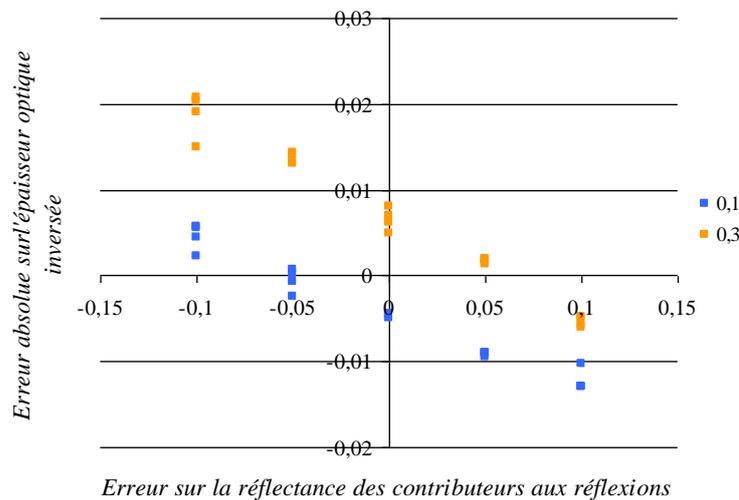


Figure 53. Erreur sur les épaisseurs optiques inversées en fonction de l'erreur commise sur l'estimation de la réflectance des bâtiments pour les deux scènes modélisées de réflectance 0,1 et 0,3.

De manière plus spécifique, les résultats obtenus pour les différents couples ombre/soleil diffèrent significativement. Ces différences proviennent de la géométrie de la scène et montrent que celle-ci peut donc avoir une importance non négligeable.

En effet, les écarts obtenus sur les épaisseurs optiques sont généralement nuls ou égaux au pas des épaisseurs optiques utilisées pour l'inversion, à savoir 0,01. Cependant, des écarts pouvant aller jusqu'à 0,03 sont observés d'un couple de points à l'autre. De manière générale, plus l'éclairage réfléchi est fort et plus les résultats de l'inversion sont sensibles à la géométrie de la scène. Ici, ces effets sont exacerbés pour le couple 3 qui est situé au milieu d'une rue, où les éclairages réfléchis sont les plus importants et sont minimisés pour le couple 4 situé sur une esplanade, où ceux-ci sont les plus faibles.

Finalement, l'impact de l'estimation a priori des réflectances des bâtiments n'est pas négligeable pour des charges d'aérosols faibles ainsi qu'aux grandes longueurs d'onde où le signal réfléchi est le plus fort (cf. partie II.3). Ainsi, l'utilisation de couples ombre/soleil situés dans des zones encaissées peut être préjudiciable. Il est préférable d'utiliser des couples situés dans des zones dégagées engendrant des réflexions moins importantes.

1.5.2.2 Impact de la LUT d'OSIS

Comme expliqué à la partie III.1.1.2, la performance d'une méthode de caractérisation des aérosols atmosphériques dépend directement des modèles optiques d'aérosols utilisés pour l'inversion. Pour OSIS, c'est la LUT définie à la partie III.2.3 qui est utilisée. Son impact doit donc être évalué.

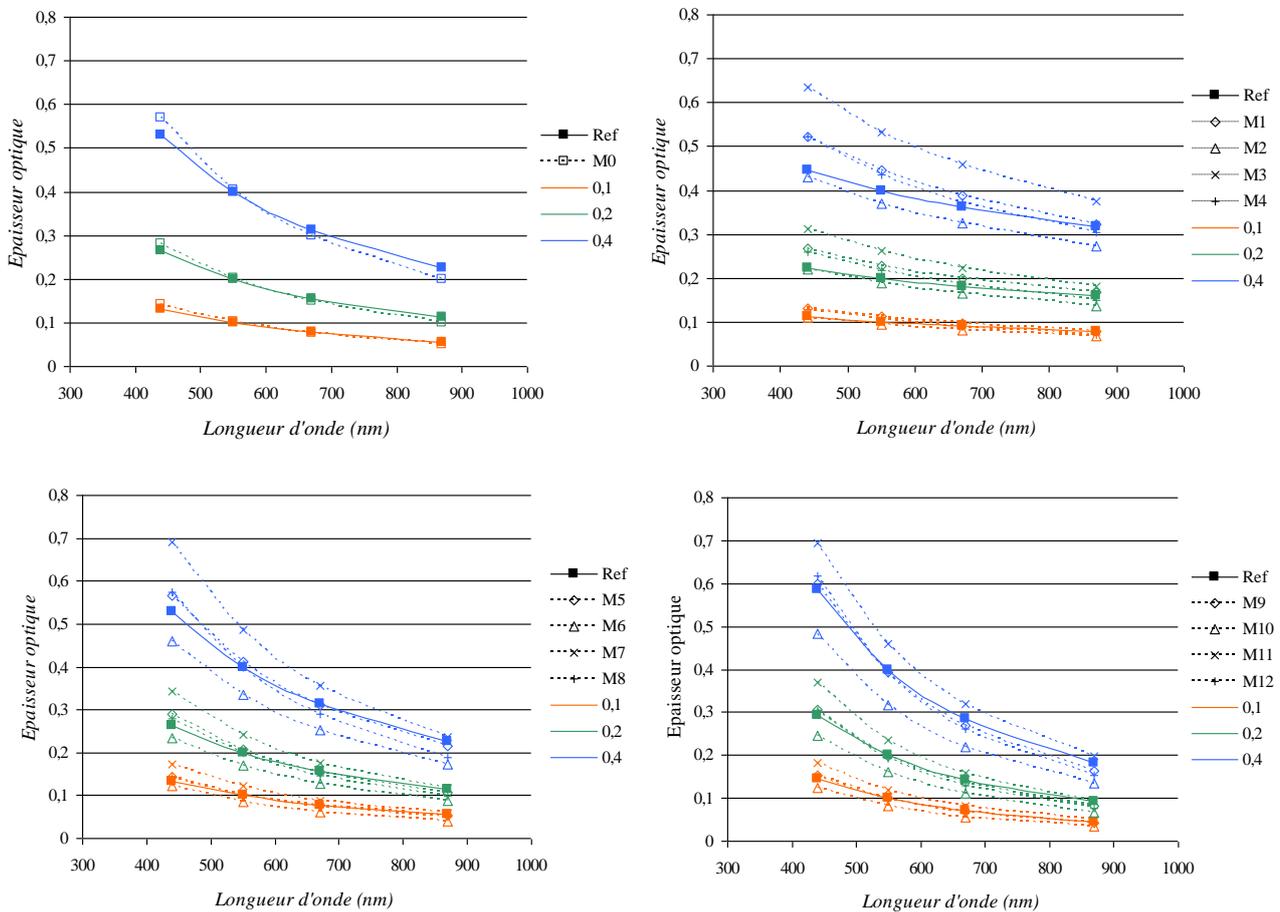


Figure 54. Epaisseurs optiques simulées (en trait plein) et inversées (en pointillés) en fonction de la longueur d'onde pour les simulations effectuées avec les modèles optiques directs d'aérosols M0 (en haut à gauche), M1 à M4 (en haut à droite), M5 à M8 (en bas à gauche) et M9 à M12 (en bas à droite). Les simulations et les inversions sont réalisées pour 3 charges d'aérosols correspondant à des épaisseurs optiques à 550nm de 0,1, 0,2 et 0,4. Les modèles directs d'aérosols utilisés pour les simulations sont indiqués par des symboles différents et les épaisseurs optiques utilisées par des couleurs différentes.

Pour cela, les simulations présentées dans le *Tableau 10* avec la réflectance de surface de 0,1 sont utilisées. Ces simulations sont réalisées avec les modèles d'aérosols directs M0 à M12 (*cf. Tableau 9*). Pour l'inversion, tous les paramètres sont parfaitement maîtrisés, sauf les modèles d'aérosols qui sont issus de la LUT d'OSIS. Les résultats obtenus sont présentés en *Figure 54*.

Avec le modèle direct moyen M0, les résultats obtenus sont très encourageants. En effet, les erreurs absolues sur les épaisseurs optiques inversées sont en moyenne de 0,01 bien que celles-ci ont globalement tendance à augmenter avec la concentration d'aérosols, pouvant atteindre 0,04. Les erreurs réalisées sur les épaisseurs optiques entraînent alors une erreur moyenne sur la réflectance de surface de 2,8%, allant jusqu'à 9,3% dans le cas de l'inversion dans le bleu pour la charge maximale d'aérosols. En absolu, cette erreur, inférieure à 0,01, reste néanmoins faible.

Cependant, lorsque les modèles directs d'aérosols ont des propriétés optiques qui s'écartent de la moyenne, les résultats se dégradent. En effet, pour les images simulées avec les modèles M1 à M12, les erreurs commises sont cette fois plus importantes. Les erreurs sur les épaisseurs optiques inversées sont en moyenne de 0,02 en absolu et peuvent aller jusqu'à 0,09 (avec M3 dans le bleu) en fonction du modèle direct et de la longueur d'onde. Tout d'abord, les erreurs ont tendance à augmenter lorsque la longueur d'onde diminue et lorsque l'épaisseur optique augmente. Ensuite, de grandes différences sont observées suivant l'atmosphère. En effet, les modèles d'aérosols directs ayant des albédos de simple diffusion forts et des facteurs d'asymétrie faibles ou inversement engendrent des erreurs plus importantes dans l'inversion. La précision sur l'épaisseur optique se dégradant, cela aboutit à une diminution de la précision sur l'estimation des réflectances de surface. L'erreur moyenne commise est de 5%, ce qui reste faible. Cependant de fortes variations sont observées, avec jusqu'à 23% d'erreur (M3 dans le bleu), suivant la précision obtenue sur les épaisseurs optiques.

Ces résultats montrent globalement une tendance à la surestimation des épaisseurs optiques comme cela peut être constaté sur la *Figure 55*, où une régression linéaire du nuage de points représenté donne la loi moyenne :

$$\tau_a^{inv} = 1,1 \cdot \tau_a \quad (87)$$

A partir de ce schéma, une loi empirique est définie permettant de quantifier les erreurs engendrées par la LUT sur l'inversion des épaisseurs optiques. Bien entendu, cette étude n'étant pas exhaustive, cette loi ne peut être considérée comme exacte, mais les atmosphères étudiées étant suffisamment représentatives des cas réels (*cf. partie II.2*), celle-ci peut tout de même être considérée comme une estimation réaliste. Cette loi, représentée par les traits pointillés sur la *Figure 55*, est la suivante :

$$\tau_a^{inv} = (1,1 \pm 0,4) \cdot \tau_a \quad (88)$$

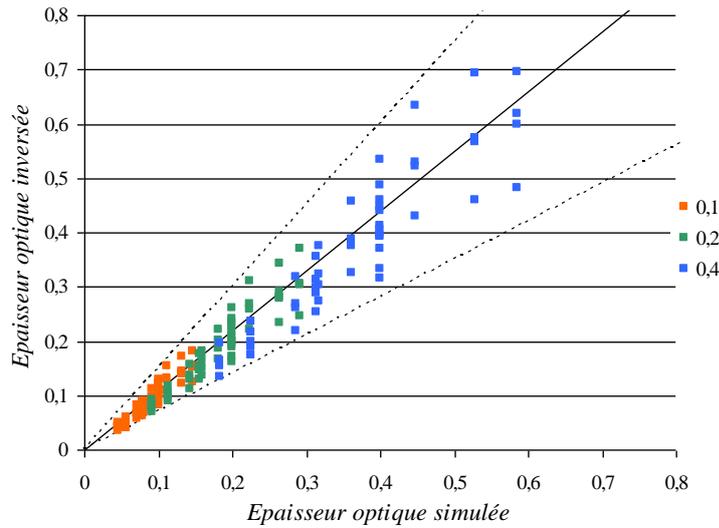


Figure 55. Épaisseurs optiques inversées en fonction des épaisseurs optiques simulées pour les simulations correspondant aux modèles optiques d'aérosols M0 à M12 et à la scène de réflectance 0,1, pour des épaisseurs optiques à 550nm de 0,1, 0,2 et 0,4. La droite représentée en trait plein est la droite d'équation $\tau_a^{inv} = 1,1 \cdot \tau_a$. Les droites représentées en traits pointillés délimitent le domaine $(1,1 \pm 0,4) \cdot \tau_a$.

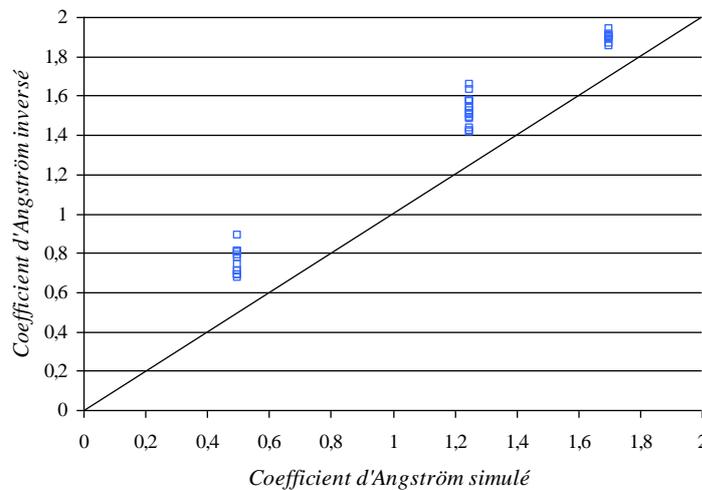


Figure 56. Coefficients d'Angström inversés en fonction des coefficients d'Angström simulés pour les simulations correspondant aux modèles optiques d'aérosols M0 à M12 et à la scène de réflectance 0,1. La droite représentée a pour équation $\alpha^{inv} = \alpha$.

De manière générale, les coefficients d'Angström des distributions d'aérosols inversées sont supérieurs à ceux des modèles directs. Ceux-ci sont représentés en *Figure 56*. Une régression linéaire de ces points donne la droite d'équation :

$$\alpha^{inv} = 0,98 \cdot \alpha + 0,28 \tag{89}$$

avec un coefficient de corrélation de 0,98. Ces coefficients d'Angström sont donc estimés avec un biais moyen légèrement inférieur à 0,3 ce qui est une conséquence de la surestimation (en moyenne) des épaisseurs optiques.

1.5.3 Impact de la configuration instrumentale

1.5.3.1 Impact de la résolution spatiale

Le cas de référence étudié ici est le cas défini par le modèle direct d'aérosols M0, l'épaisseur optique de 0,2 à 550nm et la scène de réflectance 0,1. La résolution spatiale est toujours de 20cm. Afin d'étudier l'impact de ce paramètre, d'autres acquisitions sont simulées, en tout point identique au cas étudié, mais avec cette fois des résolutions spatiales de 50cm, 1m, 2m et 3m. Ces résolutions sont choisies car elles permettent de décrire toute la gamme d'instruments à très haute résolution spatiale, du système aéroporté PELICAN (~20cm de résolution) aux instruments satellitaires multispectraux les plus résolvants comme Quickbird (2,4m) ou Pléiades (2,8m).

Ces acquisitions sont traitées avec OSIS en utilisant les bonnes valeurs de tous les paramètres d'entrée.

Les résultats obtenus montrent que la précision de l'inversion réalisée ne se dégrade pas lorsque la résolution spatiale augmente (tout en restant inférieure à 3m). En effet, quelle que soit la résolution utilisée, les erreurs moyennes relatives obtenues sur l'épaisseur optique sont de l'ordre de 3% correspondant au bruit de l'inversion (*cf. partie IV.1.5.1*). Il en est donc de même pour l'estimation des réflectances de surface avec une erreur moyenne de l'ordre de 1% quelle que soit la résolution.

Ces résultats s'expliquent par le fait que les variations spatiales du signal au niveau du sol, notamment au niveau des transitions ombre/soleil, sont faibles (*cf. partie II.3.2.1*). Ainsi, en théorie, la résolution spatiale de l'instrument, inférieure à 3m, n'a pas d'impact sur l'inversion. Bien entendu, celle-ci a une contrainte majeure, celle de l'obtention de pixels homogènes de part et d'autres des transitions. Cependant ce problème sera discuté à la *partie IV.3.2.1*.

1.5.3.2 Impact de la résolution spectrale

Comme précédemment, le cas de référence étudié ici est le cas défini par le modèle direct d'aérosols M0, l'épaisseur optique de 0,2 à 550nm et la scène de réflectance 0,1. Afin d'étudier l'impact de la résolution spectrale sur l'inversion, les résultats obtenus pour ce cas avec les simulations AMARTIS v2 monochromatiques sont comparés aux inversions obtenus pour des acquisitions non-monochromatiques de résolutions spectrales de 20, 40, 60 et 80nm centrées autour de 440, 550, 670 et 870nm. Ces résolutions sont choisies afin de balayer toute la gamme allant du cas idéal monochromatique aux bandes larges des capteurs satellitaires multispectraux.

Pour simuler chaque observation avec les bandes spectrales, des simulations monochromatiques AMARTIS v2 sont utilisées. Celles-ci sont réalisées dans ces bandes définies par leur largeur $\Delta\lambda$. Leur sensibilité S est prise égale à l'unité. Ainsi, les longueurs d'onde équivalentes λ_e de ces bandes (*cf.*

partie III.2.2.4) sont égales à leurs longueurs d'onde centrales. La luminance apparente en entrée de l'instrument est alors calculée à partir des simulations monochromatiques de la manière suivante :

$$L^*_{bande}(\lambda_c) = \frac{\int_{bande} L^*(\lambda).S(\lambda).d\lambda}{\int_{bande} S(\lambda).d\lambda} = \frac{\sum_{i=1}^n L^*_{monoch}(\lambda_i)}{n} \quad (90)$$

$$\lambda_i = (\lambda_e - \Delta\lambda/2) + \Delta\lambda \cdot \frac{i-1}{n-1} \quad (91)$$

avec n le nombre de simulations monochromatiques réalisées. Les simulations directes sont faites tous les 10nm, correspondant ainsi respectivement à l'utilisation de 3, 5, 7 et 9 simulations monochromatiques pour des bandes de 20nm, 40nm, 60nm et 80nm de large.

L'inversion se fait toujours de manière monochromatique, aux longueurs d'onde équivalentes des bandes.

Les résultats obtenus montrent que la largeur de la bande spectrale utilisée n'a pas d'impact sur l'inversion des épaisseurs optiques des aérosols. Les erreurs moyennes obtenues sont de l'ordre de 3 à 4% quelle que soit celle-ci, c'est-à-dire de l'ordre du bruit de l'inversion (*cf. partie IV.1.5.1*). Il en est donc de même pour l'inversion de la réflectance de surface avec une précision de l'ordre de quelques pourcents.

Ces résultats montrent que l'intégration de la diffusion atmosphérique dans des bandes spectrales de largeurs inférieures à 80nm n'a pas d'impact significatif sur l'inversion. Il faut tout de même noter que la scène utilisée ici est un cas particulier, celle-ci ayant une réflectance constante spectralement, ce qui n'est pas toujours le cas des scènes réelles. Cependant, l'inversion au-dessus de matériaux dont la réflectance varie avec la longueur d'onde n'aura pas d'impact si les surfaces observées de part et d'autre des transitions ont les mêmes propriétés radiatives.

1.5.3.3 Impact de l'étalonnage radiométrique

Dans cette partie, c'est l'impact de la précision de l'étalonnage radiométrique de l'instrument sur l'inversion qui est évalué. Typiquement, la précision des étalonnages des instruments de télédétection est de l'ordre de quelques pourcents dans le réflectif. Ainsi, par exemple, les instruments satellitaires MODIS et Ikonos sont étalonnés en absolu avec respectivement des précisions meilleures que 2% (*Justice et al., 2002*) et 5% (*Cook et al., 2001*). Les instruments aéroportés AVIRIS et PELICAN sont, eux, étalonnés en absolu respectivement à mieux que 4% (*Green et al., 1998*) et 10% (*cf. partie IV.2.1.2.2*). Ces précisions sont meilleures en inter bande, c'est-à-dire relativement d'une bande à une autre, qu'en absolu.

Ainsi, deux types d'erreur d'étalonnage sont modélisés : des erreurs d'étalonnage absolu et des erreurs d'étalonnage inter bande. L'erreur d'étalonnage absolu est modélisée par une même erreur relative sur toutes les bandes, avec des valeurs de $\pm 5\%$ et $\pm 10\%$. L'erreur d'étalonnage inter bande consiste à supposer toutes les bandes spectrales bien étalonnées sauf une pour laquelle des erreurs de $\pm 2\%$ et $\pm 5\%$ sont considérées.

Les simulations AMARTIS v2 utilisées dans cette partie correspondent à celles réalisées pour le modèle M0 et une réflectance de surface de 0,1 (cf. *Tableau 10*). Les inversions sont toujours réalisées en maîtrisant tous les paramètres. Seule cette erreur d'étalonnage est susceptible d'induire une erreur dans l'inversion.

1.5.3.3.1 Etalonnage absolu

Les erreurs d'étalonnage simulées lors des inversions sont identiques dans toutes les voies et sont de $\pm 5\%$ et $\pm 10\%$.

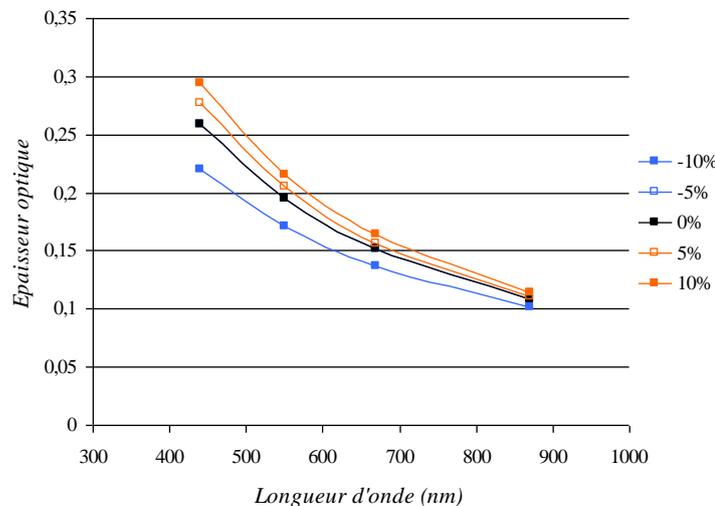


Figure 57. Epaisseurs optiques spectrales inversées pour des erreurs d'étalonnage absolu de -10%, -5%, 0%, +5% et +10% dans le cas du modèle M0, d'une réflectance de surface de 0,1 et d'une épaisseur optique à 550nm de 0,2. La courbe correspondant à une erreur de -5% n'est pas visible sur ce schéma car elle est masquée par celle correspondant à une inversion sans erreur d'étalonnage.

Les résultats obtenus (cf. *Figure 57*) montrent tout d'abord qu'une surestimation (respectivement sous-estimation) de la luminance en entrée du capteur entraîne une surestimation (respectivement sous-estimation) de l'épaisseur optique des aérosols, l'erreur sur l'épaisseur optique étant d'autant plus forte que l'erreur d'étalonnage est importante.

Ensuite, cette erreur est d'autant plus importante (en absolu) que l'épaisseur optique simulée est grande. Ainsi, quelle que soit l'erreur d'étalonnage (comprise entre -10% et +10%), l'écart observé dans le proche infrarouge avec l'inversion réalisée sans introduire d'erreur est inférieur à 0,01. En revanche, dans le bleu, cet écart atteint 0,04 pour une erreur d'étalonnage de -10%. Ces incertitudes entraînent des écarts sur l'estimation des réflectances de surface pouvant aller jusqu'à 19% dans le bleu. Elles se traduisent par une sous-estimation (respectivement surestimation) du coefficient d'Angström lorsque l'erreur d'étalonnage est négative (respectivement positive). En effet, alors que le coefficient inversé est de 1,27 dans le cas idéal, celui-ci est de 1,13 et de 1,39 pour des erreurs d'étalonnage de -10% et +10%.

L'inversion est plus sensible aux erreurs d'étalonnage pour les courtes longueurs d'onde car la diffusion atmosphérique y est plus importante. En effet, les luminances atmosphérique et d'environnement ont alors des niveaux plus élevés (cf. partie II.3). Cela implique que le rapport des luminances dans l'équation d'inversion (cf. équation 70, page 124) est davantage modifié par une erreur d'étalonnage aux courtes longueurs d'onde et engendre ainsi une erreur d'inversion plus importante.

1.5.3.3.2 Etalonnage inter bande

Les erreurs d'étalonnage radiométriques inter bande simulées lors des inversions sont de $\pm 2\%$ et $\pm 5\%$. Celles-ci sont simulées pour une seule bande spectrale à la fois, les autres voies étant supposées correctement étalonnées.

Les résultats obtenus montrent que les inversions sont plus sensibles à une erreur dans le bleu qu'à une erreur dans les autres voies. Ils sont présentés en en Figure 58.

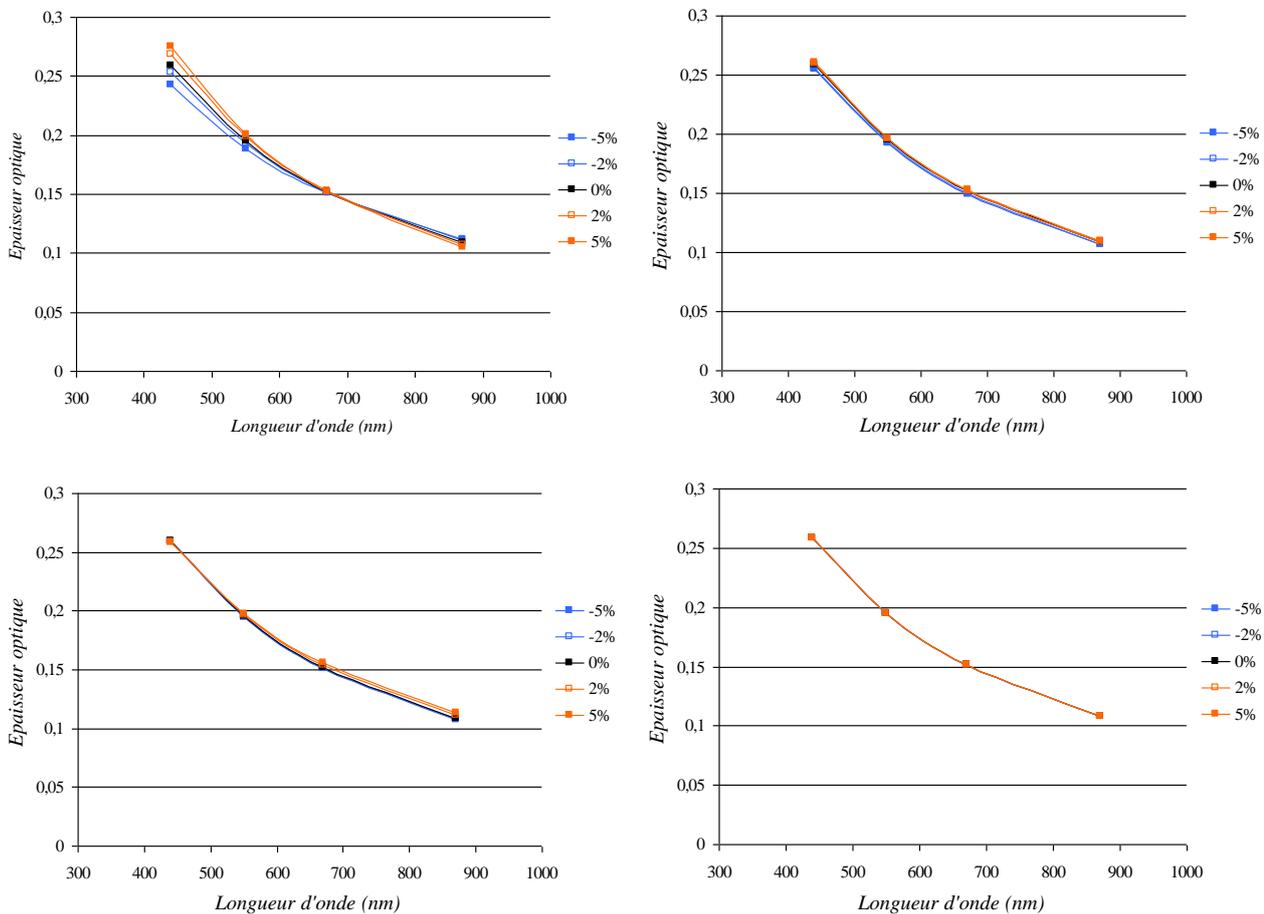


Figure 58. Epaisseurs optiques spectrales inversées pour des erreurs d'étalonnage dans les bandes bleu (en haut à gauche), verte (en haut à droite), rouge (en bas à gauche) et proche infrarouge (en bas à droite). Ces erreurs inter bande sont de -5%, -2%, 0%, +2% et +5% et sont simulées dans le cas du modèle M0, d'une réflectance de surface de 0,1 et d'une épaisseur optique à 550nm de 0,2.

Dans le cas d'une erreur d'étalonnage dans le bleu, l'écart entre l'épaisseur optique inversée pour une erreur de -5% et l'épaisseur optique inversée dans le cas idéal monte jusqu'à 0,02. Des erreurs du même ordre dans les voies rouge et verte entraînent des écarts inférieurs à 0,01, ceux-ci étant nuls pour le proche infrarouge. Ces différences de comportement entre les voies s'expliquent par ce qui a été présenté précédemment : une erreur d'étalonnage donnée entraîne un plus grand écart dans l'inversion de l'épaisseur optique dans le bleu que dans les autres bandes. Il faut également noter que la régression logarithmique réalisée à la fin de la procédure lisse les courbes obtenues, masquant en partie ces erreurs d'inversion.

Ceci entraîne des variations plus importantes dans le bleu que dans les autres voies pour l'inversion du coefficient d'Angström et de la réflectance de surface avec des écarts en absolu allant respectivement jusqu'à 0,14 et 0,01 pour les cas traités.

Finalement, les erreurs d'étalonnage inter bande ont un impact très faible, celui-ci n'étant pas négligeable que dans le bleu, à partir de 5% d'erreur, ce qui correspond à une erreur d'étalonnage inter bande très importante aux vues des performances des étalonnages radiométriques des instruments de télédétection actuels.

1.6 Conclusions de l'étude de sensibilité

1.6.1 Bilan

Les principaux résultats obtenus au cours de cette étude de sensibilité sont récapitulés dans le *Tableau 11*.

Cette étude de sensibilité a tout d'abord permis d'étudier l'impact des principales sources d'erreur intrinsèques à la méthode. Elle a notamment permis de mettre en évidence le très fort impact de la LUT utilisée. A cette incertitude s'ajoute une erreur provenant de l'estimation a priori des réflectances des bâtiments pouvant atteindre jusqu'à 0,02 dans le cas de faibles épaisseurs optiques, et donc surtout aux grandes longueurs d'onde.

Ces sources d'erreurs étant étudiées séparément, il est difficile d'estimer leur impact combiné. Cependant, il semble raisonnable d'estimer la précision de la méthode par la loi :

$$\tau_a^{inv} - \tau_a = 0,1 \cdot \tau_a \pm (0,02 + 0,4 \cdot \tau_a) \quad (92)$$

La *Figure 59* représente les résultats obtenus pour les inversions réalisées avec la LUT d'OSIS sur les images simulées avec les modèles M0 à M12 pour des épaisseurs optiques à 550nm de 0,1, 0,2 et 0,4 (la réflectance de surface étant de 0,1). Les traits pleins sur ce schéma bornent la précision ainsi estimée de la méthode d'inversion et les traits pointillés représentent pour comparaison la précision du produit MODIS (à basse résolution spatiale) au-dessus des terres émergées définie par $\pm(0,05 + 0,15 \cdot \tau_a)$ (*Levy et al., 2009*).

SOURCE D'ERREUR	QUANTIFICATION DE L'ERREUR	IMPACT SUR τ_a^{inv}	IMPACT SUR α^{inv}	IMPACT SUR ρ_c^{inv}	REMARQUES	
<i>SOURCES D'ERREUR INTRINSEQUES A LA METHODE D'INVERSION</i>						
<i>Erreur sur l'estimation a priori des réflectance des bâtiments</i>	±0,05 et ±0,10	$ \tau_a^{inv} - \tau_a < 0,02$	$ \alpha^{inv} - \alpha < 0,17$	$\left \frac{\rho_c^{inv} - \rho_c}{\rho_c} \right < 5\%$	Impact surtout aux faibles épaisseurs optiques Importance de la géométrie	
<i>Modèle d'aérosols pour l'inversion</i>	LUT d'OSIS	$\tau_a^{inv} - \tau_a < (0,1 \pm 0,4) \cdot \tau_a$	$\overline{\alpha^{inv} - \alpha} = -0,02 \cdot \alpha + 0,28$	$\left \frac{\rho_c^{inv} - \rho_c}{\rho_c} \right = 5\%$ $\left \frac{\rho_c^{inv} - \rho_c}{\rho_c} \right < 23\%$	Surestimation en moyenne des épaisseurs optique et du coefficient d'Angström	
<i>CARACTERISTIQUES INSTRUMENTALES</i>						
<i>Résolution spatiale</i>	20cm à 3m	$ \tau_a^{inv} - \tau_a < 0,01$	-	-	Impact négligeable	
<i>Résolution spectrale</i>	20nm à 80nm	$ \tau_a^{inv} - \tau_a < 0,01$	-	-	Impact négligeable	
<i>Erreur sur l'étalonnage radiométrique</i>	<i>Absolu</i>	±5% et ±10%	$ \tau_a^{inv} - \tau_a < 0,04$	$ \alpha^{inv} - \alpha < 0,14$	$\left \frac{\rho_c^{inv} - \rho_c}{\rho_c} \right < 19\%$	Impact essentiellement dans le bleu et négligeable aux autres longueurs d'ondes
	<i>Inter bande</i>	±2% et ±5%	$ \tau_a^{inv} - \tau_a < 0,02$	$ \alpha^{inv} - \alpha < 0,14$	$\left \frac{\rho_c^{inv} - \rho_c}{\rho_c} \right < 10\%$	

Tableau 11. Récapitulatif des principaux résultats obtenus au cours de l'étude de sensibilité. Les grandeurs moyennes sont indiquées par une barre horizontale.

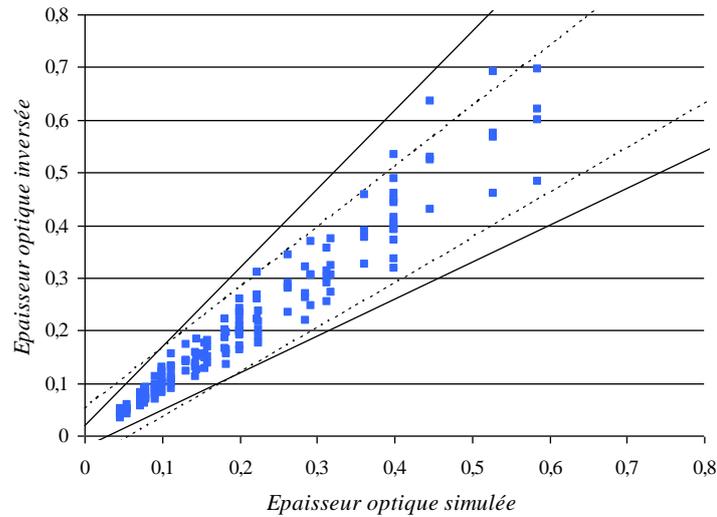


Figure 59. Épaisseurs optiques inversées en fonction des épaisseurs optiques simulées pour les 13 modèles d'aérosols dans le cas d'épaisseurs optiques à 550nm de 0,1, 0,2 et de 0,4 et d'une réflectance de surface de 0,1. Les droites en trait plein représentent la précision estimée de la méthode d'inversion ($\tau_a^{inv} = 1,1.\tau_a \pm (0,02 + 0,4.\tau_a)$) et les droites en pointillés représentent la précision du produit MODIS au-dessus des terres émergées ($\tau_a^{inv} = \tau_a + (0,05 + 0,15.\tau_a)$ et $\tau_a^{inv} = \tau_a - (0,05 + 0,15.\tau_a)$, *Levy et al., 2009*).

Ainsi, ce schéma montre que la précision intrinsèque d'OSIS est meilleure que celle du produit MODIS pour des épaisseurs optiques faibles, sensiblement égale pour des atmosphères moyennement chargées (épaisseurs optiques autour de 0,2) et moins bonne pour des épaisseurs optiques fortes.

De plus, les résultats précédents montrent une tendance générale à la surestimation du coefficient d'Angström due à la LUT d'OSIS. Celle-ci engendre en effet un biais moyen légèrement inférieur à 0,3 sur le coefficient d'Angström.

Avec OSIS, les réflectances des couples ombre/soleil résultantes sont estimées typiquement avec une précision de l'ordre de quelques pourcents. Cependant, cette précision dépend fortement, comme pour l'estimation des épaisseurs optiques, de l'atmosphère et de la longueur d'onde. Les erreurs obtenues montent jusqu'à 23% dans les cas étudiés.

Cette étude de sensibilité a ensuite permis de montrer l'impact des caractéristiques de l'instrument sur les inversions réalisées : résolutions spatiale et spectrale, et étalonnages radiométriques absolu et inter bande.

Celle-ci a tout d'abord mis en évidence le fait que les précisions obtenues sont relativement indépendantes des résolutions spatiale et spectrale de l'instrument. Ensuite, celle-ci a montré qu'OSIS est relativement peu sensible à des problèmes d'étalonnage inter bande avec des erreurs sur les épaisseurs optiques inférieures à 0,02 pour des erreurs d'étalonnage inter bandes inférieures à 5%. En revanche, les erreurs d'étalonnage absolu peuvent engendrer des erreurs sur les épaisseurs optiques non négligeables dans le bleu où celles-ci peuvent monter jusqu'à 0,04 pour une atmosphère moyennement chargée (épaisseur optique de 0,2 à 550m) et une erreur d'étalonnage de -10%. En revanche, plus la

longueur d'onde augmente, plus cette erreur diminue, celle-ci étant quasiment nulle dans le PIR pour les cas traités. Il est ici intéressant de comparer ce résultat avec ceux présentés lors de l'étude de la méthode ombre/soleil « par différence » (*cf. partie III.1.2.2*). En effet, pour cette méthode, une erreur d'étalonnage de 10% se traduit par une erreur sur l'épaisseur optique de 0,04, mais cette fois dans toutes les voies de l'instrument. La méthode mise en œuvre est donc globalement moins sensible que cette technique « par différence » à l'étalonnage de l'instrument. Les erreurs obtenues sur l'inversion des épaisseurs optiques à cause des problèmes d'étalonnage engendrent des erreurs dans l'inversion du coefficient d'Angström pouvant atteindre 0,14 et des erreurs sur l'inversion de la réflectance allant jusqu'à 19% dans le bleu.

En plus d'évaluer l'impact de ces différentes sources d'erreur, cette étude permet de fournir des recommandations quant à l'utilisation d'OSIS. En effet, elle a montré qu'afin d'éviter au maximum les erreurs engendrées par une mauvaise estimation des réflexions, il est préférable de travailler sur des zones dégagées. Il faut par exemple privilégier les esplanades aux rues étroites. Elle a également montré qu'il faut privilégier les instruments les mieux étalonnés possibles. Cependant, ces points sont discutés plus en détail à la *partie IV.3.2*.

1.6.2 Limitations

Cette étude présente deux principales limitations.

Tout d'abord, elle ne prend pas en compte la variabilité spatiale des cibles utilisées pour l'inversion des aérosols. En effet, l'observation de cibles de réflectances différentes entraîne l'invalidité de l'équation d'inversion utilisée. Ainsi, la variabilité spatiale des matériaux observés va engendrer par cette erreur dans la modélisation une erreur dans l'inversion. Cependant, étant donnée la nature statistique de cette erreur, il semble raisonnable de considérer que les erreurs engendrées sur l'inversion peuvent être limitées en moyennant les résultats obtenus sur plusieurs couples ombre/soleil très proches.

Ensuite, toutes les sources d'erreurs sont étudiées séparément. La combinaison de celles-ci est difficile car elle requiert la réalisation d'un grand nombre de simulations, ce qui est difficile avec AMARTIS v2 en raison de temps de calcul importants. Cependant, cette étude a permis d'évaluer l'impact de ces différentes sources d'erreur et de déterminer celles qui sont les plus contraignantes : la LUT utilisée pour l'inversion et l'étalonnage absolu de l'instrument.

2. UTILISATION DE LA PROCEDURE SUR DES DONNEES REELLES : CAMPAGNE AEROPORTEE MUSARDE AVEC LE CAPTEUR PELICAN

Dans cette partie, la procédure d'inversion est testée sur un jeu de données réelles correspondant à des acquisitions aéroportées effectuées lors de la campagne MUSARDE au-dessus de la ville de Toulouse à une résolution spatiale de 20cm.

Ce premier test sur des données réelles est essentiel pour plusieurs raisons. Il permet tout d'abord de tester la procédure sans dissocier les sources d'erreurs, contrairement à la partie précédente. Il permet ensuite de vérifier la cohérence des résultats vis-à-vis de la précision estimée de la méthode. Ce test permet enfin de mieux appréhender le problème de la sélection des couples ombre/soleil pour l'inversion.

2.1 La campagne MUSARDE

2.1.1 Description générale

La campagne MUSARDE (Multi-angular Urban remote Sensing Acquisitions for Reflectance retrieving in 3D Environment) a été organisée afin de valider ce travail de thèse ainsi que celui-ci de Stéphanie Doz, doctorante à l'Onera au Département Optique Théorique et Appliquée. Elle est le fruit d'une collaboration avec l'IGN. C'est une campagne de mesures aéroportées utilisant l'imageur PELICAN (Plate-forme Et Logiciels Informatiques De Caméras Aéroportées Numériques, *Deliot et al., 2006*) au-dessus de la ville de Toulouse. Celle-ci s'est déroulée les 21 et 22 mars et le 9 avril 2009 par ciel clair sauf pour la journée du 9 avril où des nuages fins étaient visibles à l'horizon durant les vols.

Deux systèmes PELICAN composés de 4 caméras (*cf. Figure 60*) ont été installés à bord du Beechcraft LN de l'IGN permettant la réalisation de prises de vue en visées avant (inclinaison moyenne de 23°) et nadir dans le visible et le proche infrarouge. Un site de référence a été choisi pour cette campagne dans le cadre des travaux de Stéphanie Doz : la préfecture de Toulouse. Ainsi, durant les 3 jours de campagne, plusieurs vols ont été réalisés au-dessus de ce site permettant l'obtention de nombreuses acquisitions. Des mesures terrains ont été réalisées sur ce site quasi-simultanément aux vols à l'aide de spectroradiomètres, notamment des mesures d'éclairement total et d'éclairement direct afin de caractériser l'atmosphère au moment des acquisitions.

Un exemple d'acquisition obtenue durant cette campagne est présenté en *Figure 61*. D'autres illustrations sont présentées en *annexe 4*.



Figure 60. Photographies d'un des systèmes PELICAN à 4 caméras (gauche) et des deux systèmes montés sur pieds (droite).



Figure 61. Composition colorée réalisée à partir d'une prise de vue obtenue au-dessus de Toulouse durant la campagne MUSARDE avec le système PELICAN nadir (résolution spatiale de 20cm).

2.1.2 Le système PELICAN nadir

2.1.2.1 Description

Le travail présenté dans cette partie se restreint au traitement de prises de vue au nadir. Les configurations expérimentales choisies pour ces acquisitions ont été définies pour répondre aux besoins de Stéphanie Doz sur la classification des matériaux en milieu urbain.

Le système nadir est composé de 4 caméras dont les filtres de largeur à mi-hauteur 30nm sont centrés à 440, 550, 670 et 870nm. Ces bandes spectrales sont situées en dehors des zones de forte absorption gazeuse (cf. *partie II.1.1.2*). Les courbes de sensibilité de ces filtres sont présentées en *Figure 62*. Ces caméras utilisent toutes des focales de 150mm. La hauteur de vol de l'appareil d'environ 3,5km a ainsi permis l'obtention de résolutions spatiales très légèrement supérieures à 20cm.

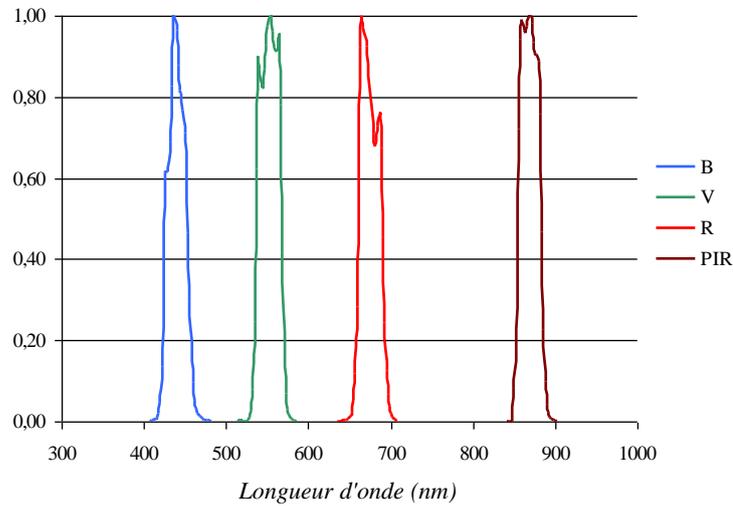


Figure 62. Sensibilité spectrale relative des 4 caméras du système PELICAN nadir : bandes bleue (B), verte (V), rouge (R) et proche infrarouge (PIR).

2.1.2.2 Etalonnage

La grandeur physique utilisée pour la caractérisation des aérosols est la luminance équivalente en entrée de l'instrument L^*_{bande} de télédétection. Or, les caméras fournissent des comptes numériques CN_{mes} correspondant au signal mesuré par celles-ci durant un temps d'intégration t_{int} . Pour déterminer la luminance en entrée de ces caméras, il faut connaître en plus de ces deux paramètres, le niveau d'obscurité CN_{obs} correspondant au signal mesuré par les détecteurs sans exposition à la lumière et le coefficient d'étalonnage absolu A de ces caméras. La luminance en entrée de l'instrument est alors obtenue par la relation :

$$L^*_{bande} = A \cdot \frac{CN_{mes} - CN_{obs}}{t_{int}} \quad (93)$$

L'étalonnage du système PELICAN consiste à déterminer le coefficient A pour chacune des 4 caméras.

Cet étalonnage du système PELICAN a été réalisé en laboratoire à l'aide de la sphère intégrante de l'Onera et d'un spectroradiomètre, celui-ci étant utilisé comme référence car étant lui-même étalonné en absolu avec une précision meilleure que 3,8% dans le visible et le proche infrarouge.

Pour étalonner cet instrument, des acquisitions sont effectuées pour le pixel central du détecteur de chaque caméra en visant le centre de la sphère (cf. *Figure 63*). Une mesure de luminance spectrale est également réalisée dans les mêmes conditions avec le spectroradiomètre. Cette luminance spectrale mesurée est intégrée dans les bandes spectrales des 4 caméras d'après les courbes de sensibilité présentées en *Figure 62*. L'égalisation de chacune des caméras et l'évaluation de leur niveau d'obscurité ayant été effectuées par ailleurs, cette manipulation permet de calculer le coefficient d'étalonnage absolu de chaque caméra par la formule suivante :

$$A = \frac{\int_{\text{bande}} S(\lambda).L_{\text{spectro}}(\lambda).d\lambda}{\int_{\text{bande}} S(\lambda).d\lambda} \cdot \frac{t_{\text{int}}}{CN_{\text{mes}} - CN_{\text{obs}}} \quad (94)$$

avec S la sensibilité de la caméra et L_{spectro} la luminance spectrale mesurée par le spectroradiomètre.



Figure 63. Photographie prise durant l'étalonnage en laboratoire du système PELICAN (à gauche) réalisé à l'aide d'une sphère intégrante (à droite).

Comme cela a été expliqué à la *partie IV.1.5.3.3*, la qualité de l'étalonnage de l'instrument est importante pour l'utilisation d'OSIS. Aussi, il est essentiel d'estimer sa précision sur la luminance mesurée en entrée du système PELICAN dans les différentes voies. Cependant, cette étude est complexe du fait des nombreuses sources d'incertitude limitant cette précision. Ces sources d'erreur sont de deux types : les erreurs sur l'étalonnage en laboratoire des pixels centraux des détecteurs, et les incertitudes liées aux conditions en vol.

En laboratoire, la qualité de l'étalonnage est limitée par différents facteurs. Tout d'abord, la manipulation réalisée avec le spectroradiomètre et les caméras PELICAN est limitée par la précision du spectroradiomètre de l'ordre de 3% et par les erreurs de mesures engendrées par la non-uniformité de la

sphère intégrante, difficiles à évaluer précisément. Ensuite, des réflexions parasites se produisent dans les optiques des caméras au cours de ces mesures et nuisent à celles-ci. Une erreur typique de l'ordre de quelques pourcents est supposée mais celle-ci est encore une fois difficile à estimer. Enfin, les mesures dans le bleu et le proche infrarouge sont moins précises que dans le vert et le rouge car les détecteurs en silicium sont alors en bord de sensibilité : le rapport signal sur bruit est donc faible dans ces bandes. Cet effet est exacerbé dans le bleu à cause du faible signal délivré par la sphère intégrante comme cela peut se constater en *Figure 64*.

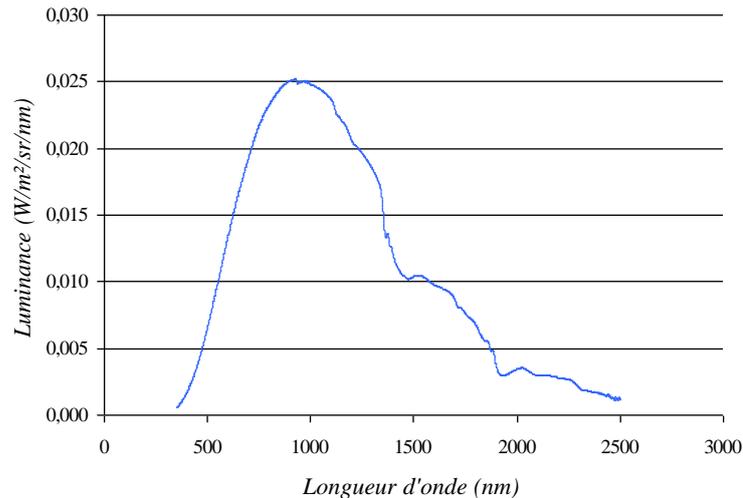


Figure 64. Luminance spectrale issue de la sphère intégrante mesurée par le spectroradiomètre.

En vol, une fois de plus, des réflexions parasites dépendant des conditions d'utilisation des caméras viennent perturber les mesures réalisées. De plus, le transfert de la sensibilité du pixel central aux autres pixels par l'égalisation dégrade l'étalonnage réalisé en laboratoire. En effet, des écarts de 5% sur le signal mesuré ont été observés sur ce système en fonction des méthodes utilisées pour l'égalisation des détecteurs. Enfin, les sensibilités faibles des détecteurs dans le bleu et le proche infrarouge viennent encore une fois diminuer le rapport signal à bruit et entraîner un bruit pouvant être important dans les ombres.

La précision de l'étalonnage réalisé est donc dépendante d'un grand nombre de sources d'erreurs qui ne sont pas toutes bien maîtrisées. Ainsi, il est difficile d'évaluer la précision obtenue sur la mesure de la luminance en entrée d'instrument par une étude rigoureuse poste à poste.

Cependant, l'expérience acquise lors de précédentes campagnes de mesure permet de chiffrer ces écarts de 2 à 10% entre les coefficients d'étalonnages obtenus par cette méthode et les coefficients obtenus lors d'étalonnages en vol, avec une meilleure précision dans le vert et le rouge. La précision sur l'étalonnage peut donc raisonnablement être estimée à mieux que 10%. Malheureusement, il n'est pas possible d'avoir une meilleure estimation de cette précision.

2.1.3 Les mesures terrain : mesures d'éclairement total et estimation des épaisseurs optiques des aérosols

Différentes mesures terrain ont été effectuées durant la campagne MUSARDE : mesures de réflectance de surface, mesures d'éclairement et mesures de luminance au niveau du sol. Parmi celles-ci, les mesures d'éclairement effectuées sur la place Saint-Etienne sont utilisées pour ce travail afin d'une part de contrôler la présence de nuages fins et d'autre part d'évaluer l'épaisseur optique spectrale des aérosols présents dans l'atmosphère durant les acquisitions. Ces mesures ont été réalisées à la préfecture de manière régulière pendant les vols de l'avion.

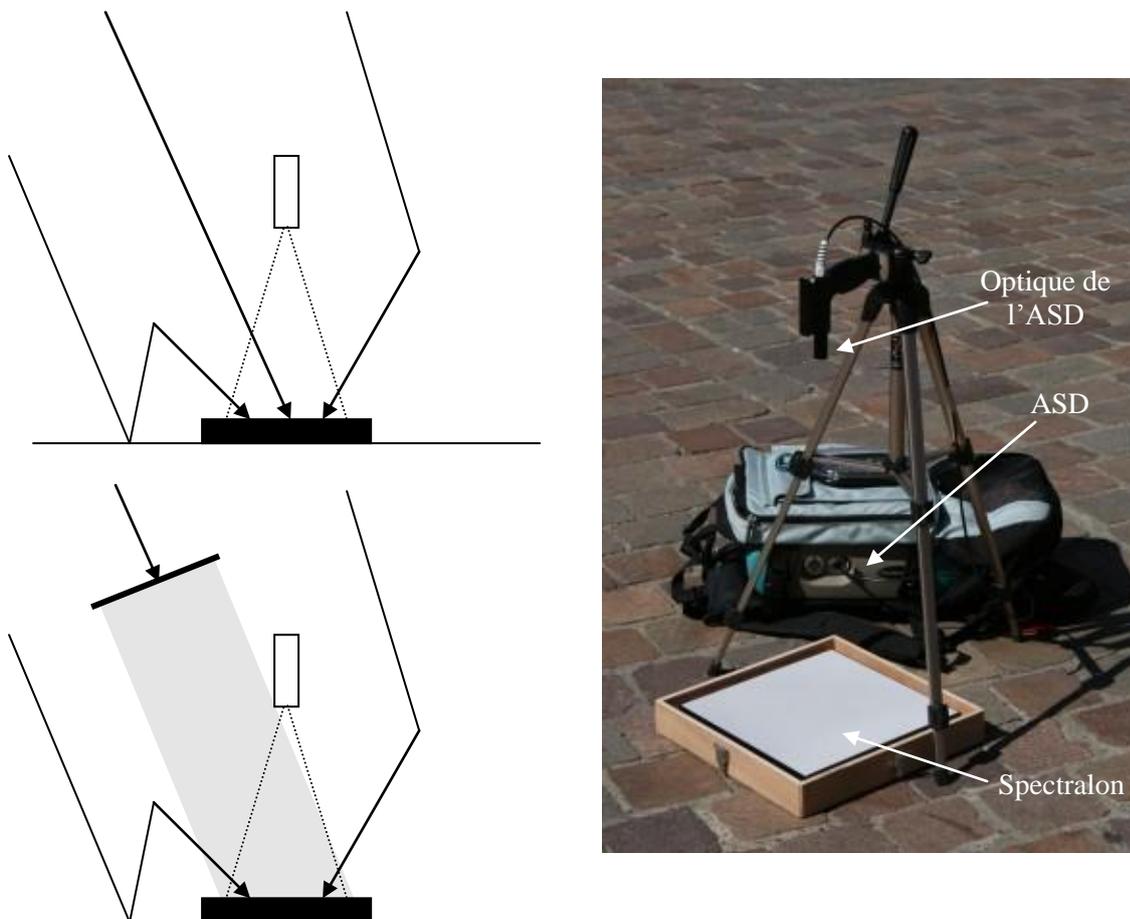


Figure 65. A gauche, schémas représentant les mesures d'éclairement total et d'éclairement secondaire (sans la composante directe) effectuées à l'aide d'un spectroradiomètre (en blanc) et d'un spectralon (en noir). A droite, photographie de l'instrumentation utilisée pour les mesures d'éclairement réalisées le 22 mars à la place Saint-Etienne.

Deux types d'éclairement sont mesurés ici : les éclairements total et direct au niveau du sol. Le principe de ces mesures est présenté sur la *Figure 65*. Elles s'effectuent à l'aide d'un spectroradiomètre (ASD) et d'un spectralon de réflectance spectrale $\rho_{spec}(\lambda)$ connue. La luminance spectrale mesurée au-dessus du spectralon $L_1(\lambda)$ permet de remonter à l'éclairement total spectral par la relation suivante :

$$E_{tot}(\lambda) = \frac{\pi \cdot L_1(\lambda)}{\rho_{spec}(\lambda)} \quad (95)$$

En occultant la composante directe du signal par un panneau, l'éclairement direct est obtenu par différence à partir de la nouvelle luminance mesurée $L_2(\lambda)$ et de la luminance $L_1(\lambda)$ mesurée précédemment :

$$E_{dir}(\lambda) = \frac{\pi \cdot (L_1(\lambda) - L_2(\lambda))}{\rho_{spec}(\lambda)} \quad (96)$$

La détection de la présence de nuages se fait en suivant l'évolution temporelle de l'éclairement total.

L'épaisseur optique des aérosols est estimée en calculant la transmission directe descendante de l'atmosphère à partir de la mesure d'éclairement direct par la relation suivante :

$$T_{dir}^{\downarrow}(\lambda) = \frac{E_{dir}(\lambda)}{\mu_s \cdot E_s(\lambda)} \quad (97)$$

L'épaisseur optique spectrale des aérosols est alors évaluée en déterminant les propriétés radiatives des gaz et des particules qui approchent le mieux la courbe de transmission directe (cf. *partie IV.2.2.2*).

Il faut préciser ici qu'une source d'incertitude intrinsèque à ce type de mesure réside dans l'occultation par le panneau d'une partie du signal diffusé par l'atmosphère lors de la mesure de $L_2(\lambda)$. L'utilisation de cette méthode engendre donc une surestimation de la composante directe du signal, ce qui a pour conséquence une sous-estimation des épaisseurs optiques des aérosols.

2.2 Préparation de l'inversion

2.2.1 Sélection des images PELICAN

Plusieurs critères ont mené à la sélection de prises de vue pour tester la procédure d'inversion : la qualité des images PELICAN, les bonnes conditions atmosphériques (absence de nuages fins) et la disposition des ombres au niveau du sol.

Tout d'abord, les images obtenues le 21 mars étant légèrement floues à cause de problèmes techniques, ce jeu de données a été exclu. Ensuite, comme cela peut être observé sur la *Figure 66*, les fluctuations de l'éclairement total mesuré le 9 avril confirment la présence de nuages fins. Ce jeu a donc également été exclu. Le 22 mars, en revanche, les variations monotones au cours du temps de l'éclairement mesuré indique un ciel dégagé. Seul un doute subsiste aux alentours de 12h45 (TU) où un décrochement des courbes d'éclairement total est observé pouvant provenir de la présence de nuages ou d'une erreur de manipulation. Finalement, seules les données obtenues le 22 mars, à l'exception de celles acquises entre 12h30 et 13h (TU), peuvent être exploitées pour ce travail.

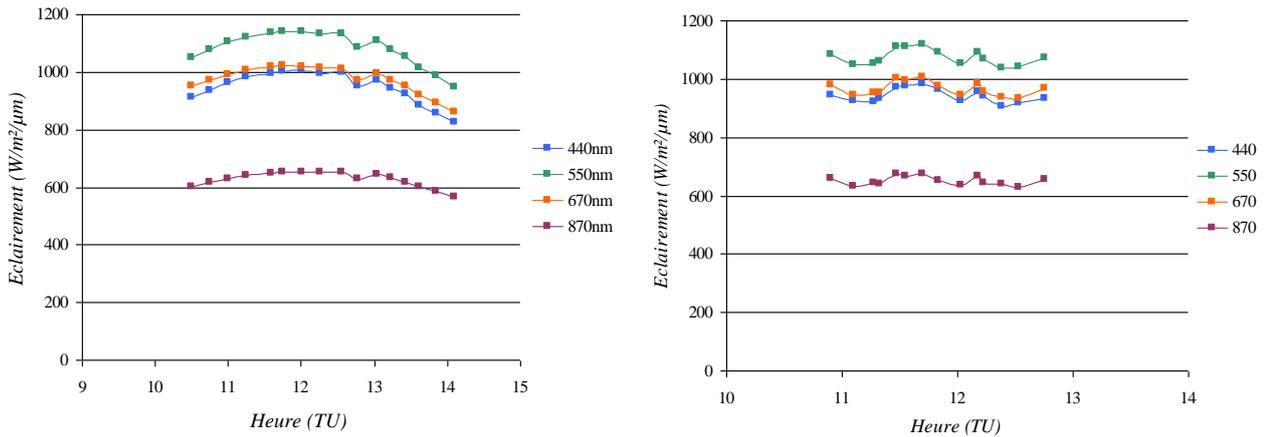


Figure 66. Mesures d'éclairement total effectuées à la préfecture le 22 mars (gauche) et le 9 avril (droite).

Les images utilisées ont été choisies en fonction des ombres présentes au sol. En effet, au cours des acquisitions effectuées au centre de Toulouse sur une durée de plus de 2h, les ombres ont beaucoup évoluées.

Deux prises de vue successives réalisées à 13h08 (TU) ont été retenues. Celles-ci ont été sélectionnées car elles permettent d'avoir un bon compromis entre les zones à l'ombre et les zones au soleil dans les rues situées près de la préfecture où les mesures au sol ont été réalisées.

2.2.2 Caractérisation de l'atmosphère à partir des mesures terrain

La caractérisation de l'atmosphère est basée sur les mesures de transmission directe réalisées à la place Saint-Etienne les plus proches du moment de l'acquisition, à 13h02 (TU), soit 6min avant les prises de vue étudiées. Les propriétés radiatives de l'atmosphère (aérosols et gaz) sont estimées en déterminant l'épaisseur optique spectrale des aérosols et le modèle moléculaire (modélisé par 6S à partir d'une concentration en ozone et en vapeur d'eau) simulant la transmission directe descendante mesurée.

Les résultats de cette étude sont présentés en *Figure 67*. Ceux-ci permettent d'établir comme référence une distribution d'aérosols de coefficient d'Angström de 0,8 et ayant une épaisseur optique à 550nm de 0,13. L'épaisseur optique spectrale correspondante est représentée en *Figure 67*. Ces résultats indiquent une atmosphère relativement dégagée de particules.

Une étude a été menée afin d'estimer l'erreur commise sur l'estimation des épaisseurs optiques des aérosols engendrée par la surestimation de la transmission directe lors de la mesure. Dans les conditions de la manipulation, celle-ci est de l'ordre de 1% et est donc négligeable.

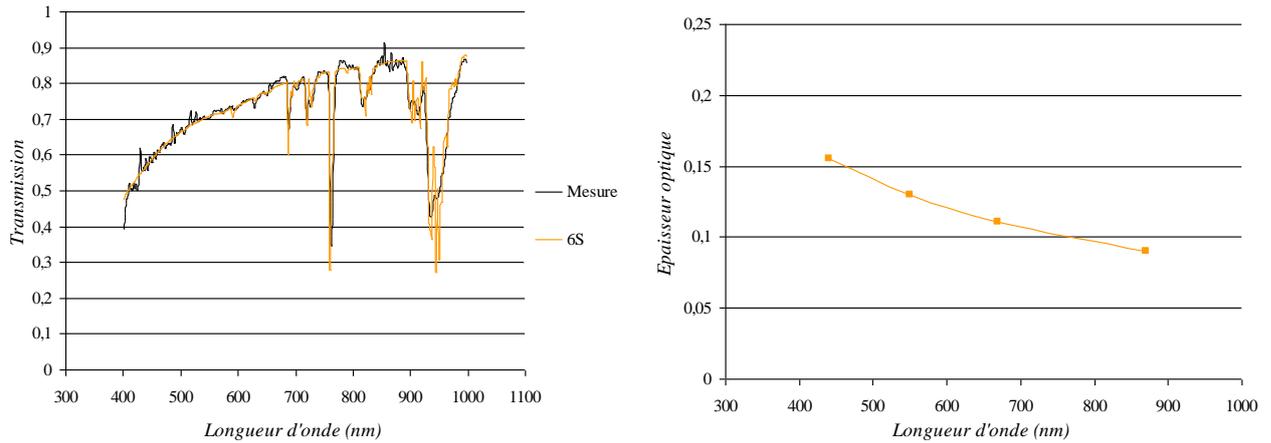


Figure 67. A gauche, transmission directe spectrale mesurée le 22 mars à la préfecture à 13h02 (TU) et transmission directe spectrale simulée avec 6S. A droite, épaisseur optique spectrale des aérosols de référence obtenue à partir de cette simulation pour les acquisitions PELICAN du 22 mars prises à 13h08 (TU).

2.2.3 Choix des points d'inversion

Plusieurs zones ont été sélectionnées pour réaliser les inversions. Elles devaient être propices à la sélection de couples de points, autrement dit, des transitions ombre/soleil séparant des surfaces correspondant à des matériaux identiques devaient y être visibles.



Figure 68. Zones sélectionnées pour l'inversion : la préfecture et la place Saint-Etienne (I), le parvis de la cathédrale Saint-Etienne (II), la place Saintes-Scarbes (III), la rue Alsace-Lorraine (IV) et la place Dupuy (V). Le site où ont été effectuées les mesures d'éclairements est représenté par un carré orange. L'image est extraite de Google Earth.

Finalement, 5 zones ont été sélectionnées : la préfecture et la place Saint-Etienne (*I*), le parvis de la cathédrale Saint-Etienne (*II*), la place Saintes-Scarbes (*III*), la rue Alsace-Lorraine (*IV*) ainsi que la place Dupuy (*V*). Celles-ci sont représentées sur la *Figure 68*.

Sur ces 5 zones, 11 couples ombre/soleil sont sélectionnés. Ceux-ci correspondent à différents matériaux, bien que l'enrobé soit le plus souvent rencontré. Ces matériaux sont détaillés dans le *Tableau 12*. La localisation de ces points sur les images PELICAN ainsi qu'une description de ceux-ci sont présentées en *annexe 4*.

COUPLES OMBRE/SOLEIL	ZONE	TYPES DE MATERIAUX
<i>1</i>	I	Gravier
<i>2</i>	I	Pavés
<i>3</i>	I	Pavés
<i>4</i>	II	Herbe
<i>5</i>	II	Béton
<i>6</i>	III	Enrobé
<i>7</i>	IV	Enrobé
<i>8</i>	IV	Enrobé
<i>9</i>	V	Enrobé
<i>10</i>	V	Enrobé
<i>11</i>	V	Enrobé

Tableau 12. Localisation et matériaux correspondant aux 11 couples ombre/soleil utilisés pour la caractérisation des aérosols à partir des données PELICAN.

Afin de tenir compte de la variabilité spatiale des matériaux utilisés, les luminances mesurées en entrée de l'instrument associées à ces couples ombre/soleil ne correspondent pas aux luminances obtenues pour un pixel à l'ombre et un pixel au soleil. Ici, les luminances utilisées sont moyennées sur plusieurs pixels de part et d'autre des transitions.

2.2.4 Modélisation de la géométrie de la scène

Le relief des scènes est modélisé à l'aide d'un modèle vecteur de la ville de Toulouse. Ce modèle représente uniquement les bâtiments de la ville et ne modélise donc pas les autres structures présentes dans les villes comme les véhicules ou la végétation dense (arbres, etc.).

Un exemple est présenté en *Figure 69*.

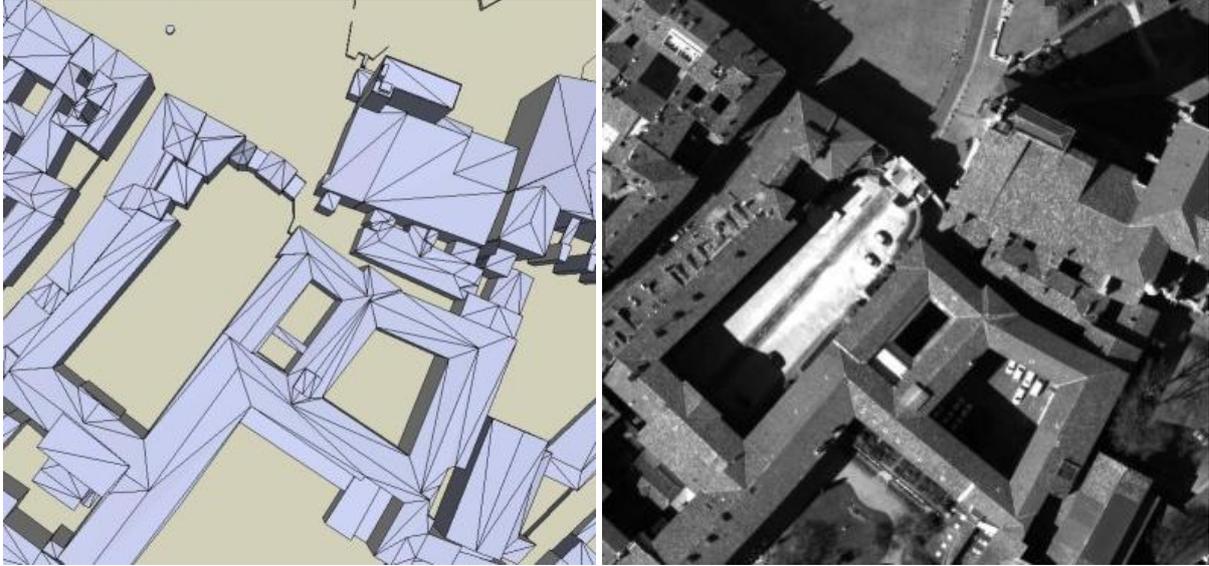


Figure 69. Modèle vecteur de la préfecture de Toulouse et acquisition PELICAN obtenue durant la campagne MUSARDE au-dessus de la même zone.

2.3 Réalisation de l'inversion

2.3.1 Première vérification de la qualité de l'étalonnage des caméras

Avant d'utiliser OSIS pour caractériser les aérosols à partir des images PELICAN, une première vérification de la qualité de l'étalonnage de l'instrument est réalisée à partir de celles-ci. Pour cela, les luminances minimales mesurées sur les acquisitions utilisées pour l'inversion sont comparées aux luminances issues de la diffusion atmosphérique calculées avec 6S.

Pour chaque bande, la luminance minimale mesurée sur l'une des images est obtenue à partir de l'histogramme de celle-ci. Le pixel le plus sombre observé sur chaque image correspond à une surface à l'ombre très sombre dans cette bande. Le signal mesuré par ce pixel peut donc, en première approximation, être considéré comme la somme de la luminance atmosphérique et de la luminance d'environnement, toutes deux issues de la diffusion atmosphérique. Ces deux termes sont par ailleurs calculés avec 6S dans des configurations d'éclairage et d'observation similaires à celles de l'acquisition traitée. Pour cela, l'épaisseur optique spectrale des aérosols est définie par la référence obtenue à la *partie IV.2.2.2*, tout comme le contenu en vapeur d'eau et en ozone de l'atmosphère. Pour réaliser ces calculs, deux hypothèses sont réalisées. Les propriétés radiatives des aérosols sont définies comme étant des propriétés radiatives moyennes des atmosphères urbaines aux vues des résultats obtenus à la *partie I.2* (cf. *Tableau 2*) et différentes valeurs de la réflectance moyenne de la scène sont définies : 0,00, 0,05 et 0,10. De ce fait, la comparaison effectuée entre les mesures et les différentes simulations n'est pas précise mais permet toutefois une comparaison des ordres de grandeur.

Les résultats sont présentés en *Figure 70*. Ceux obtenus pour les bandes bleue, verte et rouge montrent un bon accord des ordres de grandeurs, attestant ainsi de la cohérence de l'étalonnage. En

revanche, les écarts importants obtenus dans le PIR entre la mesure et les différentes simulations, supérieurs à 50%, sont très surprenants et semblent indiquer un problème d'étalonnage important dans cette voie.

Ainsi, afin d'éviter tout problème lors de la procédure d'inversion, seules les bandes bleue, verte et rouge sont utilisées.

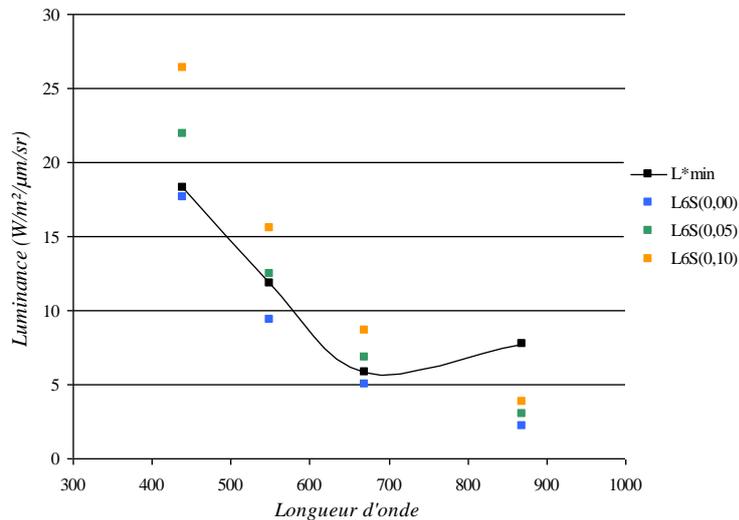


Figure 70. Luminances minimales mesurées sur une acquisition PELICAN et luminances simulées avec 6S correspondant à la somme de la luminance atmosphérique et de la luminance d'environnement pour des réflectances d'environnement de 0,00, 0,05 et 0,10.

2.3.2 Utilisation de la procédure d'inversion

OSIS est finalement utilisé afin d'effectuer l'inversion des aérosols pour les 11 couples ombre/soleil sélectionnés à partir des bandes PELICAN bleue, verte et rouge.

Les éclairagements au sommet de l'atmosphère utilisés correspondent à ceux définis par *Thuiller et al., 2003*. Les angles zénithaux et azimutaux solaires sont, eux, définis à partir du lieu, de la date et de l'heure de l'acquisition. L'atmosphère gazeuse est définie à partir de l'estimation réalisée à la *partie IV.2.2.2*. La réflectance des bâtiments est prise arbitrairement à 0,2 et spectralement constante, ce qui correspond à un cas moyen pour les matériaux urbains aux vues des spectres présentés à la *partie II.1.2*.

Les 11 épaisseurs optiques spectrales inversées sont présentées en *Figure 71*.

Un écart moyen de 0,06 est observé avec une dispersion relativement faible de l'ordre de 0,04 autour de l'épaisseur optique moyenne.

L'erreur moyenne obtenue est cohérente avec la précision intrinsèque de la méthode d'inversion comme cela peut être constaté sur la *Figure 71*, où les points correspondant à l'inversion sont inclus dans l'intervalle correspondant à la précision intrinsèque de la méthode. Les écarts obtenus avec les mesures de référence peuvent en très grande partie être imputés aux propriétés optiques des aérosols présents dans l'atmosphère au moment des acquisitions. En effet, cette source d'erreur limite le plus la

qualité des inversions réalisées. Il est ici difficile de juger de l'impact de la précision de l'étalonnage du système PELICAN sur les inversions réalisées, celui-ci étant mal maîtrisé. De même, il n'est pas possible de conclure quant à l'impact moyen de l'estimation a priori des réflectances des bâtiments.

La dispersion observée peut être expliquée en grande partie par la variabilité spatiale des matériaux correspondants aux couples ombre/soleil utilisés pour l'inversion (*cf. partie IV.1.6.2*). Cependant, elle peut également s'expliquer par les différents environnements des couples ombre/soleil étudiés. En effet, ces couples sont pris dans des zones aux reliefs importants et variés, et constituées de matériaux pouvant a priori différer. La modélisation des réflexions réalisée par OSIS sera donc plus ou moins pertinente suivant les couples de points étudiés et induira des erreurs différentes pour ces couples. Cette source d'incertitude est ici exacerbée (*cf. partie IV.1.5.2.1*) par le fait que les épaisseurs optiques sont faibles et que les murs du centre ville de Toulouse sont principalement constitués de briques, matériau très réfléchissant (*cf. partie II.1.2*).

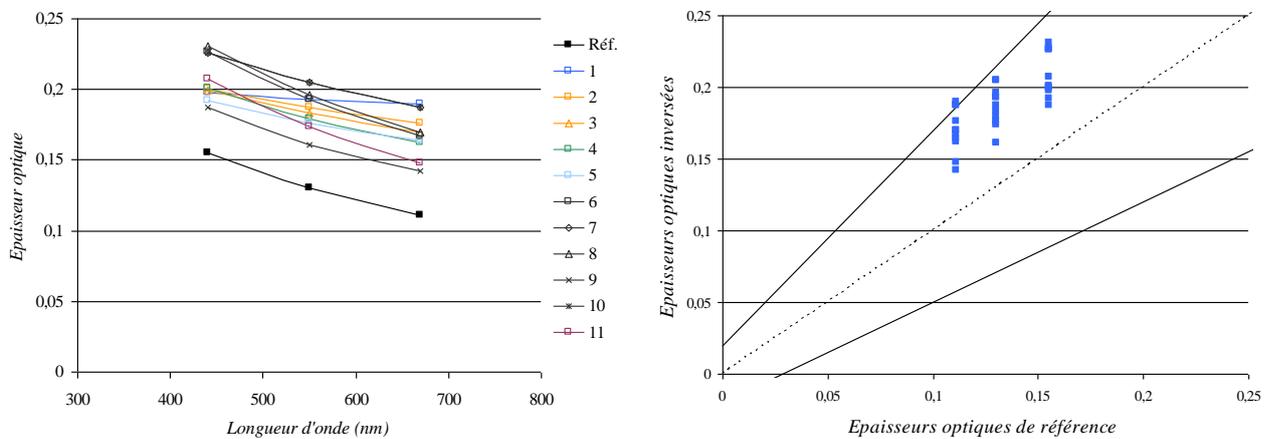


Figure 71. A gauche, épaisseur optique spectrale de référence (Réf.) et épaisseurs optiques spectrales inversées pour les couples ombre/soleil 1 à 11. A droite, épaisseurs optiques inversées en fonction des épaisseurs optiques de référence. Les courbes en trait plein représentent la précision estimée de la méthode d'inversion

$$(\tau_a^{\text{inv}} = 1,1 \cdot \tau_a \pm (0,02 + 0,4 \cdot \tau_a)).$$

Ce qui est surprenant est la sous-estimation du coefficient d'Angström, calculé ici entre 440nm et 670nm. En effet, comme montré à la *partie IV.1* avec des images synthétiques, OSIS a tendance à les surestimer. Ici les valeurs obtenues sont toujours inférieures à 0,8 (valeur de référence) et sont en moyenne de 0,47 (avec un écart type de 0,23). Ceci peut s'expliquer par un problème d'étalonnage dans la bande bleue où, d'après l'étude de sensibilité (*cf. partie IV.1.5.3.3.1*), le signal serait alors sous-estimé dans cette bande. Bien que les simulations réalisées à la *partie IV.2.3.1* ne soient que des approximations, les résultats obtenus vont dans ce sens.

Finalement, il est très difficile de quantifier ici l'importance des différentes sources d'erreur sur l'inversion, et il n'est possible d'émettre que des hypothèses. Cependant le résultat obtenu est cohérent avec les mesures au sol et l'étude de sensibilité présentée à la *partie IV.1*.

3. DISCUSSIONS SUR L'INTERET ET LES CONTRAINTES DE LA PROCEDURE D'INVERSION

3.1 Intérêt d'OSIS

La procédure de caractérisation présentée au *chapitre III* et validée dans ce chapitre est une procédure originale adaptée aux acquisitions à très haute résolution spatiale de milieux urbains. Etant donné les résultats non satisfaisants obtenus par la méthode ombre/soleil présentée par *Vincent, 2006* pour ce type de données, cette technique est la seule permettant une caractérisation performante des aérosols dans ces zones directement à partir d'une acquisition.

Pour pouvoir être utilisé, le code d'inversion OSIS requiert la visualisation de surfaces aux propriétés radiatives similaires de part et d'autre de transitions entre des zones à l'ombre et des zones au soleil. Ceci est possible par l'utilisation de la très haute résolution spatiale. Connaissant la géométrie de la scène, les conditions d'éclairage et d'observation de la scène, cet outil est donc a priori utilisable sur toute image urbaine ce qui lui procure un très grand intérêt.

De plus, les études présentées dans ce chapitre ont montré son efficacité pour la caractérisation des aérosols. En effet, la validation réalisée à partir de données synthétiques AMARTIS v2 a montré que cette procédure est essentiellement sensible aux modèles optiques utilisés pour l'inversion. La précision attendue sur l'inversion des épaisseurs optiques est définie par $\tau_a^{inv} - \tau_a = 0,1.\tau_a \pm (0,02 + 0,4.\tau_a)$. Elle est, pour des atmosphères moyennement chargées en particules, de l'ordre des précisions typiquement obtenues pour les produits issus de capteurs à basse ou moyenne résolution spatiale au-dessus des terres émergées. A cette erreur, doit cependant s'ajouter l'incertitude due à l'étalonnage de l'instrument mais ceci est indépendant de la méthode d'inversion. Concernant l'estimation du coefficient d'Angström des particules, un léger biais a été montré par cette validation mais celui-ci est faible, de l'ordre de 0,3. Sur des données réelles, à savoir des images multispectrales en bande étroite (30nm de large) acquises par l'imageur aéroporté PELICAN durant la campagne MUSARDE, OSIS a montré des résultats cohérents avec la validation sur des données synthétiques, les erreurs obtenues sur les épaisseurs optiques inversées étant comprises dans le domaine d'incertitude estimé.

Cette nouvelle procédure semble donc, aux vues de la validation effectuée être tout à fait adaptée à la caractérisation des particules en milieu urbain à l'aide de données à très haute résolution spatiale.

3.2 Contraintes expérimentales

3.2.1 Instrumentation

Cette procédure de caractérisation des aérosols est définie pour les capteurs à très haute résolution spatiale. Cependant ces instruments peuvent avoir des configurations très différentes : configurations multispectrale ou hyperspectrale, instrument satellitaire ou aéroporté, résolution spatiale de l'ordre de la dizaine de centimètres ou de l'ordre du mètre. Il semble donc nécessaire de discuter de l'impact de ces différentes configurations sur l'utilisation d'OSIS.

D'après la *partie IV.1.5.3.2*, la résolution spectrale des instruments de télédétection n'a pas d'impact notable sur la caractérisation des aérosols pour des bandes spectrales de largeur inférieure à 80nm. En effet, les résultats obtenus sur images synthétiques pour ces largeurs spectrales sont sensiblement les mêmes, l'inversion étant réalisée à la longueur d'onde équivalente de la bande. Cela montre qu'OSIS n'est pas sensible aux variations de la diffusion dans ces bandes. Bien entendu, les simulations utilisées sont des cas particuliers correspondant à des cibles de réflectances spectralement constantes. Cependant, l'observation de surfaces dont les propriétés radiatives varient au sein de ces bandes ne devrait pas avoir d'impact si l'hypothèse de départ est respectée : l'observation de surfaces aux propriétés radiatives identiques de part et d'autre des transitions ombre/soleil. Ainsi, la largeur des bandes spectrales utilisées n'est pas une contrainte et des capteurs multispectraux comme hyperspectraux peuvent être utilisés pour mettre en œuvre la procédure d'inversion. La seule contrainte est de disposer de quelques bandes spectrales dans le visible voire dans le proche infrarouge, 3 ou 4 comme pour les capteurs multispectraux commerciaux ou comme pour PELICAN étant suffisantes.

En revanche, la qualité de l'étalonnage radiométrique de l'instrument utilisé est un problème plus contraignant. Comme montré à la *partie IV.1.5.3.3*, un mauvais étalonnage de l'instrument peut entraîner des erreurs d'inversion conséquentes, notamment aux courtes longueurs d'onde. Cet étalonnage doit donc être le plus précis possible. Les efforts importants réalisés à ce niveau là pour les capteurs satellitaires permettent d'atteindre des précisions importantes avec mieux que 5% par exemple pour Ikonos (*Cook et al., 2001*) et jusqu'à 2% pour MODIS (*Justice et al., 2002*). Les étalonnages des instruments aéroportés étant plus délicats, notamment ceux des instruments de recherche comme PELICAN dont les configurations peuvent évoluer au cours du temps, il serait logique de privilégier les capteurs satellitaires. Cependant, certains instruments aéroportés montrent de bonnes performances radiométriques, comme AVIRIS (*Green et al., 1998*) permettant une précision à mieux que 4%. Ceux-ci ne doivent donc pas être exclus. De plus, bien qu'une certaine incertitude demeure quant à la précision de l'étalonnage réalisé en laboratoire pour PELICAN durant la campagne MUSARDE, cet instrument a tout de même permis d'obtenir de bons résultats sur la caractérisation des aérosols urbains.

Enfin, d'après la *partie IV.1.5.3.1*, entre 20cm et 3m la résolution spatiale de l'instrument utilisé n'a pas d'impact tant que les surfaces observées de part et d'autre des transitions ombre/soleil ont des propriétés radiatives identiques. En effet, les inversions réalisées sur images synthétiques ont donné des résultats similaires pour ces résolutions du fait des faibles variations d'éclairement au niveau du sol. Le

réel problème lié à la résolution spatiale réside en fait dans la possibilité d'observer des transitions ombre/soleil permettant de se placer dans le cadre d'utilisation d'OSIS. Il semble en effet plus aisé de les observer sur des images de télédétection pour des résolutions décimétriques (*e.g.* images PELICAN). Cependant il faut bien comprendre ici que seuls quelques couples ombre/soleil sont nécessaires pour caractériser les aérosols présents sur une image. Ainsi, il semble tout à fait raisonnable d'utiliser cette technique pour des instruments ayant des résolutions spatiales métriques tels que Quickbird ou Pléiades permettant des observations multispectrales dans le visible et le proche infrarouge. En effet, il semble possible de trouver quelques couples ombre/soleil permettant l'inversion sur de telles acquisitions en zone urbaine, comme cela peut se voir sur la *Figure 72* et comme cela a été montré dans *Vincent, 2006*. Pour des résolutions plus basses que 2 ou 3m cela semble en revanche moins réaliste. En effet, cela suppose tout d'abord de trouver des couples ombre/soleil. Or, cela commence à devenir difficile à ces résolutions dans des tissus urbains denses et nécessite d'utiliser des zones dégagées situées a priori plus généralement en bordure des villes. Ensuite, et c'est le problème principal, il faut pouvoir trouver des couples ombre/soleil aux propriétés radiatives similaires, ce qui implique de rechercher des pixels purs. Or, à ces résolutions cela devient extrêmement difficile du fait des structures complexes des villes ainsi que de l'activité humaine (présence de véhicules, piétons, etc.).



Figure 72. Composition colorée en vraies couleurs d'une prise de vue de la ville de Berlin par l'instrument Quickbird (<http://www.digitalglobe.com>). Avec cette résolution spatiale de 2,4m il est possible d'observer des transitions ombre/soleil.

C'est finalement la très haute résolution spatiale qui est le facteur limitant de l'utilisation d'OSIS. Il est ainsi conseillé d'utiliser des instruments permettant des résolutions typiquement inférieures à 3m, bien que ce chiffre ne soit qu'une estimation, et qu'en toute rigueur cette résolution limite soit liée aux scènes étudiées.

Ces instruments peuvent ainsi être satellitaires ou aéroportés, multispectraux ou hyperspectraux. Il est tout de même fortement recommandé d'utiliser des instruments offrant de bonnes performances radiométriques.

3.2.2 Travail de l'opérateur

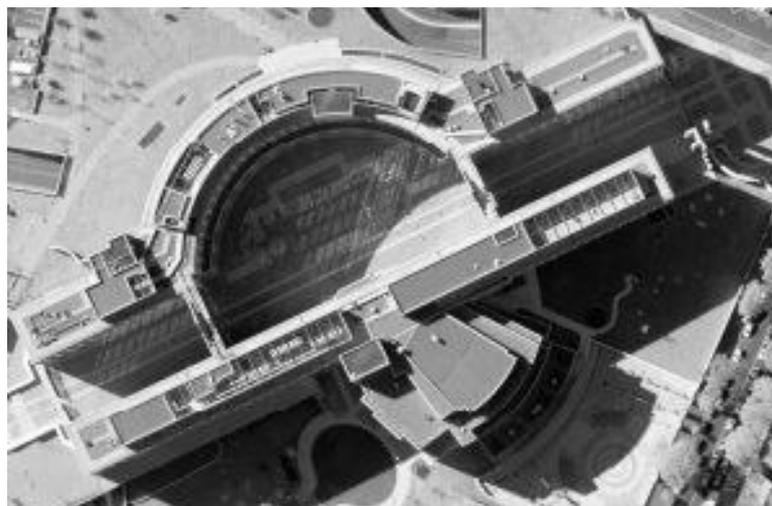
Dans l'état actuel de la procédure d'inversion, un opérateur est nécessaire afin de sélectionner les couples ombre/soleil. Ce travail de photo-interprétation est relativement simple, cependant certains paramètres essentiels doivent être pris en compte.

Tout d'abord, comme cela a déjà été précisé à plusieurs reprises, il est essentiel de réaliser des inversions pour plusieurs couples ombre/soleil afin de limiter statistiquement des erreurs d'inversion provenant de la variabilité spatiale des cibles.

Ensuite, un problème n'a pas été évoqué dans ce chapitre, celui de la présence de zones de pénombre au niveau des transitions ombre/soleil. Ce phénomène, d'autant plus important que les bâtiments sont hauts et que l'angle zénithal solaire est grand (*Dare, 2005*), peut nuire à l'inversion. En effet, l'équation d'inversion est valide pour des surfaces strictement à l'ombre et au soleil. Pour rester dans le cadre de cette équation il faut donc sélectionner des pixels situés en dehors de cette zone de pénombre.

De plus, la géométrie étant, d'après le cadre de ce travail, maîtrisée, les couples ombre/soleil peuvent a priori être sélectionnés n'importe où sur la scène au niveau du sol. En effet, la validation réalisée à partir d'images synthétiques a montré que les résultats obtenus étaient indépendants de la géométrie de la scène dans la mesure où les propriétés radiatives des bâtiments étaient correctement estimées. Cependant, afin de limiter une erreur provenant d'une mauvaise modélisation des réflexions, il est tout de même préférable de sélectionner des couples ombre/soleil dans des zones où les réflexions sont faibles et donc notamment de privilégier les zones entourées de peu de bâtiments aux configurations comme les rues ou les carrefours.

De même, il est conseillé d'éviter la présence de réflexions spéculaires ou très marquées (*cf. Figure 73*), phénomène non pris en compte dans la procédure d'inversion. Ainsi, il est souhaitable de vérifier sur les images, avant de réaliser l'inversion, si le signal ne fluctue pas trop autour des points sélectionnés, notamment dans les ombres.



**Figure 73. Acquisition aéroportée du Conseil Général de la Haute-Garonne à Toulouse.
Des réflexions spéculaires de la lumière sur les vitres présentes sur les façades
intérieures du bâtiment sont visibles au niveau du sol.**

Enfin, seuls les bâtiments étant modélisés par le biais d'un modèle vecteur, il est déconseillé de sélectionner des zones trop proches des arbres ou des véhicules présents dans la scène afin de limiter les erreurs commises dans la modélisation du signal par leur non prise en compte. Il est ainsi conseillé de s'en éloigner de quelques mètres.

CONCLUSION

Le but de ce chapitre était de valider le code d'inversion OSIS, c'est-à-dire valider à la fois la méthode ombre/soleil mise en œuvre, la modélisation du signal utilisée par OSIS ainsi que la LUT développée spécifiquement pour ce code.

Une étude de sensibilité de cette procédure a tout d'abord été présentée. Elle a été réalisée à partir d'images synthétiques générées avec AMARTIS v2 pour différentes scènes (géométrie et réflectances) et pour différentes atmosphères. Cette étude a permis d'évaluer et de quantifier l'impact des différentes sources d'erreur sur la qualité de l'inversion. Elle a dans un premier temps montré la pertinence de la modélisation du signal présentée à la *partie III.2.2.3*. Elle a ensuite permis d'estimer la précision intrinsèque d'OSIS en quantifiant les erreurs dues à l'estimation a priori des réflectances des bâtiments et la LUT utilisée. Cette étude a ainsi permis de quantifier la précision intrinsèque de la procédure d'inversion définie par $\tau_a^{inv} - \tau_a = 0,1 \cdot \tau_a \pm (0,02 + 0,4 \cdot \tau_a)$ et de montrer une tendance à la surestimation du coefficient d'Angström des aérosols avec un biais de l'ordre de 0,3. Dans un second temps, cette étude de sensibilité a servi à évaluer l'impact de l'instrumentation utilisée. Alors que les résolutions spatiales et spectrales n'ont pas en théorie d'impact significatif sur l'inversion, l'étalonnage de l'instrument peut, lui, jouer un rôle important, notamment aux courtes longueurs d'onde, avec des erreurs sur l'estimation des épaisseurs optiques allant jusqu'à 0,04 dans les cas traités.

Ensuite, un premier test de la procédure a été réalisé sur des données réelles. Deux images PELICAN acquises le 22 mars 2009 durant la campagne aéroportée MUSARDE à Toulouse ont ainsi été traitées. Pour cela, 11 couples ombre/soleil ont été sélectionnés. Les inversions réalisées pour ces différents couples ont montré une bonne cohérence avec l'étude de sensibilité. En effet, les épaisseurs optiques inversées montrent un écart moyen de 0,06 comparativement aux estimations faites à partir de mesures terrain.

Finalement, cette procédure d'inversion s'avère pertinente dans le but de caractériser les aérosols en milieu urbain. En effet, elle permet d'obtenir une bonne estimation des épaisseurs optiques des aérosols, avec typiquement la même précision que le produit MODIS au-dessus des terres émergées pour des concentrations de particules moyennes. Cette méthode s'avère adaptée aux capteurs possédant des résolutions spatiales meilleures que 2 ou 3m, comme les instruments satellitaires Quickbird et Pléiades ou l'instrument aéroporté PELICAN. Ceux-ci peuvent être multispectraux ou hyperspectraux, mais un bon étalonnage radiométrique est fortement recommandé. A la fin de ce chapitre, quelques recommandations sont fournies aux utilisateurs, comme la réalisation d'inversions pour plusieurs couples de points sur l'image traitée ou l'utilisation de zones les plus dégagées possibles.

BILAN ET PERSPECTIVES

1. BILAN DES TRAVAUX

Le travail présenté dans ce manuscrit avait pour objectif le développement d'une méthode de caractérisation des aérosols à partir d'images de télédétection à très haute résolution spatiale en milieu urbain. Son application première est la réalisation de corrections atmosphériques de ces acquisitions afin d'étudier les scènes observées sans subir l'influence de l'atmosphère. Pour mener à bien ce travail, quatre étapes ont été nécessaires.

Afin de mieux appréhender le problème posé, les aérosols urbains ont tout d'abord été étudiés.

Pour cela, un rapide état de l'art sur les aérosols atmosphériques a été réalisé. Des informations générales concernant leurs caractéristiques physiques comme leur formation, leur composition ou leur répartition ont ainsi été exposées. De plus, les grandeurs permettant de décrire leurs propriétés optiques ont été introduites et les modélisations classiques de ces particules ont également été détaillées.

Ensuite, une étude a été réalisée afin de caractériser les propriétés optiques des aérosols en milieu urbain à partir des données spectrales fournies entre 440 et 1020nm par 68 stations du réseau AERONET. Les stations sélectionnées sont localisées dans des villes ou en proche périphérie. Cette étude a montré une variabilité très importante des propriétés radiatives des aérosols urbains, à la fois spatialement et temporellement et a permis de quantifier leurs domaines de variation. Ainsi, les épaisseurs optiques peuvent typiquement atteindre jusqu'à 0,8 à 440nm et les coefficients d'Angström sont compris entre 0,4 et 1,8. Les albédos de simple diffusion et les facteurs d'asymétrie des particules évoluent, eux, typiquement entre 0,8 et 1,0 et entre 0,5 et 0,8. Cette étude a également permis de mettre en évidence les très faibles corrélations entre ces différents paramètres, montrant ainsi la difficulté de définir simplement des modèles optiques d'aérosols représentatifs.

La deuxième étape de ce travail a consisté à étudier le transfert radiatif en milieu urbain et avait pour objectif la compréhension du signal dans les villes et notamment de l'impact des aérosols sur celui-ci.

Des informations générales sur le transfert radiatif ont donc été rappelées dans un premier temps et les spécificités des scènes urbaines ont été décrites, à savoir leurs géométries complexes ainsi que leurs propriétés radiatives. Un état de l'art a alors été fait afin d'évaluer la pertinence des codes de transfert radiatif existants pour modéliser le signal en milieu urbain en prenant en compte la diversité des propriétés optiques des aérosols.

Aucun code n'étant adapté, un nouvel outil a été développé : AMARTIS v2. Il simule l'observation de scènes hétérogènes 3D à très haute résolution spatiale dans le domaine réflectif par un capteur aéroporté ou satellitaire. Par la modélisation de toutes les composantes du signal, il permet la réalisation d'études phénoménologiques en milieu urbain ainsi que la simulation d'images de télédétection synthétiques. Les performances d'AMARTIS v2 ont ensuite été validées par comparaison avec 6S et AMARTIS v1. Ce code est parfaitement adapté à la problématique du travail car il permet à la fois la simulation de scènes 3D complexes et une modélisation pertinente des aérosols atmosphériques.

A l'aide d'AMARTIS v2, une étude phénoménologique du signal a été menée sur un cas urbain classique : une rue. Elle a été réalisée pour différentes concentrations et différents types d'aérosols, à la fois au soleil et à l'ombre. Cette étude a dans un premier temps quantifié les contributions relatives des différentes composantes du signal au niveau du sol et en entrée d'un instrument de télédétection. Elle a ensuite mis en évidence l'importance d'une bonne prise en compte des composantes direct et diffuse, ainsi que des réflexions dans les ombres. Une évaluation de l'impact des aérosols sur le rayonnement et donc sur les acquisitions réalisées a également été faite et a montré que globalement, pour des épaisseurs optiques faibles, tous les types d'aérosols urbains sont équivalents d'un point de vue radiatif. En revanche, lorsque les épaisseurs optiques augmentent, la nature des particules joue un rôle prépondérant. Par exemple, dans le cas traité, à 440nm et pour une épaisseur optique de 0,54, la luminance mesurée par l'instrument dans les ombres varie de plus de 30% en fonction des modèles d'aérosols simulés. Cette étude met en évidence l'importance du choix du modèle d'aérosols pour corriger de l'atmosphère les images acquises sur des scènes urbaines, notamment dans les ombres. La caractérisation des aérosols par télédétection doit donc se faire sur l'ensemble des propriétés optiques des aérosols et pas uniquement sur leurs épaisseurs optiques.

Avec ces connaissances sur les aérosols urbains et sur leur impact radiatif, leur caractérisation par télédétection a pu être entreprise.

Pour cela, dans un premier temps, un état de l'art des méthodes de télédétection existantes a été fait et a montré que les méthodes classiques adaptées aux acquisitions de basse à haute résolution spatiale n'étaient pas pertinentes pour ce travail. Ensuite, une méthode adaptée à la très haute résolution présentée dans la littérature et basée sur la différence de signal entre les zones à l'ombre et au soleil a été étudiée. Celle-ci permet le calcul des épaisseurs optiques des aérosols en utilisant une estimation de la réflectance de surface. Cependant, en plus de ne fournir aucune information sur les albédos de simple diffusion et les fonctions de phase des particules, cette technique a l'inconvénient d'être très fortement sensible à l'estimation des réflectances de surface ainsi qu'à l'étalonnage de l'instrument. Finalement, aucune méthode existante n'étant parfaitement adaptée à ce travail, une nouvelle technique a été développée.

Cette nouvelle méthode d'inversion, dite méthode ombre/soleil « du rapport » est elle aussi basée sur l'observation de transitions ombre/soleil. Elle présente notamment l'avantage de s'affranchir de l'estimation de la réflectance des cibles observées et de caractériser les aérosols par le biais non seulement d'une épaisseur optique spectrale mais également d'un modèle de particules (défini par un albédo de simple diffusion, une fonction de phase et un coefficient d'Angström). Afin de mettre en œuvre cette nouvelle technique, le code d'inversion OSIS a été développé. Pour caractériser les aérosols, il requiert une base de données de modèles de particules. Un jeu de modèles optiques a alors été conçu en tenant compte des spécificités des milieux urbains.

La procédure de caractérisation des aérosols étant mise en place, il a fallu en évaluer les performances.

Pour cela, une étude de sensibilité a tout d'abord été mise en œuvre à partir d'images synthétiques générées avec AMARTIS v2. Après avoir vérifié la pertinence de la modélisation du signal développée dans OSIS, cette étude a permis de quantifier l'impact des principales sources d'erreur

identifiées. Ainsi, la précision intrinsèque de la méthode, due à la LUT et à l'estimation a priori des réflectances des bâtiments, a été évaluée et est définie par la loi : $\tau_a^{inv} - \tau_a = 0,1.\tau_a \pm (0,02 + 0,4.\tau_a)$. L'étude a également montré qu'OSIS surestime le coefficient d'Angström de 0,3 en moyenne. Dans un second temps, cette étude de sensibilité a permis d'évaluer l'impact de l'instrument de télédétection utilisé. Alors que les résolutions spatiales et spectrales n'ont pas en théorie d'impact significatif sur l'inversion, l'étalonnage de l'instrument peut, lui, jouer un rôle important, notamment aux basses longueurs d'onde.

Une validation d'OSIS a ensuite été réalisée à partir de données acquises avec le système aéroporté PELICAN durant la campagne MUSARDE. Cette campagne s'est déroulée à Toulouse en mars et avril 2009 et a permis l'acquisition d'images multispectrales en bande étroite (30nm de large) en visée nadir. Les résultats obtenus sont cohérents avec ceux obtenus dans l'étude de sensibilité. En effet, les épaisseurs optiques inversées montrent un écart moyen de 0,06 comparativement aux estimations faites à partir de mesures terrain.

Ces différents résultats indiquent que cette procédure d'inversion est pertinente pour caractériser les aérosols en milieu urbain. En effet, l'estimation des épaisseurs optiques est faite avec une précision comparable à celle obtenue à basse résolution spatiale au-dessus des terres émergées avec les produits satellitaires. Cette méthode s'avère adaptée aux capteurs possédant des résolutions spatiales meilleures que 2 ou 3m, comme les instruments satellitaires Quickbird ou Pléiades ou l'instrument aéroporté PELICAN. Ces instruments peuvent être indifféremment multispectraux ou hyperspectraux, mais un bon étalonnage radiométrique est fortement recommandé. De plus, certaines précautions doivent être respectées, comme la réalisation d'inversions pour plusieurs couples de points sur l'image traitée ou l'utilisation de zones les plus dégagées possibles.

Finalement, une solution pertinente a été proposée au problème posé par cette thèse et laisse entrevoir des perspectives intéressantes. Cependant, des améliorations et des compléments de validation peuvent être apportés. Ils sont abordés dans la partie suivante.

2. PERSPECTIVES

2.1 Efforts à réaliser sur OSIS

La procédure mise en œuvre au cours de ce travail de thèse étant nouvelle, l'effort de validation doit être poursuivi. Un travail important a déjà été réalisé de manière théorique à partir de simulations synthétiques générées par le code de transfert radiatif 3D AMARTIS v2 (*cf. partie IV.1*). Cette validation a ainsi permis de quantifier l'impact des principales sources d'erreurs sur l'inversion et d'estimer la précision. Cependant, certaines sources d'incertitude n'ont pas été prises en compte, notamment la distribution verticale des aérosols, la FTM de l'instrument utilisé ainsi que son étalonnage spectral. Il serait donc judicieux de s'y intéresser.

Tout d'abord, la distribution verticale des aérosols est un problème intrinsèque aux observations aéroportées qui influe directement sur les calculs radiatifs réalisés dans OSIS. Dans ce travail, les instruments réel ou simulé utilisés sont situés relativement haut, à plus de 3km du sol et donc au-dessus de l'essentiel des aérosols présents dans l'atmosphère, pour supposer l'impact de cette répartition négligeable. Il faudrait néanmoins vérifier cette hypothèse et évaluer l'impact de cette distribution verticale sur les inversions réalisées pour des instruments situés à des altitudes moins élevées. Cependant, ce travail demande au préalable des connaissances précises sur ces répartitions des aérosols, par exemple l'étude de données lidar.

Ensuite, l'impact de la FTM des instruments de télédétection n'a pas été évalué dans l'étude de sensibilité. Pourtant, ce facteur influe sur les niveaux des luminances mesurées de part et d'autre des transitions ombre/soleil et donc sur la précision des inversions réalisées. Il serait donc pertinent de s'intéresser à ce problème, bien que celui-ci soit délicat car dépendant des performances optiques de l'instrument utilisé.

Enfin, l'influence de la précision de l'étalonnage spectral de l'instrument n'a pas été abordée dans ce document. Les bandes spectrales des capteurs satellitaires pouvant s'altérer au cours de temps, il faudrait en toute rigueur s'y intéresser.

Une première validation d'OSIS été réalisée sur des données réelles, à savoir des données multispectrales en bande fines (30nm de large) obtenues avec le capteur aéroporté PELICAN. Les résultats obtenus dans l'estimation des épaisseurs optiques des aérosols sont cohérents avec la précision attendue et sont donc encourageants. Cependant, il est impératif de continuer cet effort de validation sur d'autres jeux de données. En effet, il semble nécessaire de tester cette procédure d'inversion pour d'autres instruments, pour des atmosphères différentes et pour d'autres villes. Il faudrait tout d'abord tester OSIS sur des instruments, par exemple satellitaires, aux résolutions spatiales plus faibles. Il serait ainsi judicieux d'utiliser des données Quickbird, instrument satellitaire à très haute résolution spatiale permettant des acquisitions à 2,4m de résolution en mode multispectral. Ces tests permettraient d'une part de confirmer la validité de la méthode à de telles résolutions, et d'autre part de mieux appréhender le problème de la sélection des couples ombre/soleil à l'échelle métrique. Ensuite, les données PELICAN utilisées dans ce travail de thèse ont été acquises alors que les concentrations en aérosols

étaient relativement faibles. Il semble donc très important de tester la méthode d'inversion pour des atmosphères plus chargées et de vérifier que celle-ci reste efficace dans ces conditions. Enfin, il serait judicieux d'estimer les performances d'OSIS pour des sites présentant des géométries différentes, avec par exemple des buildings ou de grandes avenues.

Il serait également pertinent de s'intéresser à la réalisation d'inversions pour des visées inclinées. En effet, seules des visées nadir ont été utilisées pour ce travail. Cependant, l'équation d'inversion étant valable quelle que soit l'inclinaison de l'instrument, cela ne devrait pas poser de problèmes, mais il faudrait tout de même le vérifier.

Les performances de la méthode d'inversion étant directement liées à la LUT utilisée pour l'inversion, un effort peut être mené sur l'amélioration de celle-ci. Il serait par exemple possible d'utiliser des fonctions de phase plus réalistes, la fonction d'Henry-Greenstein ne modélisant pas parfaitement le pic de diffusion avant des aérosols. Ainsi il serait par exemple plus réaliste d'utiliser directement les inversions de fonctions de phase proposées par le réseau AERONET et pas uniquement le facteur d'asymétrie.

2.2 Développement d'une méthode opérationnelle

Ce travail visait à définir une procédure de caractérisation des aérosols et à en étudier son potentiel. Son but était donc plus l'étude de la faisabilité d'une technique que la mise en œuvre d'une méthode opérationnelle. Cependant, il serait intéressant de poursuivre ce travail en développant un algorithme d'inversion permettant la caractérisation automatique des aérosols à partir des images de télédétection, et ce, en un minimum de temps. Cette procédure permettrait alors beaucoup plus facilement l'étude des atmosphères urbaines, en utilisant par exemple des données satellitaires. Mais pour qu'une telle chose soit possible, trois étapes doivent être franchies : la prise en compte de la géométrie de la scène sans modèle vecteur, la sélection automatique des couples ombre/soleil ainsi que la réalisation de Look-Up Tables.

Tout d'abord, la prise en compte de la structure 3D de la scène par l'intermédiaire d'un modèle vecteur était justifiée afin d'estimer les possibilités de cette technique. Cependant, elle pose deux problèmes majeurs. D'une part, comme pour AMARTIS v2, cette information entraîne des temps de calculs très longs, typiquement de l'ordre de plusieurs dizaines de minutes. D'autre part, ces modèles vecteurs ne sont pas disponibles pour toutes les villes et sont souvent réalisés ponctuellement pour un besoin spécifique. Pour tenir tout de même compte de la géométrie de la scène, nécessaire à l'inversion, sans avoir recours à cette donnée, une possibilité est d'estimer les dimensions des bâtiments directement à partir des tailles des ombres portées au sol et des conditions d'éclairements (*Dare, 2005*). Ce procédé ne permet pas a priori de remonter à une modélisation précise de la géométrie de la scène mais peut apporter une indication sur l'angle de vue du ciel pour les surfaces étudiées. Ainsi, cette méthode requiert deux apports importants à OSIS. D'une part une technique de traitement d'image spécifique doit être mise en place afin d'estimer ces angles de vue du ciel. D'autre part, une modélisation

simplifiée du signal doit être définie afin d'estimer les différentes composantes du signal à partir de cette information. Ce travail doit porter sur les éclairissements diffus et réfléchis qui, dans OSIS, sont calculés en utilisant la description précise de la géométrie de la scène.

Ensuite, la mise en place d'une procédure opérationnelle implique que celle-ci ne nécessite pas l'intervention d'un opérateur. Or, ici, celui-ci est essentiel car c'est lui qui sélectionne sur les images, à l'œil, les couples de pixels ombre/soleil à utiliser pour l'inversion. Un autre travail de traitement d'image doit donc être réalisé afin de sélectionner ces points automatiquement.

Enfin, dans le but de réduire au maximum les temps de calcul, il serait préférable de mettre en œuvre de véritables Look-Up Tables (cf. *partie III.1.1.2*). En effet, la méthode de résolution utilisée ici implique un très grand nombre de calculs radiatifs effectués avec 6S pour chaque couple de points et donc des temps de calculs importants. Afin de les réduire, il serait intéressant de générer une fois pour toute des LUT pouvant être utilisées pour chaque image. Celles-ci seraient générées en fonction des conditions d'éclairissement, des conditions d'observation, ainsi que des épaisseurs optiques et des modèles optiques d'aérosols, mais également de la géométrie de la scène. Pour cela, des configurations géométriques spécifiques doivent être définies, comme des rues de dimensions différentes, des carrefours, etc. Les zones observées sur les images doivent alors, pour l'inversion, être modélisées par l'une de ces configurations géométriques, toute la difficulté de cette méthode étant de sélectionner parmi les situations prédéfinies celle qui correspond le mieux à la scène étudiée.

Le passage vers un algorithme de traitement d'image opérationnel demande donc un effort conséquent mais semble justifié aux vues des bons résultats obtenus dans le cadre de cette thèse.

2.3 Utilisation de cette méthode pour l'étude de la qualité de l'air

Les aérosols ont un impact sanitaire majeur, notamment dans les villes où ils sont un facteur de mortalité important (*Pope et al., 1995*). En effet, les particules de petites tailles peuvent causer des dommages importants aux organismes en rentrant dans leurs systèmes pulmonaires, entraînant ainsi l'apparition de maladies et de troubles respiratoires (*Donaldson et al., 1998, Dockery & Pope, 1994*). De ce fait, des réglementations voient le jour afin de limiter ce problème comme la directive européenne « Qualité de l'air ». Celle-ci, adoptée en 2008, vise en effet à réduire de 20% d'ici 2020 l'exposition des populations dans les villes aux particules de diamètre inférieur à 2,5 μm . Ainsi, un effort considérable doit être réalisé afin de mesurer, voire de prévoir la concentration de ces particules là où elles sont nocives pour les populations : au niveau du sol.

Pour cela des réseaux de qualité de l'air sont d'une part développés comme les réseaux AIRPARIF en Ile-de-France ou le réseau ORAMIP (Observatoire Régional de l'Air en Midi-Pyrénées) en Midi-Pyrénées. Ceux-ci permettent notamment la mesure des concentrations des aérosols de diamètre inférieur à 10 μm (PM_{10}) et à 2,5 μm ($PM_{2,5}$) dans les villes. D'autre part, des modèles de chimie-transport sont développés par la communauté scientifique. Ces outils, comme le modèle CHIMERE (*Schmidt et al., 2001, Bessagnet et al., 2004*), permettent de prévoir la répartition et les concentrations de différents polluants, dont les aérosols, à l'échelle continentale ou régionale.

Dans cette problématique d'étude de la qualité de l'air, la télédétection, notamment satellitaire, peut être un outil complémentaire très utile.

Elle peut tout d'abord être envisagée pour le suivi de la qualité de l'air. En effet, la mesure des épaisseurs optiques des aérosols fournit une information sur la concentration de ces particules dans toute la hauteur de l'atmosphère. Or, depuis quelques années, de nombreux travaux ont été réalisés afin d'étudier la relation entre les épaisseurs optiques mesurées par les instruments satellitaires et les $PM_{2,5}$ et PM_{10} au niveau du sol, notamment en zones urbaines. Parmi ceux-ci peuvent être cités les travaux réalisés sur la région d'Athènes à partir de donnée MERIS, MODIS, AVHRR ou encore Landsat-TM (*Retalis & Sifakis, 2004, Paronis & Sifakis, 2003, Retalis et al., 2003, Petrakis et al., 2005*). D'autres travaux ont été réalisés à plus grande échelle dans différentes régions du globe notamment aux États-Unis, en Asie et en Europe à partir de données MODIS et SeaWiFS (*Péré et al., 2009, Gupta et al., 2006, Hutchison et al., 2005, Engel-Cox et al., 2004, Vidot et al., 2007*). Toutes ces études ont montré de très fortes corrélations entre les épaisseurs optiques inversées et les concentrations de particules au niveau du sol. Ainsi, bien que l'estimation de ces concentrations par télédétection soit fortement dépendante de certains paramètres comme la nature des particules ou leur distribution verticale (*Gupta et al., 2006*), les résultats obtenus pour l'instant laissent entrevoir de grandes possibilités dans le suivi de la pollution.

De plus, les modèles de chimie-transport développés nécessitent l'utilisation de mesures, notamment pour leur validation. Ces mesures peuvent porter sur les concentrations de particules ou directement sur leurs épaisseurs optiques. La télédétection, notamment satellitaire, peut ainsi être envisagée comme un outil de comparaison pertinent, en raison de la couverture globale et de la répétitivité des mesures qu'elle offre.

Dans ce contexte, il est donc logique de penser qu'OSIS puisse être utilisé comme outil d'aide à l'étude de la qualité de l'air en milieu urbain. Etant donné que ce code n'en est pas encore à une phase opérationnelle, il ne peut en l'état être utilisé comme outil de surveillance de la pollution urbaine. Cependant, il peut d'ores et déjà être utilisé comme outil de comparaison en zone urbaine pour les modèles de transport développés.

2.4 Utilisation des visées multi-angulaires

Comme cela a été expliqué en introduction de ce manuscrit, l'utilisation de visées multi-angulaires n'a pas été retenue pour la réalisation de ce travail afin de ne pas trop contraindre les instruments de télédétection. Cependant, cette technique a déjà montré de bons résultats (*cf. III.1.1.1.3*) et permet de limiter les problèmes liés à la méconnaissance de la réflectance de surface. De plus, depuis 2006, le système PELICAN est utilisé pour réaliser des visées multi-angulaires. Cela a notamment été fait durant la campagne MUSARDE (*cf. partie IV.2*) où des visées nadir et avant ont pu être réalisées avec 2 systèmes de 4 caméras (*cf. Figure 74*).



Figure 74. Acquisitions d'une même scène obtenues dans la bande verte de PELICAN avec le système nadir (gauche) et le système avant (droite) lors de la campagne MUSARDE à Toulouse (20cm de résolution).

Un jeu d'images et de mesures terrain étant ainsi disponible, il serait intéressant d'appliquer cette méthode. En effet, comme cela a été montré, notamment par *Veeffkind et al., 1998*, la caractérisation des aérosols est possible par l'observation d'une même surface sous plusieurs incidences.

Dans ce cas, en supposant l'atmosphère invariante entre les deux acquisitions, il est possible de relier les luminances spectrales mesurées par l'équation :

$$\frac{L^{*1} - L_{atm}^1 - L_{env}^1}{L^{*2} - L_{atm}^2 - L_{env}^2} = \frac{\rho_c(\theta_V^1).e^{-\frac{\tau_{tot}}{\mu_V^1}}}{\rho_c(\theta_V^2).e^{-\frac{\tau_{tot}}{\mu_V^2}}} \quad (98)$$

Cette technique offre plusieurs avantages. Tout d'abord, contrairement à la méthode d'inversion proposée dans ce document, elle ne requiert pas de connaissance sur la géométrie de la scène et permet donc une mise en œuvre beaucoup plus simple. A l'exception de la luminance d'environnement, les termes présents dans l'équation ne dépendent pas de la scène et la luminance d'environnement peut être approchée comme cela a été fait dans ce travail sans connaissance de cette géométrie. De plus, dans l'approximation d'une cible lambertienne, la valeur de la réflectance de surface ne dépend plus de l'angle de visée et l'équation d'inversion se simplifie de la manière suivante :

$$\frac{L^{*1} - L_{atm}^1 - L_{env}^1}{L^{*2} - L_{atm}^2 - L_{env}^2} = \frac{e^{-\frac{\tau_{tot}}{\mu_V^1}}}{e^{-\frac{\tau_{tot}}{\mu_V^2}}} \quad (99)$$

Il ne reste alors plus que des termes atmosphériques à modéliser et la luminance d'environnement qu'il faut estimer à partir des acquisitions. Comme pour la méthode développée au cours de cette thèse, cette technique requiert l'utilisation d'un jeu de modèles (optiques) de particules. Une LUT ayant été proposée dans ce document, il semble judicieux de l'utiliser à nouveau pour cette étude.

Cette technique semble donc particulièrement adaptée au problème de caractérisation des aérosols en milieu urbain et mérite d'être testée. La principale difficulté dans ce travail risque toutefois d'être la sélection de surfaces lambertiennes ou l'utilisation dans cette équation d'un terme correctif permettant de tenir compte des propriétés bidirectionnelles des matériaux comme cela a été fait dans *Veefkind et al., 1998*.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- d'Almeida G.A., Koepke P. & Shettle E.P.
Atmospheric aerosols: global climatology and radiative characteristics.
A. Deepak Publishing, 561, 1991.
- Anderson T.L., Charlson R.J., Schwartz S.E., Knutti R., Boucher O., Rodhe H. & Heintzenberg H.
Climate forcing by aerosols: a hazy picture.
Atmospheric Science, 300, 2003.
- Angström A.
On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air.
Geografiska Annaler 11, 156-166, 1929.
- Baldrige A. M., Hook S.J., Grove C.I. & Rivera G.
The ASTER spectral library version 2.0.
Remote Sensing of Environment, 113(4), 711-715, 2009.
- Barnsley M.J., Settle J.J., Cutter M.A., Lobb D.R. & Teston F.
The PROBA/CHRIS mission: A low-cost smallsat for hyperspectral multiangle observations of the earth surface and atmosphere.
IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 42, 1512-1520, 2004.
- Ben-Dor E., Levin N. & Saaroni H.
A spectral based recognition of the urban environment using the visible and near-infrared spectral region (0.4–1.1mm). A case study over Tel-Aviv, Israel.
International Journal of Remote Sensing, 22 (11), 2193-2218, 2001.
- Berk A., Anderson G.P., Bernstein L.S., Acharya P.K., Dothe H., Matthew M.W., Adler-Golden S.M., Chetwynd J.H. Jr., Richtsmeier S.C., Pukall B., Allred C.L., Jeong L.S. & Hoke M.L.
MODTRAN4 radiative transfer modelling for atmospheric correction.
Proceedings of SPIE Optical Spectroscopic Techniques and Instrumentation for Atmospheric and Space Research III, 3756, 348-353, 1999.
- Bessagnet B., Hodzig A., Vautard R., Beekmann M., Cheinet S., Honore C., Liousse C. & Rouil L.
Aerosol modelling with CHIMERE - preliminary evaluation at the continental scale.
Atmospheric Environment, 38, 2803-2817, 2004.
- Bojinski S., Schläpfer D., Schaepman M., Keller J. & Itten K.
Aerosol mapping over land with imaging spectroscopy using spectral autocorrelation.
International Journal of Remote Sensing, 25(22), 5025-5047, 2004.

- Calvo A.I., Pont V., Liousse C., Dupré B., Mariscal A., Zouiten C., Gardrat E., Castera P., Lacaux C.G., Castro A. & Fraile R.
 Chemical composition of urban aerosols in Toulouse, France during CAPITOUL experiment.
Meteorology and Atmospheric Physics, 102(3-4), 307-323, 2008.
- Charlson R.J., Schwartz S.E., Hales J.M., Cess R.D., Coakley J.A., Hansen J.E. & Hofmann D.J.
 Aerosols and global warming response.
Science, 256(5057), 598-599, 1992.
- Cook M., Peterson B., Dial G., Gerlach F., Hutchins K., Kudola R. & Bowen H.
 IKONOS technical performance assessment.
 Proceedings of the SPIE Algorithms for multispectral, hyperspectral, and ultraspectral imagery VII conference, 4381, 94-108, Orlando, Etats-Unis, 2001.
- Cracknell A.P.
 The Advanced Very High Resolution Radiometer.
 Taylor and Francis, London, 534, 1997.
- Crutzen P.J., Ramanathan V., Anderson T.L., Charlson R.J., Schwartz S.E., Knutti R., Boucher O., Rodhe H. & Heintzenberg J.
 The parasol effect on climate.
Science, 302(5651), 1679-1681, 2003.
- Dare P.M.
 Shadow analysis in high-resolution satellite imagery of urban areas.
Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 71(2), 169-177, 2005.
- Davies C.N.
 Size distribution of atmospheric particles.
Journal of Aerosol Science, 5, 293-300, 1974.
- Déliot P., Duffaut J. & Lacan A.
 Characterization and calibration of a high resolution multi-spectral airborne digital camera.
 Proceedings of SPIE International Commission for Optics, Changchun, China, 6031, 2006.
- Deschamps P.Y., Bréon F.M., Leroy M., Podaire A., Bricaud A., Buriez J.C. & Seze G.
 The POLDER mission: instrument characteristics and scientific objectives.
IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 32, 598-615, 1994.
- Dial G., Bowen H., Gerlach F., Grodecki J. & Oleszczuk R.
 IKONOS satellite, imagery, and products.
Remote Sensing of Environment, 88, 23-36, 2003.

- Diner D.J., Bruegge C.J., Martonchik J.V., Ackerman T.P., Davies R., Gerstl S.A.W., Gordon H.R., Sellers P.J., Clark J., Daniels J.A., Danielson E.D., Duval V.G., Klassen K.P., Lilienthal G.W., Nakamoto D.I., Pagano R. & Reilly T.H.
MISR: a multi-angle imaging spectroradiometer for geophysical and climatological research from EOS.
IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 27(2), 200-214, 1989.
- Dockery D. W. & Pope C.
Acute respiratory effects of particulate air pollution.
Annual Review of Public Health, 15, 107-132, 1994.
- Donaldson K., Li X.Y. & Macnee W.
Ultrafine (nanometre) particle mediated lung injury.
Journal of Aerosol Science 29, 553-560, 1998.
- Doz S., Thomas C., Briottet X. & Lachérade S.
Simulation of at sensor signals over urban area: two cases study.
Proceedings of the 2009 Joint Urban Remote Sensing Event, Shanghai, China, 2009.
- Doz S., Thomas C., Lachérade S., Briottet X., Boldo D., Lier P. & Porez-Nadal F.
Simulation of high spatial resolution images for urban remote sensing.
Proceedings of the International Conference of Space Optics, Toulouse, France, 2008.
- Dubovik O., Holben B., Eck T.F., Smirnov A., Kaufman Y.J., King M.D., Tanré D., Slutsker I.
Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations.
Journal of Atmospheric Sciences, 59, 590-608, 2002.
- Dubovik O. & King M.D.
A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurements.
Journal of Geophysical Research, 105, 20673-20696, 2000.
- Dubovik O., Smirnov A., Holben B.N., King M.D., Kaufman Y.J., Eck T.F. & Slutsker I.
Accuracy assessment of aerosol optical properties retrieval from AERONET sun and sky radiance measurements.
Journal of Geophysical Research, 105, 9791-9806, 2000.
- Engel-Cox J.A., Christopher H.H., Coutant B.W. & Hoff R.M.
Qualitative and quantitative evaluation of MODIS satellite sensor data for regional and urban scale air quality.
Atmospheric Environment, 38, 2495-2509, 2004.

- Gastellu-Etchegorry J.P., Martin E. & Gascon F.
 DART: a 3D model for simulating satellite images and studying surface radiation budget.
 International Journal of Remote Sensing, 25(1), 73-96, 2004.
- Gleyzes J.P., Meygret A., Fratter C., Panem C., Baillarin S. & Valorge C.
 SPOT5: system overview and image ground segment.
 Proceedings of the IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS 2003, 300-302, 1,
 2003.
- Green R.O., Eastwood M.L., Sarture C.H., Chrien T.G., Aronsson M., Chippendale B.J., Faust J.A.,
 Pavri B.E., Chovit C.J., Solis M., Olah M.R. & Williams O.
 Imaging spectroscopy and the airborne visible/infrared imaging spectrometer (AVIRIS).
 Remote Sensing of Environment, 65, 227-248, 1998.
- Gross B., Ogunwuyi O., Moshary F., Ahmed S. & Cairns B.
 Aerosol retrieval over urban areas using spatial regression between V/NIR and MIR Hyperion
 channels.
 Proceedings of the SPIE, 5547, 111-121, 2004.
- Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC).
 Fourth assessment report, climate change 2007: synthesis report.
 2007.
- Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC).
 Radiative forcing of climate change, climate change 2001.
 New York, Cambridge University Press, 2001.
- Gupta P., Christopher S.A., Wang J., Gehrig R., Lee Y. & Kumar N.
 Satellite remote sensing of particulate matter and air quality assessment over global cities.
 Atmospheric Environment, 40, 5880-5892, 2006.
- Harris F.S. Jr. & McCormick M.P.
 Mie scattering by three polydispersions.
 Journal of Colloid Science, 39, 536-545, 1972.
- Heiden U., Segl K., Roessner S. & Kaufmann H.
 Determination of robust spectral features for identification of urban surface materials in
 hyperspectral remote sensing data.
 Remote Sensing of Environment, 111(4), 537-552, 2007.

- Heiden U., Roessner S., Segl K. & Kaufmann H.
Analysis of spectral signatures of urban surfaces for their area-wide identification using hyperspectral HyMap data.
Proceedings of IEEE-ISPRS Joint Workshop on Remote Sensing and Data Fusion over Urban Areas, Rome, Italy, 173-177, 2001.
- Heney L.C. & Greenstein J.L.
Diffuse radiation in the galaxy.
Astrophysical Journal, 93, 70-83, 1941.
- Herman B.M. & Browning S.R.
A numerical solution to the equation of radiative transfer.
Journal of Atmospheric Sciences, 22, 559-566, 1965.
- Hernandez E., Oo M.M., Charles L., Gross B., Mihailidi M. & Moshary F.
Assessing the land albedo model of the new MODIS aerosol retrieval over land algorithm for urban scenes.
Proceedings of the 11th Symposium on Integrated Observing and Assimilation Systems for the Atmosphere, Oceans, and Land Surface, San Antonio, Etats-Unis, 2007.
- Herold M. & Roberts D.
Spectral characteristics of asphalt road aging and deterioration: implications for remote-sensing applications.
Applied Optics, 44(20), 4327-4334, 2005.
- Herold M., Roberts D.A., Gardner M.E. & Dennison P.E.
Spectrometry for urban area remote sensing - Development and analysis of a spectral library from 350 to 2400nm.
Remote Sensing of Environment, 91, 304-319, 2004.
- Herold M., Gardner M.E., Noronha V. & Roberts D.A.
Spectrometry and hyperspectral remote sensing of urban road infrastructure.
Online Journal of Space Communications, 3, 2003.
- Hess M., Koepke P. & Schult I.
Optical properties of aerosols and clouds: the software package OPAC
Bulletin of the American Meteorological Society, 79, 831-844, 1998.
- Hodzic A., Vautard R., Chazette P., Menut L. & Bessagnet B.
Aerosol chemical and optical properties over the Paris area within ESQUIF project.
Atmospheric Chemistry and Physics, 6, 3257-3280, 2006.

- Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanre D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I. & Smirnov A.
 AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization.
Remote Sensing of Environment, 66, 1-16, 1998.
- Holben B.N., Vermote E., Kaufman Y.J., Tanré D. & Kalb V.
 Aerosol retrieval over land from AVHRR data - Application for atmospheric correction.
IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 30, 212-222, 1992.
- Holekamp K.
 NASA QuickBird radiometric characterization.
 High Spatial Resolution Commercial Imagery Workshop, Reston, Etats-Unis, 2003.
- Hoppel W.A. & Frick G.M.
 Submicron aerosol size distributions measured over the tropical and South Pacific.
Atmospheric Environment, 24A, 645, 1991.
- Hutchison K.D., Smith S. & Faruqi S.J.
 Correlating MODIS aerosol optical thickness data with ground-based PM2.5 observations across Texas for use in a real-time air quality prediction system.
Atmospheric Environment, 39, 7190-7203, 2005.
- Ito T.
 Size distribution of Antarctic submicron aerosol.
Tellus, 45(2), 145-159, 1993.
- Jaenicke R.
 Tropospheric aerosols.
Aerosol-Cloud-Climate Interactions, P.V. Hobbs (ed), Academic Press, 1-31, 1993.
- Junge C.E.
 Air chemistry and radiochemistry.
 Academic Press, New York, 1963.
- Justice C.O., Townshend J.R.G., Vermote E.F., Masuoka E., Wolfe R.E., Saleous N., Roy D.P. & Morisette J.T.
 An overview of MODIS Land data processing and product status.
Remote Sensing of Environment, 83, 3-15, 2002.

- Justice C.O., Vermote E., Townshend J.R.G., Defries R., Roy D.P., Hall D.K., Salomonson V.V., Privette J.L., Riggs G., Strahler A., Lucht W., Myneni R.B., Knyazikhin Y., Running S.W., Nemani R.R., Wan Z., Huete A.R., van Leeuwen W., Wolfe R.E., Giglio L., Muller J.P., Lewis P. & Barnsley M.J.
The moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS): land remote sensing for global change research.
IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 36 (4), 1998.
- Kanaroglou P., Soulakelis N. & Sifakis N.
Improvement of satellite derived pollution maps with the use of a geostatistical interpolation method.
Journal of Geographical Systems, 4, 193-208, 2002.
- Kaufman Y.J., Tanré D., Remer L.A., Vermote E.F., Chu A. & Holben B.N.
Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS-moderate resolution imaging spectroradiometer.
Journal of Geophysical Research, 102, 17051-17067, 1997a.
- Kaufman Y.J., Wald A.E., Remer L.A., Gao B.C., Li R.R. & Flynn L.
The MODIS 2.1- μm channel-correlation with visible reflectance for use in remote sensing of aerosol.
IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 35(5), 1286-1298, 1997b.
- Kaufman Y.J. & Sendra C.
Algorithm for automatic atmospheric corrections to visible and near-IR satellite imagery.
International Journal of Remote Sensing, 9, 1357-1381, 1988.
- Kiehl J.T. & Rodhe H.
Modeling geographic and seasonal forcing due to aerosols.
Aerosol Forcing of Climate, edited by R.J. Charlson & J. Heintzenberg, 281-296, John Wiley, New York, 1995.
- King M.D, Kaufman Y.J., Tanré D. & Nakajima T.
Remote sensing of tropospheric aerosols from space: past, present and future.
Bulletin of the American Meteorological Society, 80(11), 2229-2260, 1999.
- Koepke P., Hess M., Schult I. & Shettle E.P.
Global aerosol data set.
MPI Meteorologie Hamburg Report No. 243, 44, 1997.

Krause K.S.

Relative radiometric characterization and performance of the QuickBird high-resolution commercial imaging satellite.

Proceedings of SPIE, Denver, USA, 5542, 2004.

Lachérade S., Miesch C., Boldo D., Briottet X., Valorge C. & Le Men H.

ICARE: a physically-based model to correct atmospheric and geometric effects from high spatial and spectral remote sensing images over 3D urban areas.

Meteorology and Atmospheric Physics, Special Issue on CAPITOUL Experiment, 102, 209-222, 2008.

Lachérade S.

Caractérisation des matériaux urbains à partir d'images de télédétection à très hautes résolutions spatiale et spectrale.

Thèse, 2006.

Lachérade S., Miesch C., Briottet X. & Le Men H.

Spectral variability and bidirectional reflectance behaviour of urban materials at a 20 cm spatial resolution in the visible and near infrared wavelengths. A case study over Toulouse (France).

International Journal of Remote Sensing, 26(17), 3859-3866, 2005.

de Leeuw G. & Schoemaker R.

Retrieval of aerosol properties over land and water using (A)ATSR.

The MERIS (A)ATSR Workshop, Frascati, Italy, 2005.

Lenoble J.

Atmospheric radiative transfer.

Deepak Publishing, Hampton, VA, 1993.

Léon J.F., Chazette P. & Dulac F.

Retrieval and monitoring of aerosol optical thickness over an urban area by spaceborne and ground-based remote sensing.

Applied Optics, 38(33), 6918-6926, 1999.

Leroy M., Deuzé J.L., Bréon F.M., Hautecoeur O., Herman M., Buriez J.C., Tanré D., Bouffiès S., Chazette P. & Roujean J.L.

Retrieval of atmospheric properties and surface bidirectional reflectances from POLDER/ADEOS.

Journal of Geophysical Research, 102, 17023-17037, 1997.

- Levy R.C., Remer L.A., Tanré D., Mattoo S. & Kaufman Y.J.
Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol from MODIS: collection 005 an 051:
Revision 2.
Product ID: MOD04/MYD04, 2009.
- Llewellyn-Jones D., Edwards M.C., Mutlow C.T., Birks A.R., Barton I.J. & Tait H.
AATSR: global-change and surface-temperature measurements from Envisat.
ESA Bulletin 105, 11-21, 2001.
- de Lussy F., Kubik P., Greslou D., Pascal V., Gigord P. & Cantou J.P.
PLEIADES-HR image system products and quality - PLEIADES-HR image system products and
geometric accuracy.
Proceedings of the International Society for Photogrammetry and Remote Sensing Workshop,
Hannover, Germany, 2005.
- Martinoty G.
Reconnaissance de matériaux sur des images aériennes en multirecouvrement, par identification de
fonctions de reflectances bidirectionnelles.
Thèse, 2005.
- Martonchik J.V., Diner D.J., Kahn R. & Gaitley B.
Comparison of MISR and AERONET aerosol optical depths over desert sites.
Journal of Geophysical Research, 31, L16102, 1-4, 2004.
- Martonchik J.V., Diner D.J., Kahn R., Ackerman T.P., Verstraete M.M., Pinty B. & 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(4), 1212-1227, 1998.
- Masson V., Gomes L., Pigeon G., Liousse C., Pont V., Lagouarde J.P., Voogt J., Salmond J., Oke T.R.,
Hidalgo J., Legain D., Garrouste O., Lac C., Connan O., Briottet X., Lachéradé S. & Tulet P.
The canopy and aerosol particle interactions in toulouse urban layer (CAPITOUL) experiment.
Meteorology and Atmospheric Physics, 102(3-4), 135-157, 2008.
- McMurry P.H.
A review of atmospheric aerosol measurements.
Atmospheric Environment, 34, 1959-1999, 2000.
- McMurry P.H., Zhang X. & Lee C.T.
Issues in aerosol measurement for optical assessments.
Journal of Geophysical Research, 101, 19189-19197, 1996.

- Miesch C., Poutier L., Achard V., Briottet X., Lenot X. & Boucher Y.
 Direct and inverse radiative transfer solutions for visible and near-infrared hyperspectral imagery.
 IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 43(7), 1552-1562, 2005.
- Miesch C., Briottet X. & Kerr Y.H.
 Phenomenological analysis of simulated signals observed over shaded areas in an urban scene.
 IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 42(2), 434-442, 2004.
- Miesch C., Briottet X., Kerr Y.H. & Cabot F.
 Radiative transfer solution for rugged and heterogeneous scene observations.
 Applied Optics, 39(36), 6830-6846, 2000.
- Miesch C., Briottet X., Kerr Y.H. & Cabot F.
 Monte Carlo approach for solving the radiative transfer equation over mountainous and heterogeneous areas.
 Applied Optics, 38(36), 7419-7430, 1999.
- Miesch C.
 Quantification des effets de l'hétérogénéité et du relief d'une scène en télédétection : modélisation du signal en entrée du capteur.
 Thèse, 1999.
- Miller R.B. & Small C.
 Cities from space: potential applications of remote sensing in urban environmental research and policy.
 Environmental Science & Policy, 6, 129-137, 2003.
- Mishchenko M.I., Hovenier J. W. & Travis L. D.
 Light Scattering by Nonspherical Particles.
 Academic Press, 690, 2000.
- MLakelLa J.M., Aalto P., Jokinen V., Pohja T., Nissinen A., Palmroth S., Markkanen T., Seitsonen K., Lihavainen H. & Kulmala M.
 Observation of ultrafine aerosol particle formation and growth in boreal forest.
 Geophysical Research Letters, 24, 1219, 1997.
- Nadal F. & Bréon F.M.
 Parameterization of surface polarized reflectance derived from POLDER spaceborne measurements.
 IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 37, 1709-1718, 1999.

Nicodemus F.E., Richmond J.C. & Hsia J.J.

Geometrical considerations and nomenclature for reflectance.
National Bureau of Standards, 1977.

Obade V.D.P.

Remote sensing: new applications for urban areas.
Proceedings of the IEEE, 95(12), 2267-2268, 2007.

Paltridge G.W. & Platt C.M.R.

Radiative processes in meteorology and climatology.
Development in Atmospheric Science, 5, Elsevier Scientific Publishing Company, New-York, N.Y.
10017, 1977.

Paronis D. & Sifakis N.

Satellite aerosol optical thickness retrieval over land with contrast reduction analysis using a variable window size.
Proceedings of the Geoscience and Remote Sensing Symposium, Toulouse, France, 2, 1276-1278,
2003.

Pearlman J.S., Barry P.S., Segal C.C., Shepanski J., Beiso D. & Carman S.L.

Hyperion, a space-based imaging spectrometer.
IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 41, 1160-1173, 2003.

Péré J.C., Pont V., Mallet M. & Bessagnet B.

Mapping of PM10 surface concentrations derived from satellite observations of aerosol optical thickness over South-Eastern France.
Atmospheric Research, 91(1), 1-8, 2009.

Petrakis M., Kopania T., Retalis A., Sifakis N., Psiloglou B. & Briggs D.

Assessment of pollution concentration and emission mapping at regional and local scales using new generation satellites.
Proceedings of the XXVIII General Assembly of International Union of Radio Science, New Delhi, India, 2005.

Pope A.C., Thun M.J., Namboodir M.M., Dockery D.W., Evans J.S., Spezer F.E. & Heath C.W. Jr.

Particulate air pollution as a predictor of mortality in a prospective study for US adults.
American Journal of Respiratory and Critical Care Medicine, 151, 669-674, 1995.

Poutier L., Miesch C., Lenot X., Achard V. & Boucher Y.

COMANCHE and COCHISE: two reciprocal atmospheric codes for hyperspectral remote sensing.
2002 AVIRIS Earth Science and Applications Workshop Proceedings, Pasadena, Etats-Unis, 2002.

Rast M. & Bezy J.L.

The ESA medium resolution imaging spectrometer MERIS: a review of the instrument and its mission.

International Journal of Remote Sensing, 20, 1681-1702, 1999.

Remer L.A., Kaufman Y.J, Tanré D., Matoo S., Chu D.A., Martins J.V., Li R.R., Ichoku C., Levy R.C., Kleidman R.G., Eck T.F., Vermote E. & Holben B.N.

The MODIS aerosol algorithm, products, and validation.

Journal of the Atmospheric Sciences - Special Edition, 62, 2005.

Remer L.A., Gassó S., Hegg D.A., Kaufman Y.J. & Holben B.N.

Urban/industrial aerosol: ground-based sun/sky radiometer and airborne in situ measurements.

Journal of Geophysical Research, 102(D14), 16849-16860, 1997.

Retalis A. & Sifakis N.

Use of Envisat MERIS data for aerosol mapping over Athens (Greece).

Proceedings of the 2004 Envisat & ERS Symposium, Salzburg, Autriche, 2004.

Retalis A., Sifakis N., Grosso N., Paronis D. & Sarigiannis D.

Aerosol optical thickness retrieval from AVHRR images over the Athens urban area.

Proceedings of the IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS 2003, 2182-2184, 4, 2003.

Retalis A., Cartalis C. & Athanassiou E.

Assessment of the distribution of aerosols in the area of Athens with the use of Landsat Thematic Mapper data.

International Journal of Remote Sensing, 20(5), 939-945, 1999.

Santer R.

Atmospheric products over land for MERIS level 2.

ATBD 2.15, 2000.

Schmidt H., Derognat C., Vautard R. & Beekmann M.

A comparison of simulated and observed ozone mixing ratios for the summer of 1998 in Western Europe.

Atmospheric Environment, 35, 6277-6297, 2001.

Schwartz S.E., Arnold F., Blanchet J.P., Durkee P.A., Hofmann D.J., Hoppel W.A., King M.D., Laciis A.A., Nakajima T., Ogren J.A., Toon O.B. & Wendisch M.

Group report: connections between aerosol properties and forcing of climate.

Aerosol Forcing of Climate, Charlson R.J. & Heintzenberg J., Eds., 251-280, John Wiley Sons Ltd., New York, 1995.

Seinfeld J.H. & Pandis S.N.

Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change.

J. Wiley, New York, 1998.

Shettle E.P. & Fenn R.W.

Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties.

Air Force Geophysics Laboratory Technical Report AFGL-TR-79-0214, 1979.

Sifakis N., Soulakelis N., Sarigiannis D., Tombrou M. & Schäfer K.

High spatial resolution satellites as a complement to atmospheric modelling and to ground measurements for air-quality monitoring.

Proceedings of SPIE, 4882, 2003.

Sifakis N., Soulakelis N. & Paronis D.

Quantitative mapping of air pollution density using Earth observations: a new processing method and application to an urban area.

International Journal of Remote Sensing, 19, 3289-3300, 1998.

Sifakis N. & Deschamps P.Y.

Mapping of air pollution using SPOT satellite data.

Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, LVIII: 1433-1437, 1992.

Simoneau P., Caillault K., Fauqueux S., Huet T., Krapez J.C., Labarre L., Malherbe C., Miesch C., Roblin A. & Rosier B.

Matisse: version 1.5 and beyond.

Proceedings of the 3rd International IR Target and Background Modeling & Simulation, Ettlingen, Germany, 2008.

Smirnov A., Holben B. N., Eck T.F., Dubovik O. & Slutsker I.

Cloud screening and quality control algorithms for the AERONET data base.

Remote Sensing of Environment, 73, 73337-73349, 2000.

Strahler A., Muchoney D., Borak J., Friedl M., Gopal S., Lambin E. & Moody A.

MODIS land cover product: algorithm theoretical basis document, version 5.0.

Boston University, Boston, 72, 1999.

Stricker N.C.M., Hahne A., Smith D.L., Delderfield J., Oliver M.B. & Edwards T.

ATSR-2: the evolution in its design from ERS-1 to ERS-2.

ESA Bulletin, 83, 32-37, 1995.

- Tanré D., Vermote E., Holben B.N. & Kaufman Y.J.
 Satellite aerosol retrieval over land surfaces using the structure functions.
 Proceedings of IGARSS'92, Houston, Etats-Unis, 1474-1477, 1992.
- Thuillier G., Hersé M., Simon P.C., Labs D., Mandel H., Gillotay D. & Foujols T.
 The solar spectral irradiance from 200 to 2400 nm as measured by the SOLSPEC spectrometer
 from the ATLAS 1-2-3 and EURECA missions.
 Solar Physics, 214(1), 1-22, 2003.
- Toublanc D.
 Henyey–Greenstein and Mie phase functions in Monte Carlo radiative transfer computations.
 Applied Optics, 35(18), 3270-3274, 1996.
- Veefkind J.P., deLeeuw G. & Durkee P.A.
 Retrieval of Aerosol Optical Depth over Land using two-angle view Satellite Radiometry during
 TARFOX.
 Geophysical Research Letters, 25, 3135-3138, 1998.
- Vermote E., Slonaker R., Vibert S., Kilcoyne H., Hoyt D., Zhao T. & Yang W.
 Aerosol optical thickness and particle size parameter - VIIRS algorithm theoretical basis document
 version 5.
 SBRS Document #: Y2388, 2002.
- Vermote E.F., Tanre D., Deuzé J.L., Herman M. & Morcrette J.J.
 Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S: an overview.
 IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 35(3), 675-686, 1997a.
- Vermote E. F., Tanre D., Deuze J.L., Herman M. & Morcrette J.J.
 Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum (6S), 6S user's guide version 2.
 Greenbelt, MD: NASA Goddard Space Flight Center, 1997b.
- Vidot J., Santer R. & Ramon D.
 Atmospheric particulate matter (PM) estimation from SeaWiFS imagery.
 Remote Sensing of Environment, 111, 1-10, 2007.
- Vincent D.A.
 Aerosol optical depth retrieval from high-resolution commercial satellite imagery over areas of high
 surface reflectance.
 Thèse, 2006.

Vincent D.A., Nielsen K.E., Durkee P.A. & Reid J.S.

Aerosol optical depth retrievals from high-resolution commercial satellite imagery over areas of high surface reflectance.

Proceedings of the AGU Fall Meeting, San Francisco, Etats-Unis, 2005.

Weng Q. & Quattrochi D.A.

Urban remote sensing.

CRC Press/Taylor and Francis, 448, 2006.

Whitby K.T. & Cantrell B.

Atmospheric aerosols - Characteristics and measurements.

International Conference on Environmental Sensing and Assessment, 2, Las Vegas, Etats-Unis, 1975.

Yu H., Kaufman Y.J., Chin M., Feingold G., Remer L.A., Anderson T.L., Balkanski Y., Bellouin N., Boucher O., Christopher S., DeCola P., Kahn R., Koch D., Loeb N., Reddy M.S., Schulz M., Takemura T. & Zhou M.

A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing.

Atmospheric Chemistry and Physics, 6, 613-666, 2006.

Zagolski F., Santer R. & Aznay O.

A new climatology for atmospheric correction based on the aerosol inherent optical properties.

Journal of Geophysical Research, 112, 2007.

Zagolski F., Santer R., Vidot J. & Thieuleux F.

Validation of the MERIS atmospheric correction over water using ground-based measurements of the solar extinction and of the sky radiances.

Proceedings of ENVISAT/MERIS-AATSR (ESA / ESRIN), Frascati, Italy, 2005.

ANNEXES

ANNEXE 1

STATIONS AERONET UTILISEES POUR L'ETUDE DES PROPRIETES OPTIQUES DES AEROSOLS URBAINS

VILLE	PAYS	NOM DE LA STATION	NOMBRE DE SEQUENCES INVERSEES	NOMBRE DE JOURNEES DE MESURES	DEBUT	FIN
Abu Dhabi	Emirats Arabes Unis	Dhabi	1125	312	05/10/2003	01/07/2006
Ames	Etats-Unis	Ames	373	160	26/05/2004	15/01/2006
Arica	Chili	Arica	1404	565	13/05/1998	25/03/2004
Avignon	France	Avignon	2671	842	10/12/1999	26/06/2006
Baltimore	Etats-Unis	MD_Science_Center	4015	1140	11/09/1999	31/01/2007
Barcelone	Espagne	Barcelona	789	225	01/01/2005	24/05/2006
Bethlehem	Afrique du Sud	Bethlehem	501	180	09/03/2000	19/05/2001
Billerica	Etats-Unis	Billerica	512	174	14/02/2002	29/10/2004
Blida	Algérie	Blida	1024	344	07/11/2003	12/11/2006
Bondville	Etats-Unis	BONDVILLE	2673	922	05/06/1996	28/06/2006
Bordeaux	France	BORDEAUX	483	145	18/05/2001	06/02/2003
Brasilia	Brésil	Brasilia	347	159	21/06/1993	27/10/1995
Buenos Aires	Argentine	CEILAP-BA	1439	473	19/10/1999	20/12/2004
Campo Grande	Brésil	Campo_Grande_SONDA	666	235	05/11/2003	17/01/2006
Canberra	Australie	Canberra	808	234	27/10/2003	13/06/2006
Carpentras	France	Carpentras	1623	454	18/02/2003	13/04/2006
Columbia	Etats-Unis	Columbia_SC	844	255	21/11/2001	12/06/2004
Dalanzadgad	Mongolie	Dalanzadgad	1060	533	05/03/1997	17/02/2006
Darwin	Australie	Darwin	924	256	14/04/2004	13/11/2005
Dunkerque	France	Dunkerque	307	112	19/07/2003	11/05/2006
Evora	Portugal	Evora	1677	470	04/07/2003	09/07/2006
Fresno	Etats-Unis	Fresno	3075	671	22/04/2002	03/01/2007
Greenbelt	Etats-Unis	GSFC	5780	1660	27/05/1993	20/08/2006
Gwangju	Corée du Sud	Gwangju_K-JIST	302	135	09/02/2004	20/06/2005
Halifax	Canada	Halifax	1303	398	30/06/2002	23/04/2006
Hambourg	Allemagne	Hamburg	899	268	19/06/2000	25/10/2006
Jhongli City	Chine	NCU_Taiwan	222	120	18/04/1998	18/10/2006
Kanpur	Inde	Kanpur	2526	789	22/01/2001	15/11/2006
Kelowna	Canada	Kelowna	341	113	27/07/2005	08/08/2006
Kishinev	Moldavie	Moldova	2484	766	04/09/1999	14/12/2006
La Haye	Pays Bas	The_Hague	519	178	19/01/2002	18/04/2006
Le Caire	Egypte	Cairo_EMA	448	181	14/04/2005	23/03/2006
Lecce	Italie	Lecce_University	1539	539	18/03/2003	27/11/2006
Leipzig	Allemagne	IFT-Leipzig	390	187	20/05/2001	14/03/2006
Lille	France	Lille	894	321	04/07/1995	14/01/2006
Los Angeles	Etats-Unis	UCLA	968	333	17/02/2000	04/02/2005

Mainz	Allemagne	Mainz	323	136	07/11/2003	30/06/2006
Manama	Bahreïn	Bahrain & BAHRAIN	1776	663	27/07/1998	12/03/2006
Mexico	Mexique	Mexico_City	1002	501	04/03/1999	21/05/2006
Minsk	Biélorussie	Minsk	899	290	07/08/2002	09/05/2006
Missoula	Etats-Unis	Missoula	1092	339	23/08/2000	18/05/2006
Monterey	Etats-Unis	Monterey	491	169	08/05/2002	14/04/2004
Modena	Italie	Modena	850	289	24/05/2000	19/06/2006
Moscou	Russie	Moscow_MSU_MO	968	351	12/09/2001	14/02/2006
New York	Etats-Unis	CCNY & GISS	622	388	20/08/2000	10/12/2006
Oristano	Italie	IMC_Oristano	1526	515	30/05/2000	12/10/2003
Osaka	Japon	Osaka	390	187	24/11/2001	08/12/2004
Ostende	Belgique	Oostende	870	272	06/10/2001	15/01/2007
Ouagadougou	Burkina Faso	Ouagadougou	2533	797	30/04/1999	15/03/2005
Palaiseau	France	Palaiseau	1148	328	24/07/1999	17/11/2005
Palencia	Espagne	Palencia	1802	483	24/01/2003	24/05/2006
Paramaribo	Suriname	Surinam	169	102	07/03/1998	20/05/2001
Pékin	Chine	Beijing	2443	872	09/03/2001	20/12/2006
Rio Branco	Brésil	Rio_Branco	397	184	24/08/2000	09/06/2005
San Diego	Etats-Unis	La_Jolla	1477	473	26/01/1994	16/03/2005
Santa Barbara	Etats-Unis	UCSB	899	251	21/03/2003	07/07/2006
Sao Paulo	Brésil	Sao_Paulo	1050	458	24/03/2001	03/12/2006
Sherbrooke	Canada	CARTEL	1083	387	13/06/1995	11/03/2006
Tainan	Chine	Chen-Kung_Univ	433	164	01/03/2002	22/04/2006
Taipei	Chine	Taipei_CWB	196	117	04/11/2002	19/04/2006
Tomsk	Russie	Tomsk	636	230	24/10/2002	28/11/2006
Toulon	France	Toulon	1044	305	15/11/2004	26/06/2006
Toulouse	France	Toulouse	1066	381	16/07/1999	20/07/2006
Tucson	Etats-Unis	Tucson	1524	462	24/11/1993	01/11/2005
Venise	Italie	ISDGM_CNR	1695	472	13/03/2002	08/11/2004
Villefranche-Sur-Mer	France	Villefranche	1350	377	10/01/2004	17/01/2007
Xianghe	Chine	XiangHe	1421	410	20/03/2001	17/06/2006
Yulin	Chine	Yulin	515	167	30/04/2001	31/10/2002

Tableau 13. Détail des 68 stations AERONET sélectionnées afin d'étudier les épaisseurs optiques, les coefficients d'Angström et les facteurs d'asymétrie des aérosols urbains.

VILLE	PAYS	NOM DE LA STATION	NOMBRE DE SEQUENCES INVERSEES	NOMBRE DE JOURNEES DE MESURES	DEBUT	FIN
Abu Dhabi	Emirats Arabes Unis	Dhabi	420	146	05/10/2003	01/07/2006
Arica	Chili	Arica	339	161	13/05/1998	25/03/2004
Avignon	France	Avignon	232	110	10/12/1999	26/06/2006
Baltimore	Etats-Unis	MD_Science_Center	547	236	11/09/1999	31/01/2007
Blida	Algérie	Blida	160	72	07/11/2003	12/11/2006
Bondville	Etats-Unis	BONDVILLE	362	171	05/06/1996	28/06/2006
Fresno	Etats-Unis	Fresno	163	62	22/04/2002	03/01/2007
Greenbelt	Etats-Unis	GSFC	784	346	27/05/1993	20/08/2006
Hambourg	Allemagne	Hamburg	96	47	19/06/2000	25/10/2006
Kanpur	Inde	Kanpur	2119	695	22/01/2001	15/11/2006
Kishinev	Moldavie	Moldova	396	164	04/09/1999	14/12/2006
Le Caire	Egypte	Cairo_EMA	208	98	14/04/2005	23/03/2006
Lille	France	Lille	147	71	04/07/1995	14/01/2006
Manama	Bahreïn	Bahrain & BAHRAIN	632	301	27/07/1998	12/03/2006
Mexico	Mexique	Mexico_City	403	241	04/03/1999	21/05/2006
Minsk	Biélorussie	Minsk	193	65	07/08/2002	09/05/2006
Moscou	Russie	Moscow_MSU_MO	185	78	12/09/2001	14/02/2006
New York	Etats-Unis	CCNY & GISS	110	80	20/08/2000	10/12/2006
Osaka	Japon	Osaka	131	78	24/11/2001	08/12/2004
Ouagadougou	Burkina Faso	Ouagadougou	1286	454	30/04/1999	15/03/2005
Palaiseau	France	Palaiseau	101	50	24/07/1999	17/11/2005
Pékin	Chine	Beijing	1655	621	09/03/2001	20/12/2006
Rio Branco	Brésil	Rio_Branco	127	59	24/08/2000	09/06/2005
Sao Paulo	Brésil	Sao_Paulo	210	123	24/03/2001	03/12/2006
Tainan	Chine	Chen-Kung_Univ	365	147	01/03/2002	22/04/2006
Toulouse	France	Toulouse	95	51	16/07/1999	20/07/2006
Venise	Italie	ISDGM_CNR	556	198	13/03/2002	08/11/2004
Xianghe	Chine	XiangHe	836	278	20/03/2001	17/06/2006

Tableau 14. Détail des 28 stations AERONET sélectionnées afin d'étudier les albédos de simple diffusion des aérosols urbains.

ANNEXE 2

STATISTIQUES SUR LES PROPRIETES OPTIQUES MOYENNES DES AEROSOLS URBAINS OBTENUES POUR LES DIFFERENTES STATIONS AERONET ETUDIEES

EPAISSEURS OPTIQUES

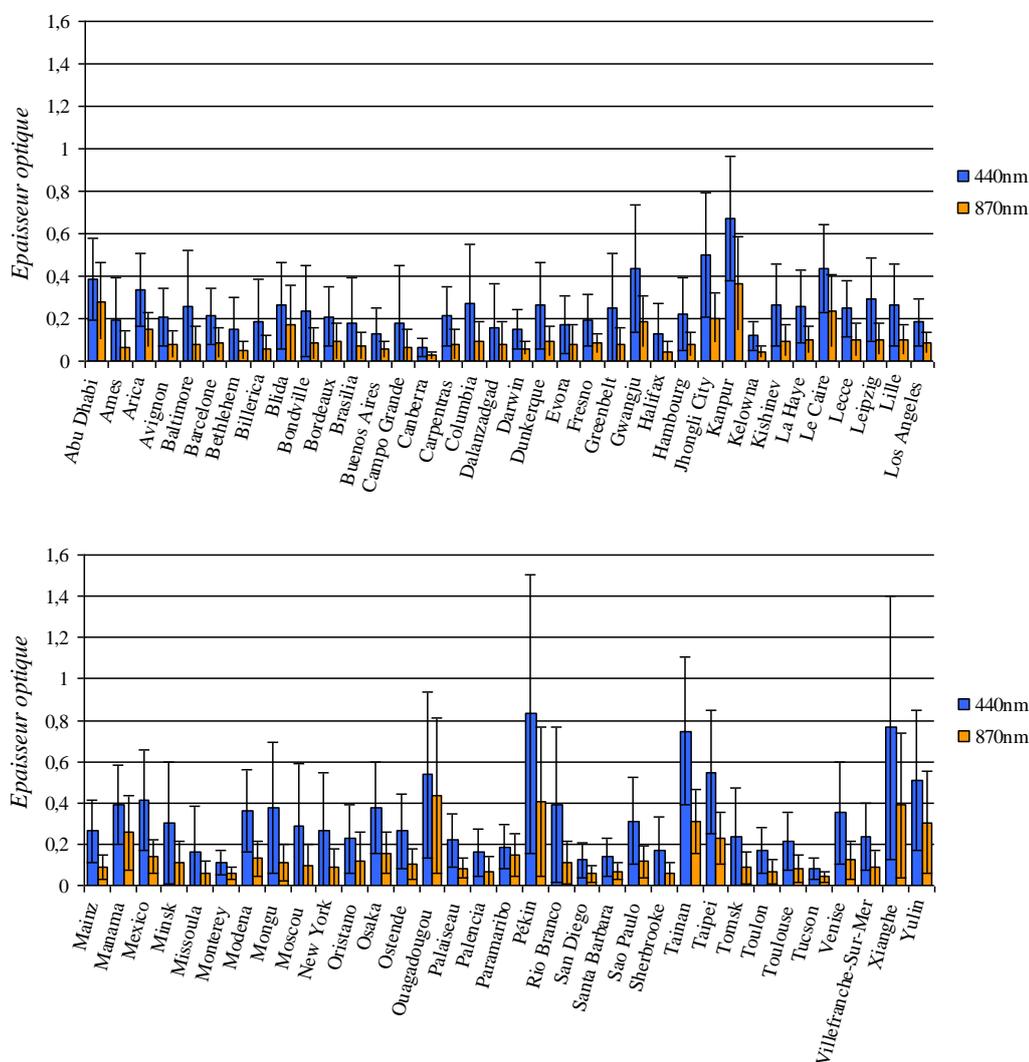


Figure 75. Epaisseurs optiques moyennes à 440 et 870nm obtenues pour les 68 stations urbaines AERONET sélectionnées. Les barres d'erreur représentent de part et d'autre des histogrammes les écarts type calculés.

COEFFICIENTS D'ANGSTRÖM

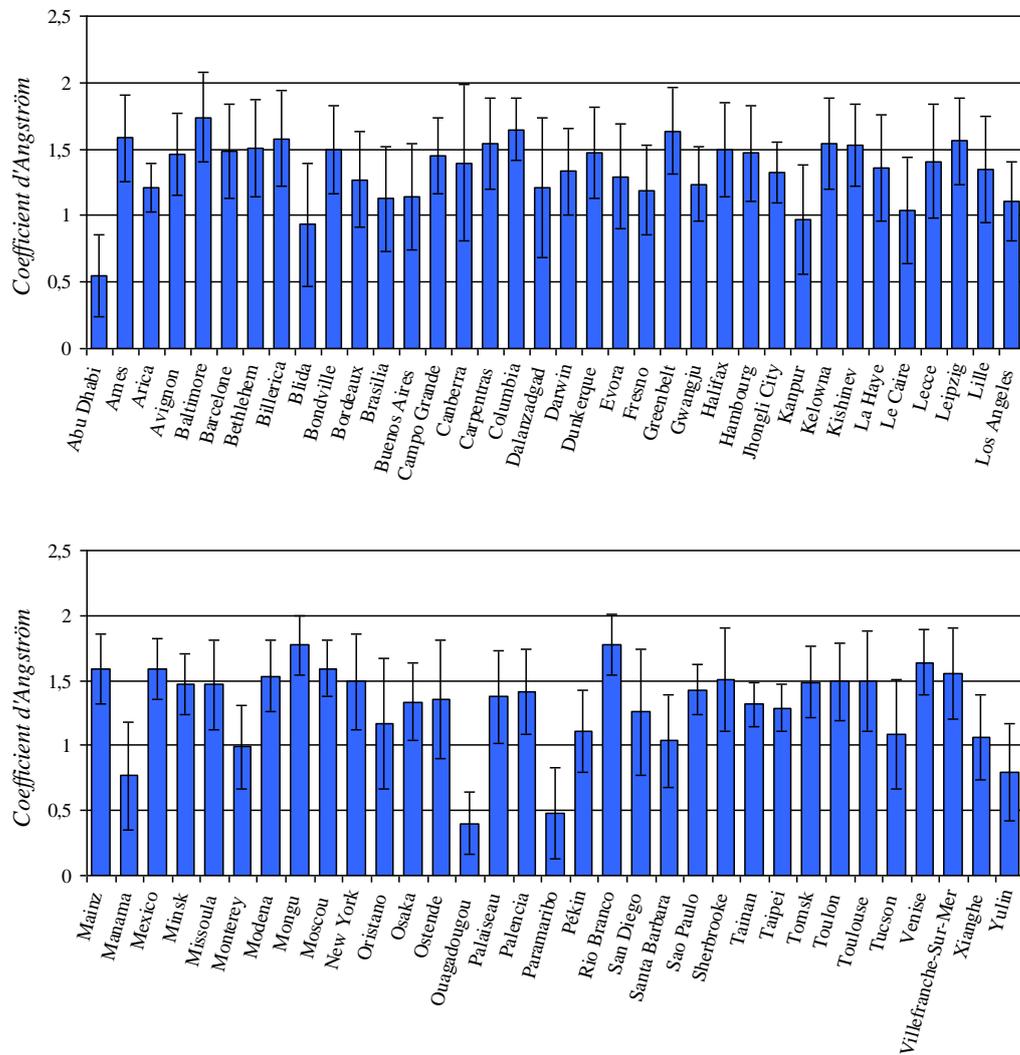


Figure 76. Coefficients d'Angström moyens obtenus pour les 68 stations urbaines AERONET sélectionnées. Les barres d'erreur représentent de part et d'autre des histogrammes les écarts type calculés.

FACTEURS D'ASYMETRIE

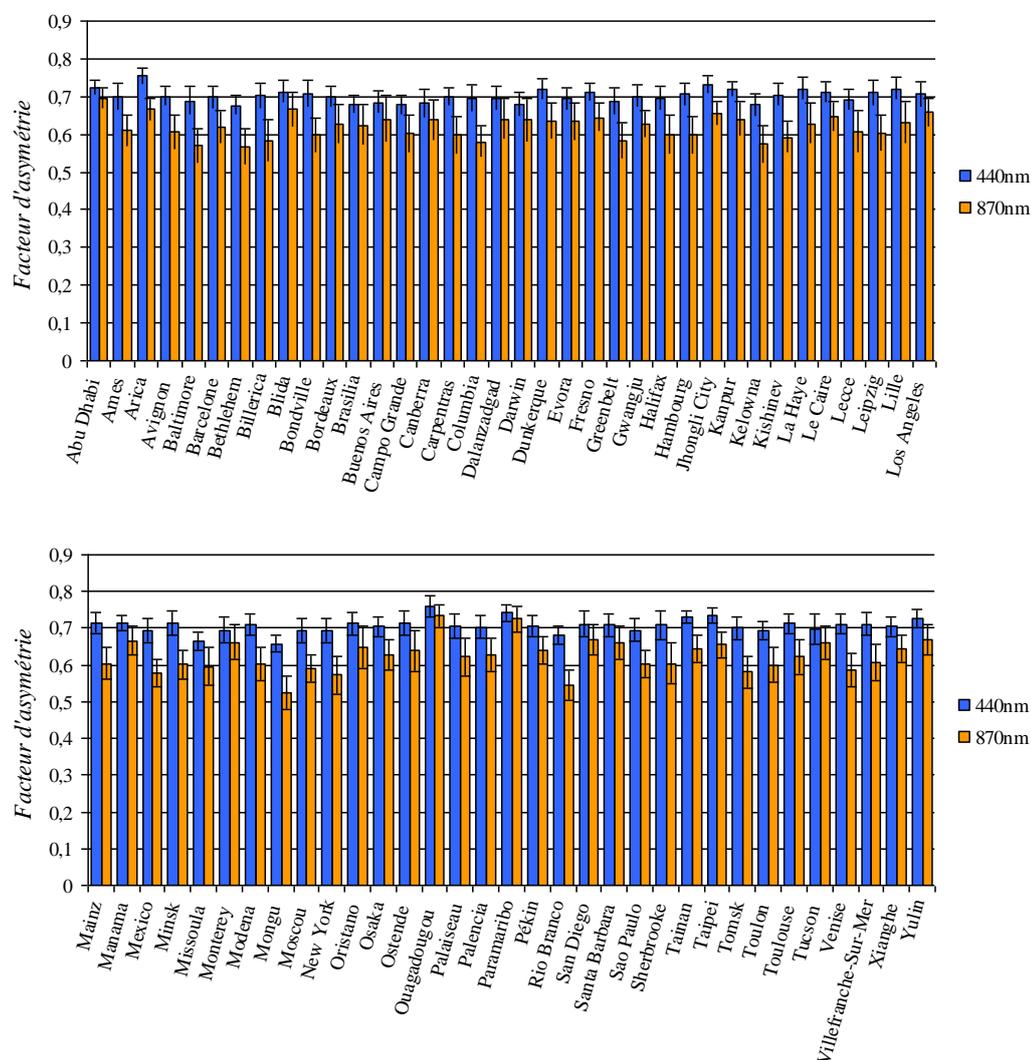


Figure 77. Facteurs d'asymétrie moyens à 440 et 870nm obtenus pour les 68 stations urbaines AERONET sélectionnées. Les barres d'erreur représentent de part et d'autre des histogrammes les écarts type calculés.

ALBEDOS DE SIMPLE DIFFUSION

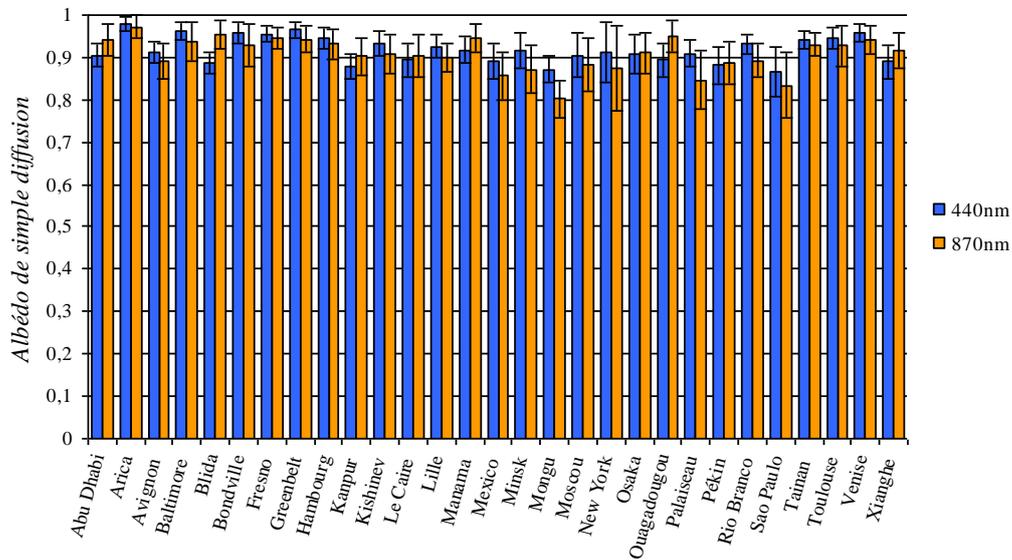


Figure 78. Albédos de simple diffusion moyens à 440 et 870nm obtenus pour les 68 stations urbaines AERONET sélectionnées. Les barres d'erreur représentent de part et d'autre des histogrammes les écarts type calculés.

ANNEXE 3

RELATIONS ENTRE LES PROPRIETES OPTIQUES DES AEROSOLS URBAINS

RELATIONS ENTRE ALBEDOS DE SIMPLE DIFFUSION ET COEFFICIENTS D'ANGSTRÖM

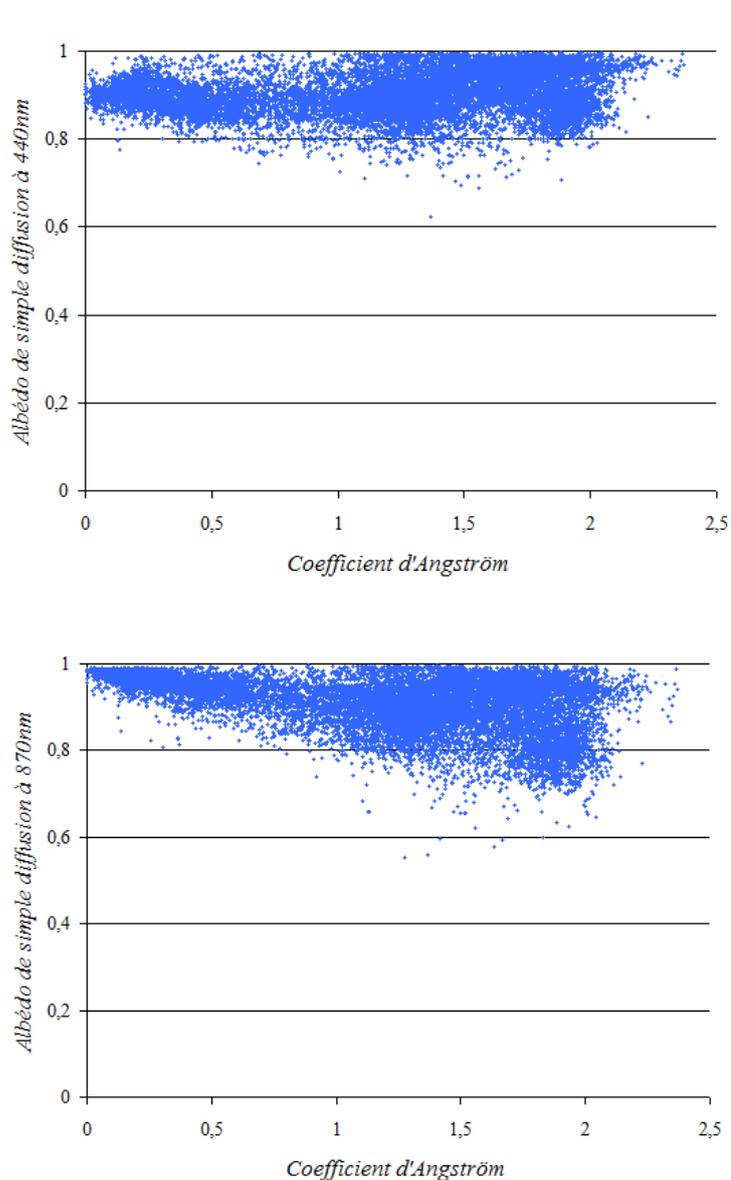


Figure 79. Albédos de simple diffusion à 440nm (haut) et 870nm (bas) en fonction du coefficient d'Angström pour toutes les séquences correspondant aux 28 stations AERONET sélectionnées.

RELATIONS ENTRE FACTEURS D'ASYMETRIE ET COEFFICIENTS D'ANGSTRÖM

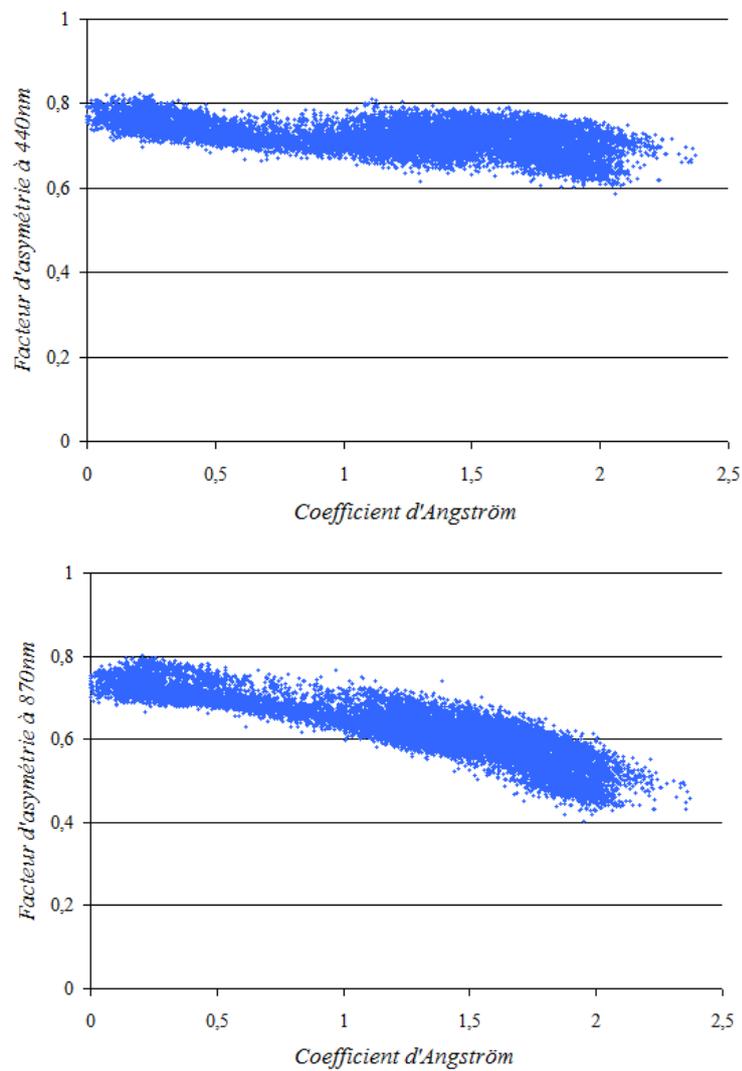


Figure 80. Facteurs d'asymétrie à 440nm (haut) et 870nm (bas) en fonction du coefficient d'Angström pour toutes les séquences correspondant aux 28 stations AERONET sélectionnées.

RELATIONS ENTRE ALBEDOS DE SIMPLE DIFFUSION ET FACTEURS D'ASYMETRIE

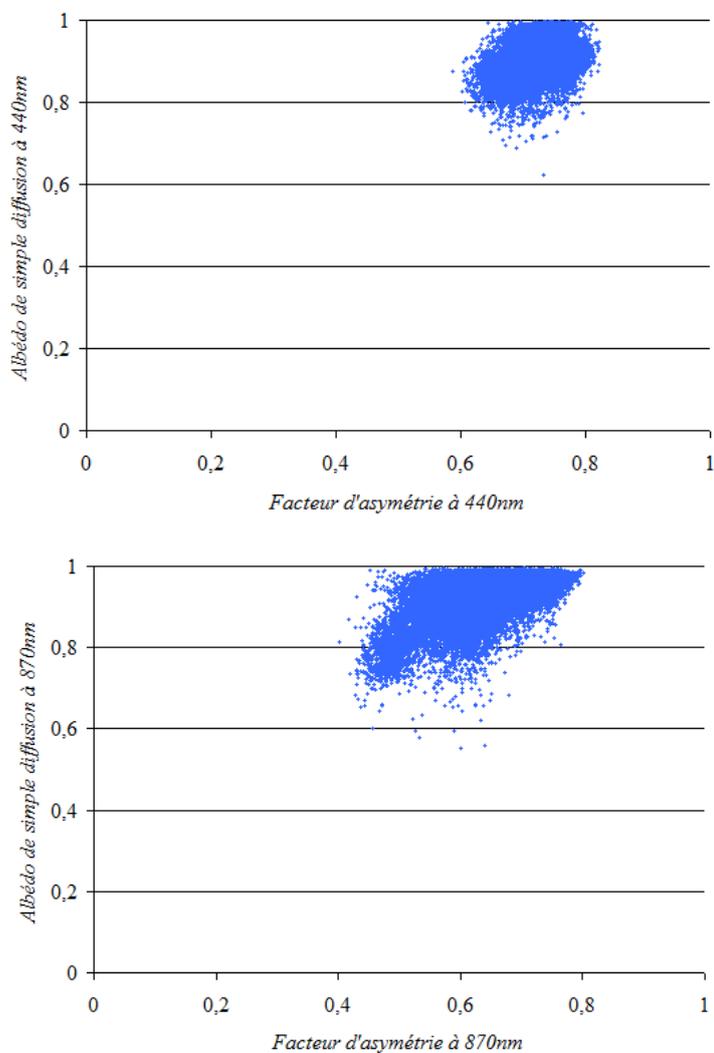


Figure 81. Albédos de simple diffusion à 440nm en fonction des facteurs d'asymétrie à 440nm (haut) et albédos de simple diffusion à 870nm en fonction des facteurs d'asymétrie à 870nm (bas) pour toutes les séquences correspondant aux 28 stations AERONET sélectionnées.

ANNEXE 4

DESCRIPTION DES COUPLES OMBRE/SOLEIL UTILISES POUR LA CARACTERISATION DES AEROSOLS A PARTIR DES DONNEES PELICAN

Dans cette annexe, les 11 couples de points ombre/soleil utilisés pour la caractérisation des aérosols lors de la campagne MUSARDE sont présentés (*cf. partie IV.2*). Ceux-ci sont situés dans différentes zones de la ville de Toulouse (représentées en *Figure 68, page 171*) : la préfecture et la place Saint-Etienne, le parvis de la cathédrale Saint-Etienne, la place Saintes-Scarbes, la rue Alsace-Lorraine ainsi que la place Dupuy.

Leur localisation est indiquée sur les acquisitions PELICAN (bande verte centrée autour de 550nm) et une description des matériaux correspondant est donnée par l'intermédiaire de photographies.

COUR DE LA PREFECTURE ET PLACE SAINT-ETIENNE

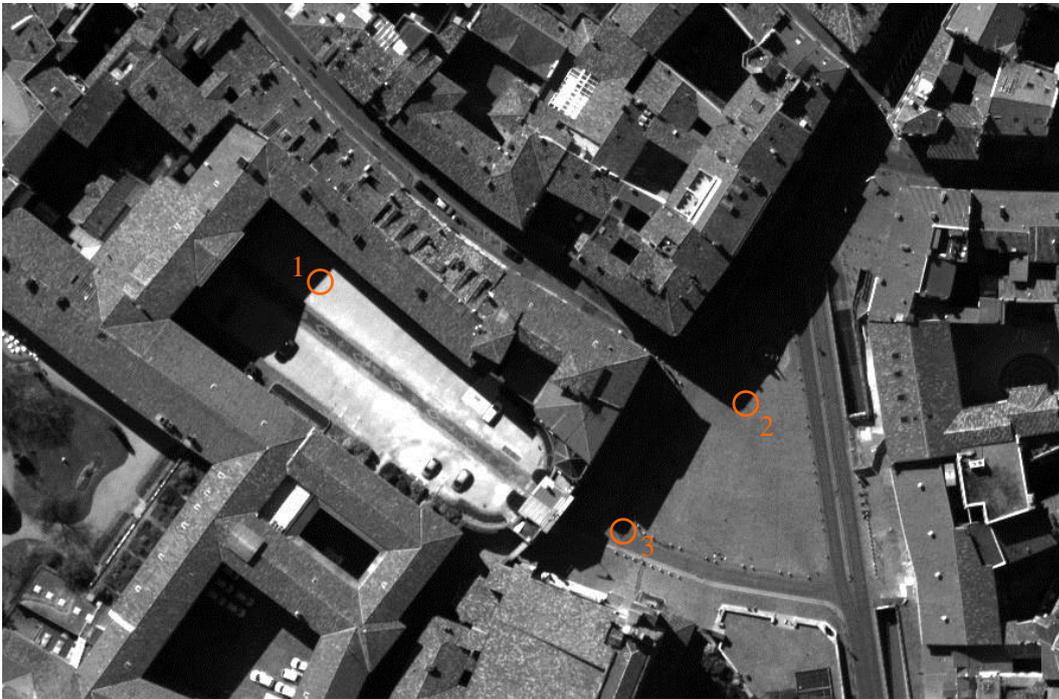


Figure 82. Vue de la cour de la préfecture et de place Saint-Etienne à partir d'une acquisition PELICAN (bande verte) obtenue le 22 mars 2009 à 13h08 lors de la campagne MUSARDE, et représentation des couples ombre/soleil 1, 2 et 3 utilisés pour la caractérisation des aérosols.



Gravier
(1)



Pavés
(2)



Pavés
(3)

Figure 83. Photographies des matériaux correspondant aux couples ombre/soleil 1, 2 et 3. Les zones représentées ont approximativement des dimensions 50cmx50cm.

PARVIS DE LA CATHEDRALE SAINT-ETIENNE



Figure 84. Vue de la cathédrale Saint-Etienne et de son parvis à partir d'une acquisition PELICAN (bande verte) obtenue le 22 mars 2009 à 13h08 lors de la campagne MUSARDE, et représentation des couples ombre/soleil 4 et 5 utilisés pour la caractérisation des aérosols.



Herbe
(4)



Béton
(5)

Figure 85. Photographies des matériaux correspondant aux couples ombre/soleil 4 et 5. Les zones représentées ont approximativement des dimensions 50cmx50cm.

PLACE SAINTES-SCARBES

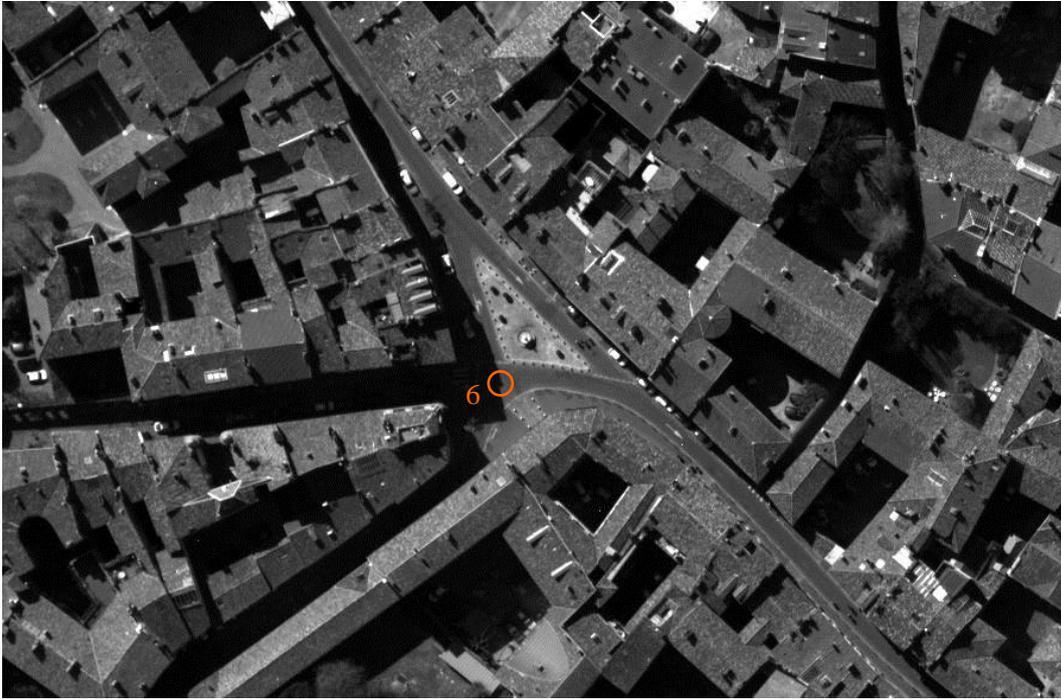


Figure 86. Vue de la place Saintes-Scarbes à partir d'une acquisition PELICAN (bande verte) obtenue le 22 mars 2009 à 13h08 lors de la campagne MUSARDE, et représentation du couple ombre/soleil 6 utilisé pour la caractérisation des aérosols.



Enrobé
(6)

Figure 87. Photographie du matériau correspondant au couple ombre/soleil 6. La zone représentée a approximativement des dimensions 50cmx50cm.

RUE ALSACE-LORRAINE

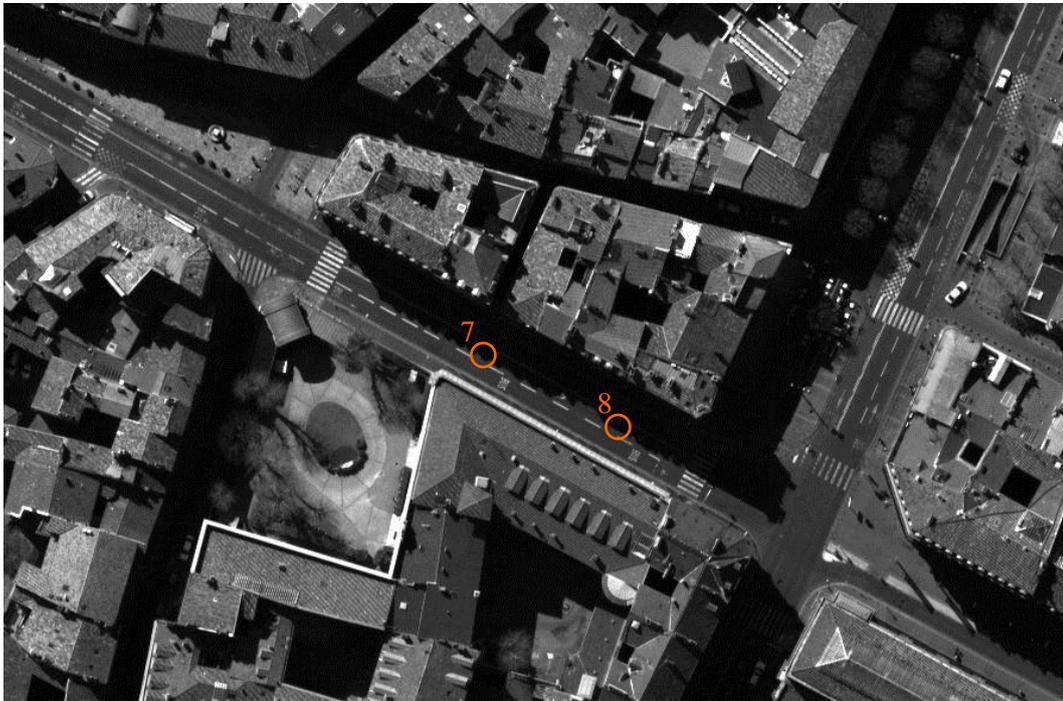


Figure 88. Vue de la rue Alsace-Lorraine à partir d'une acquisition PELICAN (bande verte) obtenue le 22 mars 2009 à 13h08 lors de la campagne MUSARDE, et représentation des couples ombre/soleil 7 et 8 utilisés pour la caractérisation des aérosols.



Enrobé
(7)



Enrobé
(8)

Figure 89. Photographies des matériaux correspondant aux couples ombre/soleil 7 et 8. Les zones représentées ont approximativement des dimensions 50cmx50cm.

PLACE DUPUY



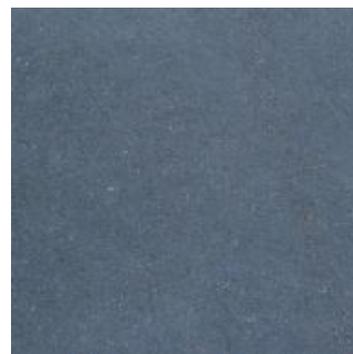
Figure 90. Vue de la place Dupuy à partir d'une acquisition PELICAN (bande verte) obtenue le 22 mars 2009 à 13h08 lors de la campagne MUSARDE, et représentation des couples ombre/soleil 9, 10 et 11 utilisés pour la caractérisation des aérosols.



Enrobé
(9)



Enrobé
(10)



Enrobé
(11)

Figure 91. Photographies des matériaux correspondant aux couples ombre/soleil 9, 10 et 11. Les zones représentées ont approximativement des dimensions 50cmx50cm.