

THESE de DOCTORAT de l'UNIVERSITÉ TOULOUSE III (PAUL SABATIER)

Présentée par

Olivier SAMAIN

*pour obtenir le titre de Docteur d'Université
dans la spécialité : Télédétection*

Fusion multi-capteurs de données satellitaires optiques pour la restitution de variables biophysiques de surface

Soutenue le 30 janvier 2006 devant le jury composé de :

M. Jean-Philippe Gastellu	Professeur (UPS)	Président
M. François-Marie Breon	Ingénieur (CEA)	Rapporteur
M. Richard Fernandes	Senior Scientist (CCRS Canada)	Rapporteur
M. Philip Lewis	Professeur (U. College London)	Examineur
M. Jihad Zallat	Maitre de conférence (LSIIT)	Examineur
M. Jean Louis Roujean	Chargé de recherche CNRS	Directeur de thèse

Centre National de Recherches Météorologiques
42, avenue G. Coriolis 31057 Toulouse

*A celles et ceux qui m'ont donné le goût
de la science et de la recherche*

*« Quand le dernier arbre aura été coupé,
quand le dernier fleuve aura été contaminé
quand le dernier animal aura été attrapé,
alors on s'apercevra que l'argent ne se mange pas »*

Proverbe indien.

Merci à touTEs ceux et celles qui ont contribué à la réalisation de ce travail;

À Bernhard et Jean-Louis pour leur aide et leurs conseils tout au long de ma thèse;

Aux partenaires du projet CYCLOPES, de MEDIAS, du CNES et de l'INRA pour leurs remarques constructives et les données fournies sans lesquelles cette étude n'aurait pas été possible;

À tous les membres des équipes MATIS et MC2 pour les moments agréables passés ensemble et tout particulièrement à Thierry, notre valeureux capitaine d'équipe de foot;

À Régine pour son soutien dans mes tâches administratives, notamment pour mes modes de transports « atypiques » lors de mes missions;

À l'équipe informatique du CNRM, toujours disponible lors des crachs de mon PC, sans oublier toute la communauté du logiciel libre pour les outils que j'ai largement utilisé au cours de ma thèse.

Résumé

Le travail réalisé porte sur la restitution de variables biophysiques de surface tels l'albédo, l'indice foliaire ou la fraction de végétation en combinant des données satellitaires provenant de différents capteurs optiques à grand champ (SPOT/VEGETATION, ENVISAT/MERIS, NOAA/AVHRR, ADEOS/POLDER). Cette étude s'inscrit dans le cadre du suivi des surfaces et des écosystèmes à l'échelle globale, en lien avec le programme de recherche européen CYCLOPES. L'intérêt de la fusion multi-capteurs est de pouvoir bénéficier des spécificités complémentaires entre capteurs en terme de résolutions spatiale, spectrale, directionnelle et temporelle, afin de parvenir à des estimations plus précises des variables biophysiques. La fusion multi-capteurs est également nécessaire pour une reconstitution cohérente de longues séries temporelles de données provenant de plusieurs missions spatiales successives.

Une des principales difficultés de la fusion multi-capteur réside dans la disparité des sensibilités spectrales des différents capteurs envisagés. Afin de rendre les mesures de ces capteurs comparables, deux méthodes de normalisation spectrale sont développées et évaluées à l'aide de mesures hyperspectrales aéroportées et des données issues des capteurs MERIS et VEGETATION. A l'aide de ces méthodes, la fusion entre ces deux capteurs montre une amélioration de la couverture spatio-temporelle et une réduction de l'erreur estimée par rapport aux variables issues de VEGETATION seul. Un autre obstacle important est l'acquisition de mesures avec des résolutions spatiales différentes. Pour cela, une méthode de compensation des mesures à basse résolution est proposée et testée avec des données VEGETATION à 1 km et AVHRR à 8 km. Cette méthode repose sur l'utilisation d'un filtre de Kalman permettant une estimation a priori de la différence entre observations à basse et haute résolution. Le filtre de Kalman présente de surcroît l'avantage de fournir des estimations continues des variables de surface, à la différence des méthodes de régression qui sont plus pénalisées par l'absence de données due à la couverture nuageuse. Cette étude constitue une étape vers une assimilation systématique des réflectances mesurées par les satellites dans les schémas d'interface sol-végétation-atmosphère.

Mots clefs : Fusion, multi-capteurs, satellites, télédétection, biophysiques, Kalman.

Table des matières

Introduction.....	5
I Mesures physiques en télédétection.....	11
I.1 Historique et définitions de base.....	11
I.2 Le rayonnement électromagnétique.....	13
I.2.1 Nature du rayonnement.....	13
I.2.2 Émission.....	15
I.2.2.a) Émission thermique.....	15
I.2.2.b) Luminescence.....	17
I.2.3 Absorption.....	17
I.2.4 Diffusion.....	17
I.2.4.a) Diffusion selon les lois de l'optique géométrique.....	18
I.2.4.b) Diffusion de Rayleigh.....	20
I.2.4.c) Diffusion de Mie.....	21
I.3 La réflectance bidirectionnelle.....	22
I.3.1 Définitions.....	22
I.3.2 Problème général – Équation du transfert radiatif.....	24
I.3.3 Réflectance du sol.....	26
I.3.3.a) Effets directionnels - Modèle de Hapke.....	26
I.3.3.b) Propriétés spectrales.....	28
I.3.4 Réflectance des feuilles.....	33
I.3.4.a) Propriétés directionnelles.....	33
I.3.4.b) Propriétés spectrales.....	33
I.3.5 Paramètres structuraux.....	38
I.3.6 Effets atmosphériques.....	39
I.4 Modèles de transfert radiatif pour la végétation.....	42
I.4.1 SAIL.....	42
I.4.2 GHOST.....	44
I.4.3 Modèles à noyau.....	49
I.4.3.a) Représentation de la réflectance.....	49
I.4.3.b) Calcul de l'albédo.....	52

II	La fusion multi-capteur.....	53
II.1	Présentation.....	53
II.1.1	Limites de l'approche mono-capteur.....	53
II.1.2	Principe de la fusion multi-capteur.....	55
II.1.2.a)	Objectifs.....	55
II.1.2.b)	Aspect théorique.....	55
II.1.2.c)	Les niveaux de fusion.....	57
II.1.3	Les projets de fusion multi-capteur.....	60
II.2	Fusion spectrale.....	62
II.2.1	Préambule.....	62
II.2.2	Différences entre capteurs.....	65
II.2.3	Normalisation spectrale.....	70
II.2.4	Méthode statistique.....	72
II.2.4.a)	Principe.....	72
II.2.4.b)	Quantification du bruit de mesure.....	73
II.2.4.c)	Résultats.....	75
II.2.4.d)	Dépendance angulaire.....	79
II.2.5	Méthode des modes spectraux.....	80
II.2.5.a)	Formulation.....	80
II.2.5.b)	Identification des modes.....	83
II.2.5.c)	Coefficients spectro-directionnels.....	87
II.2.6	Validation avec les données AVIRIS.....	91
II.2.7	Conversion bande large.....	97
II.2.7.a)	Méthode statistique.....	97
II.2.7.b)	Méthode des modes spectraux.....	101
II.2.7.c)	Validation avec AVIRIS.....	102
II.3	Fusion temporelle.....	105
II.3.1	Principe.....	105
II.3.2	Fenêtre de composition.....	107
II.3.3	Filtre de Kalman.....	110
II.3.3.a)	Formulation générale.....	110
II.3.3.b)	Application à un modèle de réflectance à noyaux.....	113
II.3.3.c)	Choix du modèle d'évolution.....	113
II.4	Fusion spatiale.....	115
II.4.1	Généralités.....	115

II.4.2 Cas de pixels imbriqués.....	116
II.4.3 Méthode de la désagrégation.....	119
III Applications et résultats.....	121
III.1 Données utilisées.....	121
III.1.1 Les données du projet CYCLOPES.....	121
III.1.2 Inter-étalonnage entre les capteurs.....	122
III.1.3 Choix de la période et des zones géographiques	123
III.2 Description de la chaîne de traitement.....	127
III.3 Comparaison entre MERIS et VEGETATION.....	129
III.3.1 Vérification de l'inter-étalonnage.....	129
III.3.2 Effet de la normalisation spectrale.....	132
III.3.2.a) Impact sur les données VEGETATION.....	132
III.3.2.b) Différence entre MERIS et VEGETATION.....	135
III.3.3 Modes spectraux.....	136
III.3.4 Albédo bande large.....	139
III.4 Fusion entre MERIS et VEGETATION.....	140
III.4.1 Profils temporels.....	140
III.4.2 Cartes d'albédo spectraux.....	145
III.4.3 Albédo bande large.....	150
III.5 Comparaison avec le filtre de Kalman.....	154
III.5.1 Chaîne de traitement.....	154
III.5.2 Profils temporels.....	155
III.5.3 Cartes d'albédo.....	159
III.6 Fusion multi-résolution.....	164
Conclusion.....	169
Annexe A : Capteurs spatiaux.....	173
Annexe B : Publications et communications.....	181
Bibliographie.....	183

Introduction

La connaissance à l'échelle globale des variables biophysiques telles que l'albédo, la fraction de surface couverte et la densité de la végétation, ou encore la couverture neigeuse est nécessaire à un nombre croissant de champs de recherche et d'applications ayant trait au suivi global de l'environnement : Météorologie, cycle du carbone, occupation et utilisation des surfaces, rendement des cultures, catastrophes naturelles, alertes précoces, etc. Pour la prévision météorologique, les propriétés de la surface constituent les conditions aux limites déterminant l'évolution des variables de la couche limite atmosphérique. La surface représente aussi un interface d'échange pour les flux de chaleur, de rayonnement et de vapeur d'eau avec l'atmosphère. Ces flux influencent directement l'évolution à court terme de la surface (température, contenu en eau), mais aussi à plus long terme à travers des relations de rétroaction plus complexes comme le lien entre la végétation et le climat ou la concentration en dioxyde de carbone dans l'atmosphère.

La compréhension des interactions entre la surface et l'atmosphère, comme par exemple le couplage entre la végétation et les périodes de sécheresse en Afrique subsaharienne (Nicholson *et al.*, 1998, Zheng *et al.*, 1998), nécessite de pouvoir suivre l'évolution de la surface sur de longues périodes et sur de larges échelles spatiales. Les capteurs spatiaux, grâce à leur couverture globale, constituent un outil privilégié pour fournir de telles données. Ceux-ci ont ainsi permis d'observer des changements rapides de l'état des surfaces du fait de l'agriculture et de l'extension des zones urbaines (Turner *et al.*, 1990) avec des conséquences potentiellement négatives comme une déforestation excessive ou l'érosion des sols (Tolba *et al.*, 1992). La baisse de la biodiversité est également un sujet de préoccupation, qu'elle soit causée par la réduction de l'espace vital des espèces ou par une évolution trop rapide du climat ne laissant pas le temps aux espèces naturelles de s'adapter (Sala *et al.*, 2000, Foley, 1994). Par ailleurs, dans le cadre du protocole de Kyoto relatif aux émissions de gaz à effet de serre, les capteurs spatiaux sont mis à contribution pour pouvoir quantifier précisément les puits de carbone liés à la croissance de la végétation ou à l'inverse les sources résultant de la déforestation intensive dans certaines régions du globe.

L'arrivée des premiers capteurs optiques à basse résolution au début des années 80

(METEOSAT, la série AVHRR sur les satellites américains de la NOAA), puis de capteurs de génération plus récente (VEGETATION sur le satellite SPOT4/5, MERIS sur ENVISAT, MODIS sur TERRA/AQUA, POLDER sur ADEOS) a permis d'accroître graduellement les capacités d'observation de la biosphère à l'échelle globale. Les mesures satellitaires ont été dans un premier temps principalement exploitées par le biais des paramètres empiriques comme les indices de végétation. Ces premiers produits ont progressivement évolué vers des grandeurs correspondant à des réalités physiques sur le terrain, tels l'indice foliaire (LAI), la fraction de végétation (fCover) ou la fraction de rayonnement photo-synthétiquement actif absorbé (fAPAR). Ces grandeurs peuvent être plus facilement utilisées dans les schémas de surface de type SVAT (Soil-Vegetation-Atmosphere Transfert) ainsi que dans les modèles de prévision météorologiques ou les études de climat.

Dans le domaine optique, l'utilisation des données satellitaires présentent cependant certaines limitations du fait des caractéristiques des capteurs employés. En premier lieu, la forte nébulosité pour certaines régions du globe (zone de convergence intertropicale, hautes latitudes en hiver) réduit la possibilité de collecter un nombre suffisamment d'observations de la surface. Cela se traduit par un manque de continuité dans le temps pour bon nombre de pixels dans ces régions. Une autre rupture de continuité temporelle, à plus long terme cette fois-ci, est liée à la durée de vie des satellites en orbite qui est typiquement de 5 à 6 ans. Or, les études de climat et le suivi de l'occupation des sols nécessitent des séries de données sur des périodes bien plus larges. L'utilisation de plusieurs satellites successifs s'avère alors nécessaire. Cette opération conduit cependant souvent à introduire dans les séries temporelles des discontinuités pouvant masquer ou déformer les évolutions réelles de la surface que l'on cherche à mettre en évidence. Ces discontinuités peuvent être le résultat de l'évolution technologique des capteurs ou bien de la méthode de traitement des données utilisée. En effet, chaque capteur dispose généralement d'une chaîne de traitement qui lui est propre avec des algorithmes de post-traitement pour la restitution des variables biophysiques pouvant varier selon les projets car adaptés aux caractéristiques de l'instrument. De plus, chaque capteur possède ses atouts et ses limitations en terme de résolutions spatiale, spectrale, directionnelle ou temporelle, ce qui fait que les variables restituées ne sont pas toujours comparables.

Le principe de la fusion de données multi-capteurs consiste à combiner les informations en provenance de plusieurs instruments. Elle a pour objectif d'améliorer la restitution des variables biophysiques à la fois en terme de précision et de cohérence géographique et temporelle : De par l'accroissement du nombre d'observations disponibles, on peut notamment entrevoir une réduction du nombre de données manquantes dans les séries

temporelles. On attend également de la fusion de données satellitaires un gain au niveau de la qualité des variables biophysiques restituées grâce aux synergies possibles entre des capteurs ayant des caractéristiques complémentaires. On envisage ainsi de mettre à profit l'instrument VEGETATION pour sa résolution spatiale, POLDER pour sa résolution angulaire, MERIS pour sa résolution spectrale, AVHRR pour son archive temporelle, et SEVIRI sur le satellite géostationnaire MSG (Meteosat Second Generation) pour sa résolution temporelle. La fusion multi-capteurs comporte cependant un certain nombre d'obstacles théoriques et pratiques. Le premier d'entre eux, d'ordre spectral, est lié au fait que les différents capteurs ne possèdent pas la même sensibilité par rapport à la longueur d'onde. Dans la région du rouge par exemple, la bande spectrale de MERIS est centrée sur 665 nm alors que celle de AVHRR est centrée sur 643 nm. Ces bandes présentent de surcroît des largeurs bien différentes, de l'ordre de 10 nm pour MERIS contre près de 100 nm pour AVHRR. Devant cette difficulté, la plupart des tentatives passées de fusion multi-capteur ont eu lieu en utilisant des capteurs aux caractéristiques identiques. L'exemple le plus récent est celui de l'instrument MODIS embarqué sur les satellites TERRA et AQUA (Luo *et al.*, 2004). Une seconde difficulté de taille est la différence de résolution spatiale entre capteurs (1 km pour VEGETATION et MERIS, 7 km pour POLDER). Le problème est alors de parvenir à combiner ces données sans perdre le bénéfice de la résolution la plus fine.

Une question de fond se pose également à propos du niveau auquel intervient la fusion dans la chaîne de traitement. Les grandes étapes de cette chaîne sont typiquement la calibration et la correction géométrique des données, la correction des effets atmosphériques, l'inversion d'un modèle de réflectance bidirectionnelle et enfin l'application d'algorithmes pour le calcul des variables biophysiques. L'opération de fusion la plus simple consiste à effectuer une moyenne arithmétique des variables biophysiques de surface obtenues en fin de chaîne avec différents capteurs, pondérée en fonction de l'estimation de l'erreur pour chaque capteur. Une fusion plus en amont dans la chaîne de traitement peut être réalisée en combinant directement les mesures de réflectances au niveau de la surface, c'est à dire corrigées des effets atmosphériques, en amont de l'inversion du modèle de réflectance bidirectionnelle. L'intérêt de ce type de fusion est que l'on parvient alors à un jeu de variables biophysiques unique bénéficiant de toute la diversité des observations sur le plan spectral et directionnel. Un niveau de fusion encore plus avancé peut être envisagé en considérant cette fois-ci les réflectances mesurées en haut de l'atmosphère, après l'étape d'étalonnage et de correction géométrique. En principe c'est dans ce dernier cas que le potentiel de la fusion multi-capteur est maximal car elle intervient au plus près de la mesure physique, là où les données contiennent le maximum d'information. La fusion à ce niveau impliquerait cependant de résoudre en une seule étape le

problème du transfert radiatif entre l'atmosphère, la couverture végétale et le sol, ce qui constitue une entreprise extrêmement complexe, nécessitant un effort de recherche et de développement très important. Les méthodes de fusion dans le travail de thèse présentée ici concernent donc les réflectances corrigées des effets atmosphériques, appelées aussi réflectances TOC (Top Of Canopy), l'objectif étant de pouvoir parvenir dans un avenir proche à une application opérationnelle.

Au cours de cette thèse, j'ai été amené à segmenter le problème de la fusion multi-capteur en quatre aspects : Spectral, directionnel, temporel et spatial. Comme décrit plus haut, l'aspect spectral correspond à la prise en compte de la sensibilité spectrale des capteurs alors que l'aspect spatial vise à fusionner des données ayant des résolutions spatiales différentes. L'aspect directionnel tient au fait que la fusion s'effectue au niveau des réflectances bidirectionnelles. Enfin, l'aspect temporel correspond à la manière de combiner des mesures espacées irrégulièrement dans le temps, en vue d'assurer une fourniture continue des variables de surface lorsque les observations sont peu nombreuses, voire absentes pendant de longues périodes de temps.

La première partie de cette thèse traite de la physique de la mesure en général et vise à poser les bases pour l'exploration des quatre aspects de la fusion. Elle rappelle succinctement les propriétés du rayonnement électromagnétique et ses principales interactions avec la matière. Sont ensuite données la définition de la réflectance bidirectionnelle, l'équation générale du transfert radiatif, ainsi que les propriétés spectrales et directionnelles de la réflectance dans les cas du sol et de la végétation. Différents modèles de réflectance pour le sol et la végétation, que nous avons utilisés pour nos travaux, sont à cette occasion détaillés.

La seconde partie constitue la base théorique de la fusion multi-capteur. Deux méthodes de normalisation spectrale sont présentées, visant à ramener toutes les mesures sur un ensemble de bandes spectrales de référence. L'une s'appuie sur des régressions multi-spectrales, l'autre sur la décomposition de la réflectance en modes spectraux. Ces méthodes sont validées à l'aide de mesures hyperspectrales aéroportées. Pour l'aspect temporel, deux options sont également proposées : La méthode classique de composition des mesures à partir d'une fenêtre temporelle glissante et une méthode itérative basée sur l'utilisation d'un filtre de Kalman. Enfin, pour l'aspect spatial, je présente une méthode théorique permettant la restitution simultanée des variables de surfaces pour des pixels imbriqués ainsi qu'une méthode plus empirique basée sur la pénalisation des données à basse résolution.

La troisième et dernière partie de ce manuscrit présente des applications réalisées

avec les méthodes de fusion proposées, à l'aide des capteurs MERIS, VEGETATION et AVHRR. À travers la production de variables biophysiques sur des domaines géographiques et temporels limités, cette partie vise également à démontrer la faisabilité de la mise en oeuvre technique de la fusion multi-capteur en vue d'une utilisation dans un cadre opérationnel.

Chapitre I

Mesures Physiques en télédétection

I Mesures physiques en télédétection

I.1 Historique et définitions de base

La télédétection est l'opération qui permet, par l'intermédiaire de différentes techniques, d'obtenir de l'information sur un objet sans contact direct avec celui-ci. La télédétection inclut la collecte, le traitement et l'interprétation d'un signal en provenance de l'objet cible. Ce signal peut être soit émis par l'objet lui-même (rayonnement thermique, onde acoustique), soit réfléchi à partir d'une source d'illumination (lumière du soleil, radar), soit encore une combinaison des deux. Le premier outil de télédétection fut l'appareil photographique. La montgolfière, puis l'avion ont permis l'observation à distance de la surface de la terre, principalement au départ pour des applications militaires et cartographiques. Avec l'arrivée des premiers satellites artificiels autour de la terre (Spoutnik, 1957), on découvre rapidement l'intérêt que peuvent avoir les prises de vue depuis l'espace. Au début des années 60, les satellites TIROS et NIMBUS fournissent à une fréquence régulière les premières images satellitaires qui seront utilisées pour la prévision météorologique. Le programme de satellites à orbite polaire de la NOAA (National Oceanic and Atmosphere Administration), toujours actif à ce jour, est la continuation de la série TIROS. En 1972 intervient le lancement du premier satellite de la série LANDSAT spécifiquement dédié à l'observation de la surface. Il fournit des images à 80 m de résolution dans plusieurs bandes de longueur d'onde du spectre solaire. Le premier satellite météorologique géostationnaire de la série GOES est placé en orbite en 1975 et le premier radar spatial en 1978 sur SEASAT. L'Europe spatiale s'engage à son tour dans les programmes d'observation de la Terre avec les premières missions METEOSAT (1977) et SPOT (1981).

Les capteurs utilisés présentent des caractéristiques diverses en terme de fréquence

Mesures physiques en télédétection

d'observation, de résolution spatiale ou de longueurs d'onde observées. On peut les séparer en deux grandes catégories instrumentales :

- Les capteurs optiques utilisent des jeux de miroirs et de lentilles en appliquant les lois de l'optique géométrique. Ils sont limités par le phénomène de diffraction qui intervient lorsque la longueur d'onde devient de l'ordre de grandeur des dimensions du capteur. Le capteur final peut être soit une plaque chimiquement photosensible, soit un semi-conducteur transformant l'énergie des photons en courant électrique (CCD).
- Les capteurs hyperfréquence, dont les longueurs d'onde vont de 1 mm à 1 m environ. Ils mesurent le courant électrique généré par l'interaction entre le champ électromagnétique incident et une antenne. Les radars appartiennent à cette catégorie.

On distingue aussi souvent les capteur dits « actifs » qui ont leur propre source d'illumination (cas des radars et des lidars à laser) et les capteurs « passifs » qui captent le rayonnement du soleil réfléchi par la Terre ou le rayonnement produit par émission thermique (imageurs optiques, radiomètres).

Les applications de la télédétection spatiale sont aujourd'hui nombreuses : Cartographie, géologie, glaciologie, océanographie, hydrologie, suivi de l'atmosphère, de la végétation, des cultures agricoles, etc. La figure I.1 illustre les phénomènes observables par télédétection en les positionnant en fonction de leurs échelles spatiale et temporelle. On va ainsi de la petite parcelle à la planète entière et des phénomènes durant moins d'une heure (nébulosité, feux de forêt) à d'autres s'étalant sur plusieurs siècles (glaciers, effet de serre).

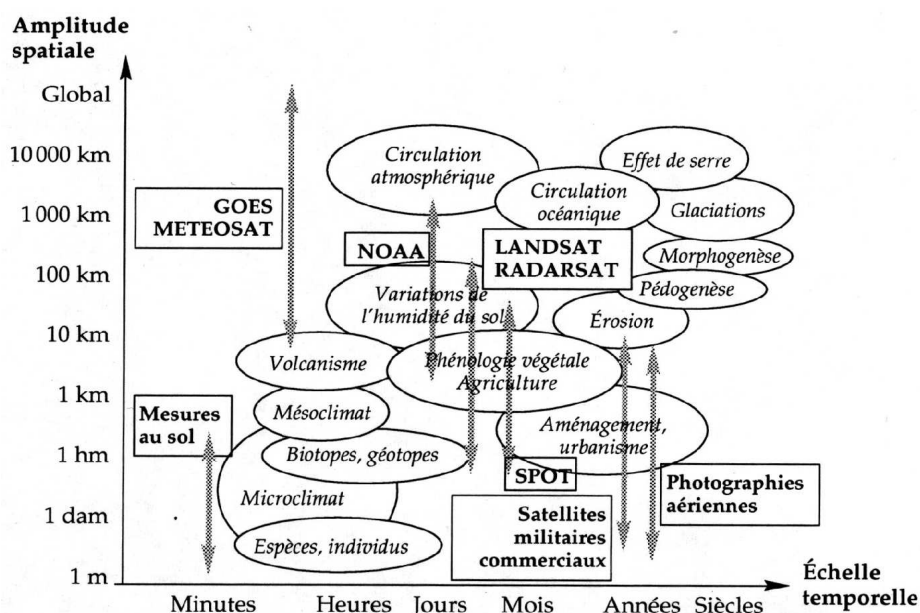


Figure I.1 : Application de la télédétection (Bonn et Rochon, 1992)

I.2 Le rayonnement électromagnétique

I.2.1 Nature du rayonnement

Un rayonnement correspond à un transfert d'énergie à travers l'espace sous la forme d'ondes ou de particules. Dans le premier cas, le rayonnement électromagnétique est composé d'un champ électrique (E) et d'un champ magnétique (B) qui satisfont aux équations de Maxwell :

$$\begin{aligned} \vec{\nabla} \cdot \vec{E} &= \frac{\rho}{\epsilon_e} & \vec{\nabla} \wedge \vec{E} &= -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \\ \vec{\nabla} \cdot \vec{B} &= 0 & \vec{\nabla} \wedge \vec{B} &= \mu_m \vec{j} + \epsilon_e \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \end{aligned} \quad (\text{I.1})$$

avec :

- ρ la densité de charges électriques
- ϵ_e la permittivité électrique (permittivité du vide : $\epsilon_{e0} = 8.85 \times 10^{-12}$)
- μ_m la perméabilité magnétique (perméabilité du vide : $\mu_{m0} = 12.58 \times 10^{-7}$)
- j le vecteur densité de courant

La solution des équations (I.1) est constituée, pour les champs (E) et (B), de deux ondes perpendiculaires entre elles et à la direction de propagation (figure I.2). Le rayonnement électromagnétique est caractérisé par :

- La période de temps T pendant laquelle l'onde effectue une oscillation complète.
- La fréquence ν , qui est l'inverse de la période ($1/T$) et correspond au nombre d'oscillations par seconde.
- La longueur d'onde qui est la distance entre deux points homologues sur l'onde.
- La vitesse c de propagation de l'onde dans le milieu. La vitesse, la longueur d'onde et la fréquence sont reliées par la relation :

$$c = \lambda \nu = \frac{1}{\sqrt{\mu_m \epsilon_e}} = \frac{c_0}{n} \quad (\text{I.2})$$

où c_0 est la vitesse de la lumière dans le vide et n l'indice de réfraction du milieu ($n \geq 1$).

- Les amplitudes E_0 et B_0 des ondes électrique et magnétique qui expriment l'intensité du champ électromagnétique. Elles sont reliées par :

$$B_0 = \sqrt{\frac{\epsilon}{\mu}} E_0 \quad (\text{I.3})$$

La puissance totale transportée par l'onde par unité de surface (W.m^{-2}) et perpendiculairement à la direction de propagation est appelée *l'irradiance* et a pour expression :

$$I = \sqrt{\epsilon_e / \mu_m} E_0^2 / 2 \quad (\text{I.4})$$

- La polarisation qui caractérise la variation du plan dans lequel oscille l'onde. Si cette variation est aléatoire, l'onde est dite non polarisée. Si ce plan reste fixe, l'onde est dite rectiligne. Ainsi, la lumière naturelle émise par le soleil est polarisée aléatoirement. Cependant, certains processus physiques d'interaction du rayonnement avec la matière orientent préférentiellement les oscillations et polarisent ce rayonnement.

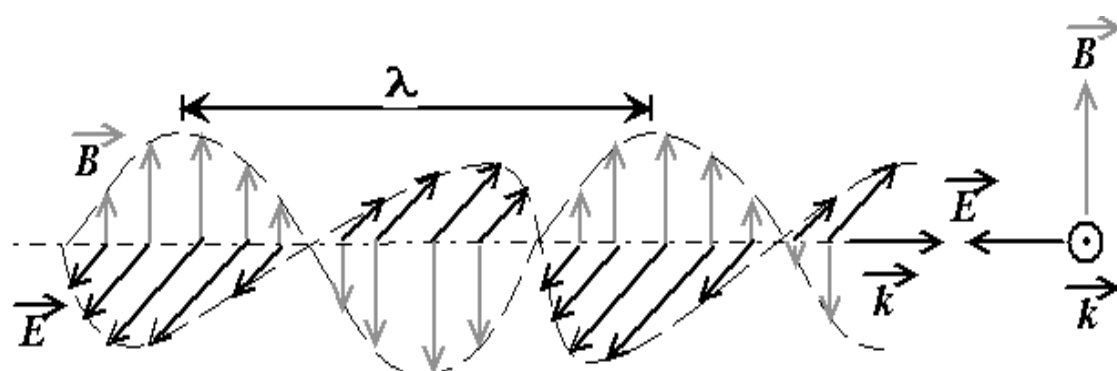


Figure I.2 : Propagation du champ électromagnétique (E, B) dans la direction k
(GFDL, *Christophe Dang Ngoc Chan*).

L'autre façon de représenter le rayonnement électromagnétique est sous la forme de particules de masse nulle, les photons, qui sont porteurs d'une fraction de l'énergie du rayonnement. Cette énergie a pour valeur :

$$E = h_0 \nu \quad (\text{I.5})$$

où ν est la fréquence de vibration du photon et h_0 est la constante de Planck. La représentation particulière de la lumière sous forme de photons permet d'expliquer certains phénomènes qui ne peuvent l'être avec la représentation ondulatoire comme l'effet photoélectrique des panneaux solaires et les raies d'absorption et d'émission des atomes. On met ainsi en évidence la nature duale de la lumière : À la fois corpusculaire et ondulatoire.

La figure I.3 représente le spectre électromagnétique, soit l'ensemble des longueurs d'onde que l'on rencontre dans la nature. La classification qu'elle présente est arbitraire et les limites décrites ci-dessous sont en réalité floues. Les longueurs d'ondes les plus courtes (rayons X et γ), qui s'étendent de 10^{-14} à 10^{-8} m sont aussi les plus énergétiques. Les atomes absorbant de tels photons peuvent voir leur électrons arrachés, raison pour laquelle on parle de

rayonnements ionisants. Le domaine optique couvre la zone allant de 10 nm (UV extrême) à 1 mm. La partie visible par l'oeil humain, de 0,3 à 0,7 μm , n'en constitue qu'une petite partie. L'infrarouge peut se subdiviser en plusieurs parties : Le proche et moyen infrarouge qui font partie du spectre d'émission du soleil (jusqu'à 2,5 μm), et l'infrarouge « thermique » qui correspond à l'émission terrestre (de 7 à 14 μm). A partir de 1 mm, on entre dans le domaine des hyperfréquences avec les micro-ondes et les ondes radio au delà de 10 mm.

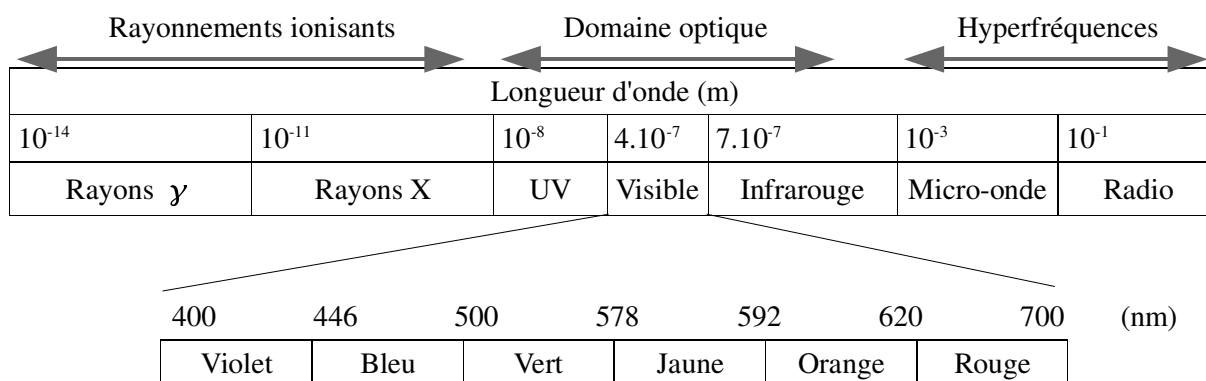


Figure I.3 : Spectre électromagnétique

I.2.2 Émission

L'émission de photons est provoquée par le passage d'un atome d'un état d'énergie supérieur à un état d'énergie inférieur, la différence d'énergie se retrouvant dans la formule (I.5). On distingue différents types d'émission en fonction de l'origine de l'énergie initialement acquise par les atomes.

I.2.2.a) Émission thermique

Tout corps dont la température thermodynamique T est supérieure à 0 K (-273,16°C) est source d'un rayonnement dit thermique d'autant plus intense que T est élevée. L'excitation des atomes à l'origine de l'émission de photons est ici provoquée par les nombreuses collisions entre particules. Il y a alors transfert d'énergie cinétique vers une énergie lumineuse. Dans le cas d'un corps noir (par définition qui absorbe l'intégralité du rayonnement qu'il reçoit), la loi de Planck fournit l'expression de la luminance spectrale L ($\text{W.Sr}^{-1}.\text{m}^{-3}$), définie comme la puissance émise par l'objet par unité de surface et d'angle solide :

$$L_B(\lambda, T) = \frac{2 h_0 c_0^2}{\lambda^5} \cdot \frac{1}{e^{\frac{h_0 c_0}{\lambda k_0 T}} - 1} \quad (\text{I.6})$$

où k_0 est la constante de Boltzmann. On remarquera que le corps noir rayonne uniformément

dans toutes les directions. La luminance du corps noir présente un maximum à la longueur d'onde donnée par la loi de Wien (en m):

$$\lambda_{max} = \frac{0.002898}{T} \quad (I.7)$$

Le maximum d'émission du soleil ($T \approx 5800^\circ\text{K}$) apparaît ainsi vers $0,5 \mu\text{m}$, soit au milieu du spectre visible, alors que la Terre (300°K) émet autour de $10 \mu\text{m}$.

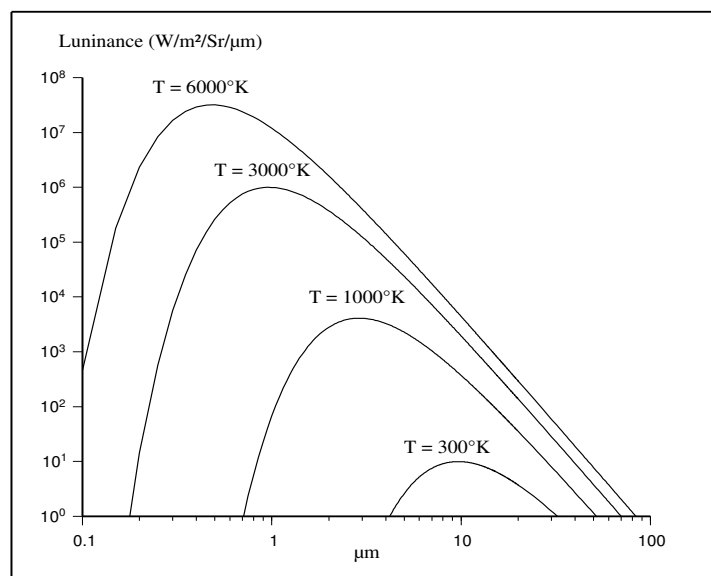


Figure I.4 : Luminance spectrale du corps noir selon la loi de Planck pour différentes températures.

La plupart des objets réels ne se comportent pas comme des corps noirs. Pour une même température, le rayonnement émis est plus faible que celui donné par la loi de Planck. Il n'est de surcroît pas toujours isotrope. On définit l'émissivité ϵ_d comme étant le quotient entre la luminance de l'objet et la luminance du corps noir, pour une direction Ω , une longueur d'onde et une température donnée :

$$\epsilon_d(\Omega, \lambda, T) = \frac{L(\Omega, \lambda, T)}{L_B(\lambda, T)} \quad (I.8)$$

La dépendance en température de l'émissivité est souvent négligée. En revanche la dépendance angulaire et la dépendance spectrale de l'émissivité peuvent s'avérer importantes. Par exemple la neige possède une émissivité proche de 1 dans l'infrarouge alors qu'elle est seulement de 0.15 dans le domaine visible.

I.2.2.b) Luminescence

La luminescence désigne l'émission de lumière lorsque l'excitation des atomes n'est pas d'origine thermique. On parle ainsi d'émission « froide ». On emploie les termes de photoluminescence, électroluminescence, bioluminescence, etc. selon que l'émission intervient en réponse respectivement, à un éclairage lumineux, un courant électrique ou une réaction biochimique. Les feuilles des plantes présentent plusieurs pics de photoluminescence à 440, 690 et 740 nm. La mesure de ce type de rayonnement permet d'obtenir des informations sur l'activité photosynthétique de la végétation.

I.2.3 Absorption

L'absorption est le phénomène inverse de l'émission : Le rayonnement est capté par un atome qui passe alors à un niveau d'excitation plus élevé. Dans les cas extrêmes, le rayonnement peut être suffisamment énergétique pour provoquer l'éjection d'un électron (rayonnements ionisants). Cet apport d'énergie peut être soit converti en énergie cinétique (agitation thermique), soit utilisé directement pour une nouvelle émission de photon (luminescence). La loi de Kirchhoff stipule que le coefficient d'absorption α_a , défini comme le rapport entre l'énergie absorbée et l'énergie incidente, pour un corps opaque, est égal à l'émissivité :

$$\alpha_a = \varepsilon_d \tag{I.9}$$

Étant donné que l'absorption de la lumière est plus facile à mesurer que l'émission (à cause des autres sources de rayonnement environnantes), cette relation est souvent utilisée pour estimer l'émissivité.

I.2.4 Diffusion

La diffusion est le phénomène par lequel le rayonnement est dévié dans de multiples directions. La diffusion peut avoir lieu à l'interface (dioptrique) entre deux milieux ayant des propriétés optiques différentes ou alors au sein d'un milieu contenant un certain nombre de particules possédant des propriétés électriques et magnétiques différentes de celles du milieu environnant. Dans le premier cas, on peut appliquer les lois de l'optique géométrique. Dans ce cadre, la réflexion du rayonnement dans une direction unique (réflexion spéculaire) peut être considérée comme une forme particulière de diffusion. Dans le second cas, on distingue différents types de diffusion en fonction de la longueur d'onde et de la taille caractéristique des

particules : La diffusion de Rayleigh intervient lorsque la taille des particules est très petite par rapport à la longueur d'onde. La diffusion de Mie concerne les particules dont la taille est du même ordre de grandeur que la longueur d'onde. Enfin, quand la taille des particules est très grande, il y a diffusion non-sélective, c'est à dire se produisant de façon identique à toutes les longueurs d'onde. Ce type de diffusion est responsable de la couleur blanche des nuages. Les différents types de diffusion, résumées par le tableau I.1, sont détaillés dans les paragraphes qui suivent.

$D \ll \lambda$	$D \approx \lambda$	$D \gg \lambda$
Diffusion Rayleigh	Diffusion de Mie	Diffusion non-sélective / Optique géométrique

Tableau 1 : Types de diffusion en fonction de la longueur d'onde (λ) et de la taille caractéristique de l'obstacle (D).

I.2.4.a) Diffusion selon les lois de l'optique géométrique

Lorsque la taille des particules est très grande par rapport à la longueur d'onde du rayonnement incident, les règles de l'optique géométrique peuvent s'appliquer, en particulier les lois de Snell-Descartes pour la réflexion et la diffraction :

- Réflexion spéculaire

Elle désigne « l'effet miroir », c'est à dire la réflexion totale du rayon incident symétriquement par rapport à la normale à la surface réfléchissante.

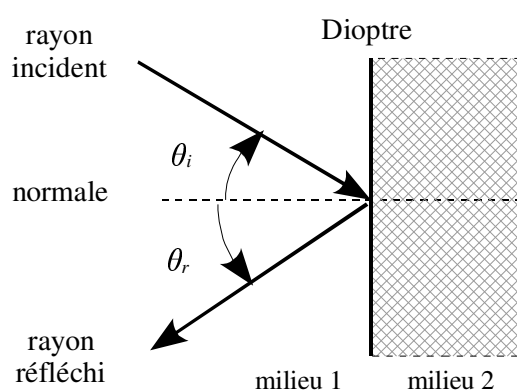


Figure I.5 : Schéma de la réflexion spéculaire.

La réflexion spéculaire est observée en télédétection spatiale, notamment à la surface de l'eau, mais aussi de façon partielle pour un grand nombre de surfaces comme les feuilles ou la neige

où elle se combine avec la réflexion diffuse.

- Réflexion diffuse

Elle intervient sur les interfaces irrégulières. La lumière est réfléchiée dans un grand nombre de directions et l'énergie du rayon incident est redistribuée dans une multitude de rayons réfléchis.

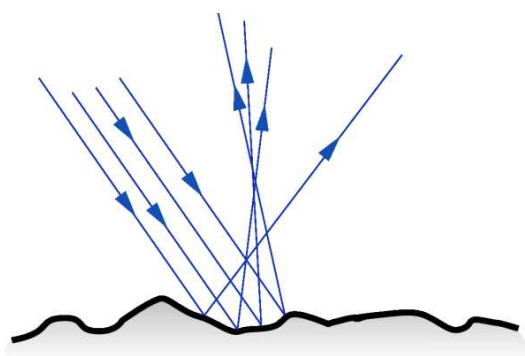


Figure I.6 : Réflexion diffuse (GFDL, *Wikipedia commons*).

La diffusion est d'autant plus marquée que la surface est rugueuse, la rugosité s'évaluant par rapport à la longueur d'onde. Lorsque l'échelle des rugosités se rapproche de la longueur d'onde, la réflexion tend à devenir isotrope (diffusion dans toutes les directions), mais on sort alors du domaine de l'optique géométrique.

- Réfraction

Il s'agit de la déviation d'un rayon lumineux lorsqu'il franchit l'interface (dioptré) entre deux milieux ayant des indices de réfraction différents.

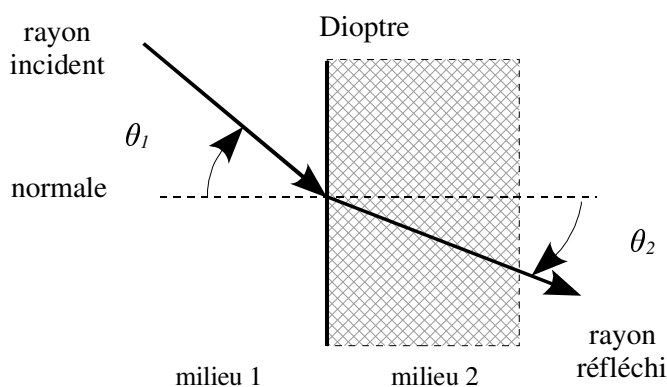


Figure I.7 : Schéma de la réfraction

En nommant θ_1 l'angle entre le rayon incident dans le milieu 1 et la normale au dioptré et θ_2

l'angle entre le rayon réfracté dans le milieu 2 et la normale, la loi de Snell-Descartes s'écrit :

$$n_1 \cdot \sin(\theta_1) = n_2 \cdot \sin(\theta_2) \quad (\text{I.10})$$

où n_1 et n_2 sont les indices de réfraction respectivement des milieux 1 et 2. Pour les milieux dont l'indice de réfraction dépend de la longueur d'onde, la réfraction conduit à la dispersion du spectre de la lumière (chaque longueur d'onde suit un angle différent). C'est ainsi que la réfraction de la lumière à travers les gouttes de pluie produit des arcs-en-ciels.

I.2.4.b) Diffusion de Rayleigh

La diffusion de Rayleigh correspond à un couplage entre l'onde électromagnétique du rayonnement et le champ électrique de l'atome, l'ensemble se comportant comme un dipôle qui rayonne dans toutes les directions avec la même longueur d'onde que l'onde incidente. Elle se produit lorsque les particules sont petites par rapport à la longueur d'onde, soit pour la lumière visible, des particules ayant une taille de l'ordre du nanomètre. C'est le cas des poussières très fines et des molécules de gaz comme l'azote ou l'oxygène présentes dans l'atmosphère.

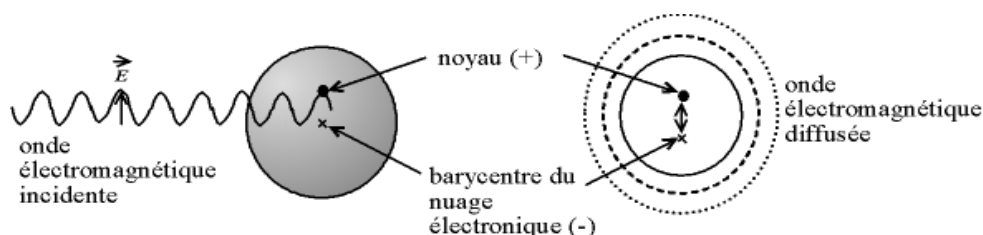


Figure I.8 : Mécanisme de la diffusion Rayleigh (GFDL, *Christophe Dang Ngoc Chan*).

La fraction α_d du rayonnement diffusé est donnée par la formule :

$$\alpha_d = \frac{2}{3} C_i \pi^5 \frac{D^6}{\lambda^4} \left| \frac{n^2 - 1}{n^2 + 1} \right| \quad (\text{I.11})$$

où C_i est la concentration en particules diffusantes, D le diamètre des particules et n l'indice de réfraction complexe du milieu. On remarque que l'intensité du rayonnement diffusé diminue avec la puissance quatrième de la longueur d'onde. Le bleu sera donc d'avantage diffusé que le rouge. La diffusion de Rayleigh est ainsi responsable du bleu du ciel et de la couleur rouge du soleil lorsqu'il est bas sur l'horizon (les courtes longueurs d'onde ayant été supprimées du rayonnement direct). La diffusion Rayleigh ne s'effectue pas de manière uniforme dans toutes les directions : La diffusion est environ deux fois plus forte dans la direction du rayonnement incident (avant et arrière) que dans la direction perpendiculaire (figure I.9).

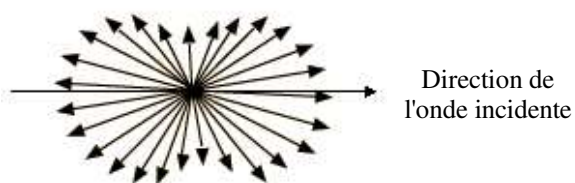


Figure I.9 : Distribution angulaire de la diffusion Rayleigh.

I.2.4.c) Diffusion de Mie

La diffusion de Mie se situe à la frontière entre l'optique géométrique et le domaine ondulatoire caractérisé par la diffusion de Rayleigh, lorsque la taille des particules est du même ordre de grandeur que la longueur d'onde. Dans l'atmosphère, ce type de diffusion est provoqué par des aérosols : Particules de poussière, pollen, fumées, cristaux de glace, micro-gouttelettes d'eau, etc. Son nom vient de la théorie de Mie qui fournit une solution aux équations de Maxwell dans le cas où les particules sont supposées sphériques, ce qui n'est évidemment pas le cas en général. Le rayonnement diffusé est plus intense dans la direction de propagation de l'onde incidente (figure I.10). Le phénomène est d'autant plus accentué que les particules sont grosses.

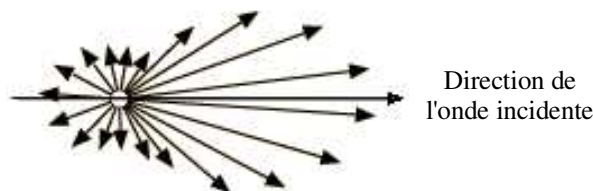


Figure I.10 : Distribution angulaire de la diffusion de Mie.

I.3 La réflectance bidirectionnelle

I.3.1 Définitions

Supposons un faisceau lumineux en provenance d'une source (soleil, laser...) et arrivant sur un milieu présentant une interaction avec le rayonnement. Sur la base des phénomènes décrits au chapitre §I.2, une partie du rayonnement est absorbée par le milieu, tandis qu'une autre partie est réfléchi et une autre traverse le milieu, ainsi que représenté par la figure I.11. La réflectance bidirectionnelle ρ du milieu est le rapport entre l'énergie renvoyée et l'énergie reçue par le milieu, pour une direction d'éclairement et une direction d'observation données.

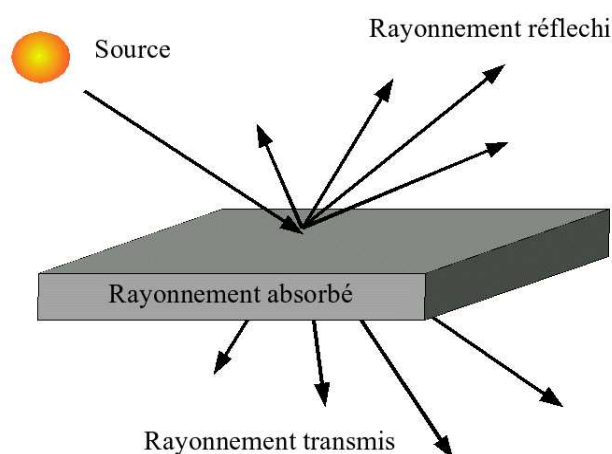


Figure I.11 : Diffusion d'un rayonnement incident sur un milieu plan.

La figure I.12 illustre les conventions géométriques utilisées pour décrire la réflectance bidirectionnelle. On définit un repère sphérique (x,y,z) dont l'axe vertical z est perpendiculaire à la surface du milieu. Dans ce repère, l'angle *zénithal* d'un vecteur désigne l'angle que fait celui-ci avec l'axe vertical. L'angle *azimutal* désigne l'angle entre l'axe x et la projection du vecteur sur le plan (x,y) . L'éclairement incident, orienté selon le vecteur \vec{n}_s , est ainsi caractérisé par son angle zénithal θ_s , son angle azimutal φ_s . De même le rayonnement dans la direction d'observation, selon l'angle \vec{n}_v est lui caractérisé par son angle zénithal θ_v , son angle azimutal φ_v . L'angle ξ formé par les vecteurs \vec{n}_s et \vec{n}_v , est appelé *angle de phase*, et est déterminé par la relation :

$$\cos \xi = \cos \theta_s \cos \theta_v + \sin \theta_s \sin \theta_v \cos(\phi) \quad (\text{I.12})$$

où $\phi = |\varphi_v - \varphi_s|$ est l'angle azimutal relatif.

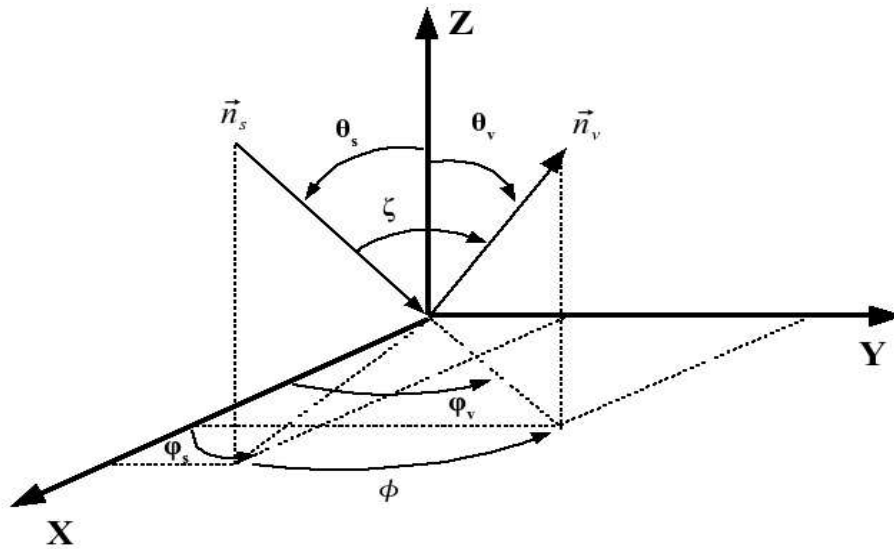


Figure I.12 : Géométrie d'observation

On suppose la présence d'une source de rayonnement lequel, au niveau de la cible, est caractérisé par une irradiance spectrale I_s exprimé en $\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$. L'énergie atteignant le milieu est appelée *éclairage* et a pour expression :

$$E(\lambda, \theta_s, \varphi_s) = I_s(\lambda, \theta_s) \cdot \cos(\theta_s) \quad (\text{I.13})$$

Dans le cas de l'éclairage solaire, I_s est fonction de θ_s du fait que l'épaisseur de la couche d'atmosphère traversée varie avec cet angle, produisant une atténuation plus ou moins forte.

Le rayonnement renvoyé par la cible est caractérisé par sa *luminance* spectrale, définie comme la densité d'énergie transportée par unité de surface, d'angle solide et de longueur d'onde et exprimée en $\text{W.m}^{-2}.\text{Sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$. La réflectance bidirectionnelle s'écrit comme le rapport entre la luminance provenant de la surface et l'éclairage, normalisée par un facteur π :

$$\rho(\lambda, \theta_s, \varphi_s, \theta_v, \varphi_v) = \frac{\pi L(\lambda, \theta_v, \varphi_v)}{I_s(\lambda, \theta_s) \cdot \cos(\theta_s)} \quad (\text{I.14})$$

Pour une surface *lambertienne*, c'est dire pour laquelle la luminance est identique dans toute les directions, et réfléchissant intégralement le rayonnement, cette définition permet d'obtenir une réflectance égale à un.

Une surface est par ailleurs dite *isotrope* si lorsqu'on lui applique une rotation autour de l'axe vertical la réflectance reste invariante pour une géométrie d'observation donnée. Une surface plane et uniforme (comme une feuille de papier ou un liquide au repos) peut être

considérée comme isotrope. En revanche, une surface présentant des éléments de rugosité orientées selon une direction privilégiée (champ de dune, plantations...) n'est pas isotrope.

Certaines grandeurs sont dérivées de la réflectance bidirectionnelle. Les deux principales sont les suivantes :

- La réflectance directionnelle-hémisphérique, ou albédo directionnel, est l'intégrale pondérée de la réflectance bidirectionnelle sur toutes les direction d'observations :

$$a^{dh}(\lambda, \theta_s, \varphi_s) = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} d\varphi_v \int_0^{\pi/2} \rho(\lambda, \theta_s, \varphi_s, \theta_v, \varphi_v) \cdot \cos(\theta_v) \cdot \sin(\theta_v) \cdot d\theta_v \quad (\text{I.15})$$

- La réflectance bi-hémisphérique, ou albédo diffus, est l'intégrale de la réflectance bidirectionnelle sur toutes les direction d'observation et d'éclairement :

$$a^{hh}(\lambda) = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} d\varphi_s \int_0^{\pi/2} a^{dh}(\lambda, \theta_s, \varphi_s) \cdot \cos(\theta_s) \cdot \sin(\theta_s) \cdot d\theta_s \quad (\text{I.16})$$

L'albédo diffus est utilisé pour déterminer le bilan radiatif de la surface lorsque l'éclairement est diffus, comme c'est le cas quand le ciel est nuageux. Cette grandeur a en outre l'avantage de ne dépendre que de la surface. L'albédo directionnel est en revanche plus pertinent pour déterminer le bilan radiatif lorsque l'éclairement dominant est direct dans le cas d'un ciel clair.

I.3.2 Problème général – Équation du transfert radiatif

Le transfert radiatif désigne la manière dont les ondes électromagnétiques se propagent à travers un milieu tel que le vide, l'atmosphère terrestre, les nuages, le couvert végétal, etc. Les équations classiques de Maxwell permettent la résolution du transfert radiatif dans le cas de milieu homogènes caractérisés par leur indice de réfraction. Mais les milieux qui nous entourent sont rarement homogènes, et ce à toutes les échelles : L'atmosphère est un mélange de gaz et de particules aérosols aux propriétés optiques différentes et dont la concentration varie avec l'altitude; les arbres constituent un milieu particulièrement complexe comportant de nombreux éléments (feuilles, pousses, branches, tronc...) mettant en jeu de multiples réflexions; les sols sont des milieux poreux composés d'éléments de taille très variable. En dehors de quelques cas très particuliers, il n'est pas possible de résoudre les équations de Maxwell, la difficulté étant de pouvoir définir un milieu diélectrique équivalent permettant de résoudre le problème. Même l'utilisation des ordinateurs les plus puissants, nécessite de recourir à certaines simplifications.

La théorie du transfert radiatif repose sur l'hypothèse que les particules du milieu émettent et diffusent le rayonnement de manière indépendante et que les ondes incidentes et réfléchies sont incohérentes. Cette hypothèse est vérifiée lorsque les particules sont disposées de manière aléatoire, comme c'est le cas pour l'atmosphère ou la végétation. Cette théorie ne fonctionne pas en revanche dans le cas de particules disposées régulièrement et qui donnent lieu à des phénomènes d'interférence. La forme générale de *l'équation du transfert radiatif* est la suivante :

$$\begin{aligned} \frac{d L(r, \Omega)}{d r} + \alpha(r, \Omega).L(r, \Omega) \\ = \frac{\alpha_d(r, \Omega)}{4 \pi} \int_{4\pi} L(r, \Omega') . P(r, \Omega' \rightarrow \Omega) . d \Omega' + I_B(r, \Omega) \end{aligned} \quad (I.17)$$

où :

- $L(r, \Omega)$ est la luminance au point $r(x,y,z)$ dans la direction Ω .
- α_d est le coefficient de diffusion volumique, et α le coefficient d'interception total (diffusion + absorption)
- P est la fonction de phase, décrivant la distribution angulaire de la diffusion pour une particule du milieu.
- I_B est la densité volumique d'intensité émise par le milieu.

Toutes ces grandeurs sont dans le cas général dépendantes de la longueur d'onde mais celle-ci est absente des notations par souci de légèreté.

En l'absence d'hypothèses simplificatrices, l'équation du transfert radiatif ne peut pas être résolue de manière analytique. On a alors recours à des méthodes numériques comme le lancé de rayon, la méthode de la radiosité, ou la décomposition du rayonnement en un nombre fini de directions. Les méthodes numériques fournissent des solutions précises mais sont la plupart du temps pénalisées par le temps de calcul nécessaire. L'une des façons d'obtenir une solution analytique est de réduire le rayonnement à deux flux hémisphériques, l'un montant, l'autre descendant. Ce modèle est connu sous le nom de Kubelka-Munk (1931). Une autre approche consiste à séparer la luminance en une composante non diffusée, une composante ayant subi une seule diffusion, et une troisième composante représentant les diffusions multiples, pour lesquelles on suppose que les réflexions sont lambertiennes. Dans les chapitres suivants nous détaillons certaines de ces méthodes dans le cas du sol (modèle de Hapke) et la végétation (SAIL et GHOST).

I.3.3 Réflectance du sol

I.3.3.a) Effets directionnels - Modèle de Hapke

La dépendance directionnelle de la réflectance du sol est essentiellement fonction de sa rugosité, qui peut être estimée à partir du critère de Rayleigh :

$$C_R = 8 \cos \theta_s \frac{\sigma_h}{\lambda} \quad (\text{I.18})$$

où σ_h est l'écart type de la hauteur de la surface. La figure I.13 illustre la forme de la réflectance en fonction du type de surface. Lorsque la surface est parfaitement lisse ($C_R \ll 1$), la réflexion est spéculaire. Au contraire lorsqu'elle est très rugueuse ($C_R \gg 1$), la réflectance tend vers celle d'une surface lambertienne. Les surfaces ordinaires se trouvent entre les deux, avec une composante diffuse et une composante spéculaire plus ou moins fortes. Quand les particules qui composent la surface sont sphériques, certains résultats peuvent être obtenus à partir de la théorie de Mie. Pour des particules irrégulières en revanche, la théorie de Mie n'est plus valable et il faut tenir compte de la fonction de phase qui décrit la distribution angulaire du rayonnement diffus, avec généralement une préférence pour la diffusion avant par rapport à l'éclairement. Quand la surface est très accidentée, et lorsque l'angle zénithal d'éclairement est élevé (soleil bas sur l'horizon), la réflectance peut au contraire être plus forte dans la direction de rétro-diffusion. Pour $\theta_s = \theta_v$ et $\phi = 0$, il se produit un pic de réflectance appelé le « hot spot ». Au contraire, la direction de diffusion vers l'avant ($\phi = 180^\circ$) est pénalisée par les effets d'ombre; on parle alors de « dark spot ».

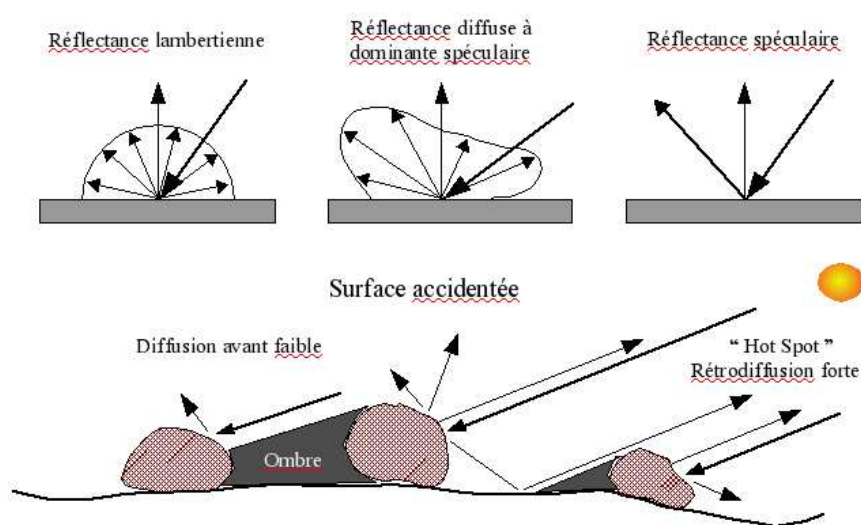


Figure I.13 : Distribution angulaire de la réflectance en fonction du type de surface.

Différents modèles ont été développés pour rendre compte de la réflectance bidirectionnelle de sols. L'un des plus utilisés est le modèle de Hapke (1981) qui a été établi pour offrir une solution à l'équation du transfert radiatif. La réflectance est exprimée comme la somme de deux termes ρ_s et ρ_m correspondant à la diffusion simple et la diffusion multiple :

$$\rho = \rho_s + \rho_m \quad (\text{I.19a})$$

avec :

$$\rho_s = \frac{w}{4} \frac{1}{\cos \theta_s + \cos \theta_v} P(\xi) [1 + B(\xi)] \quad (\text{I.19b})$$

$$\rho_m = \frac{w}{4} \frac{1}{\cos \theta_s + \cos \theta_v} [H(\cos \theta_s) H(\cos \theta_v) - 1] \quad (\text{I.19c})$$

où w est l'albédo de diffusion simple, défini comme étant le rapport entre le coefficient de diffusion moyen des particules et le coefficient d'extinction total :

$$w = \frac{\alpha_d}{\alpha_d + \alpha_a} \quad (\text{I.20})$$

Une des fonctions de phase possible est donnée par la fonction de Henyey et Greenstein (1941) :

$$P(\xi) = \frac{1 - g^2}{(1 + 2g \cos(\xi) + g^2)^{3/2}} \quad (\text{I.21})$$

où g est le *facteur d'asymétrie*. Pour $g = 0$, la fonction de phase est isotrope. Le rayonnement est diffusé préférentiellement vers l'avant pour $g \in [0, 1]$ et vers l'arrière pour $g \in [-1, 0]$.

La rétrodiffusion dans le cas des surfaces accidentées est représentée par le terme :

$$B(\xi) = \frac{B_0}{1 + \tan(\xi/2)/h} \quad (\text{I.22})$$

où B_0 et h sont des termes empiriques qui permettent de faire varier l'amplitude et la largeur du maximum de réflectance dans la direction de rétrodiffusion ($B_0 \leq 1$).

Dans la composante pour la diffusion multiple, $H(x)$ est une approximation de la fonction de Chandrasekhar (1960) pour la diffusion multiple :

$$H(x) = \frac{1 + 2x}{1 + 2\sqrt{1 - wx}} \quad (\text{I.23})$$

On notera que la fonction de phase n'apparaît pas dans (I.19c), les diffusions multiples étant considérées comme lambertiennes.

I.3.3.b) Propriétés spectrales

La réflectance spectrale du sol dépend de sa composition minérale, de la teneur en eau ainsi que de la présence de matière organique. Dans le visible, la réflectance croît de façon presque linéaire avec la longueur d'onde pour atteindre un plateau dans le proche infrarouge (Figure I.14). Cette montée régulière est dénommée la « droite des sols » et sa pente sert souvent à caractériser les sols. Les deux bandes d'absorption à 1450 nm et 1900 nm sont dues à la présence d'eau. L'humidité affecte cependant l'ensemble du spectre, si bien que la forme générale varie peu. A 20 % d'humidité, la réflectance est globalement divisée par deux par rapport à un sol sec. Une troisième bande d'absorption apparaît vers 2200 nm, liée à la présence d'hydroxydes (liaison OH).

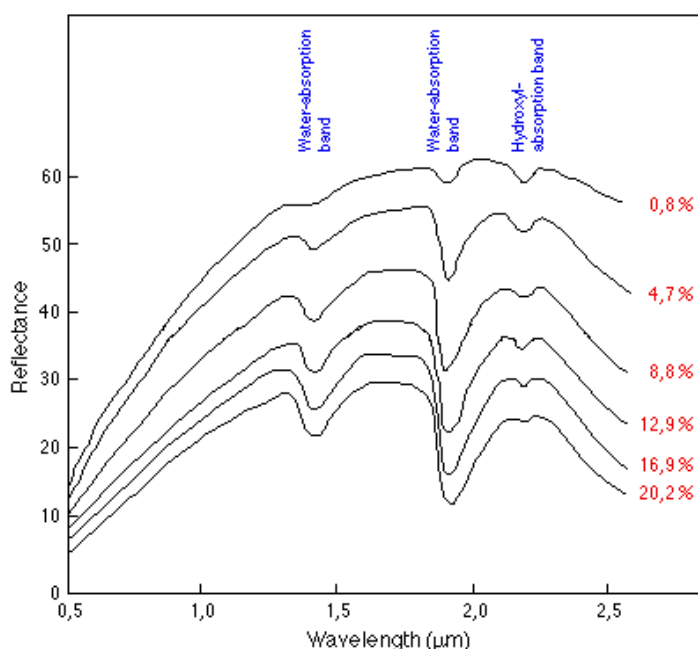


Figure I.14 : Réflectance spectrale d'un sol limoneux pour différentes valeurs de l'humidité (B. Leblon, University of New Brunswick, Canada).

Les caractéristiques spectrales des sols ont été répertoriées dans des bibliothèques spectrales, dont la principale est la bibliothèque ASTER, constituée en support à l'instrument du même nom (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer). Elle regroupe en fait les bibliothèques de l'USGS (U.S. Geological Survey, Clark *et al.*, 1993), du Jet Propulsion Laboratory (JPL) et de l'Université Johns Hopkins (JHU). Environ 2000 spectres de matériaux y sont présents, dont une grande variété de roches, de sols et de types de végétation. Parmi toutes ces données, notre objectif est d'extraire un ensemble de spectres

types afin de représenter la diversité spectrale des sols et constituer une base de données spectrales pour les travaux du chapitre II. Les roches sont séparées en roches métamorphiques et roches sédimentaires. Pour chaque classe de roche (schiste, grès, marbre...), plusieurs variétés sont disponibles (marbre blanc, marbre rose...). Dans la mesure où les spectres de ces variétés étaient proches, nous les avons regroupés en une seule classe en prenant leur moyenne. Lorsque les spectres étaient bien distincts (grès et grès rouge par exemple), nous avons conservé des sous-classes. Les spectres que nous avons extraits de la librairie correspondent à des échantillons réduits en poudre. En télédétection, les roches pures sont visibles en surface au niveau des déserts et des zones montagneuses. Sur les autres parties du globe, les sols sont constitués d'un mélange de ces roches réduites en particules plus ou moins fines.

Le classement des sols est traditionnellement réalisé non pas en fonction de sa composition chimique mais en fonction de sa texture, qui est déterminée par les pourcentages de sable, de limon, d'argile et de matière organique. Le limon est issu de l'érosion mécanique des roches (eau, vent), tandis que l'argile est produite par érosion chimique. Il possède une granulométrie intermédiaire entre l'argile, faite des particules les plus fines, et le sable, constitué de cristaux plus gros et plus solides (quartz). L'ensemble des combinaisons possibles est représenté par la figure I.15. Au centre, le loem est considéré comme le type de sol idéal pour la croissance de la végétation. Il est le plus riche en matière organique.

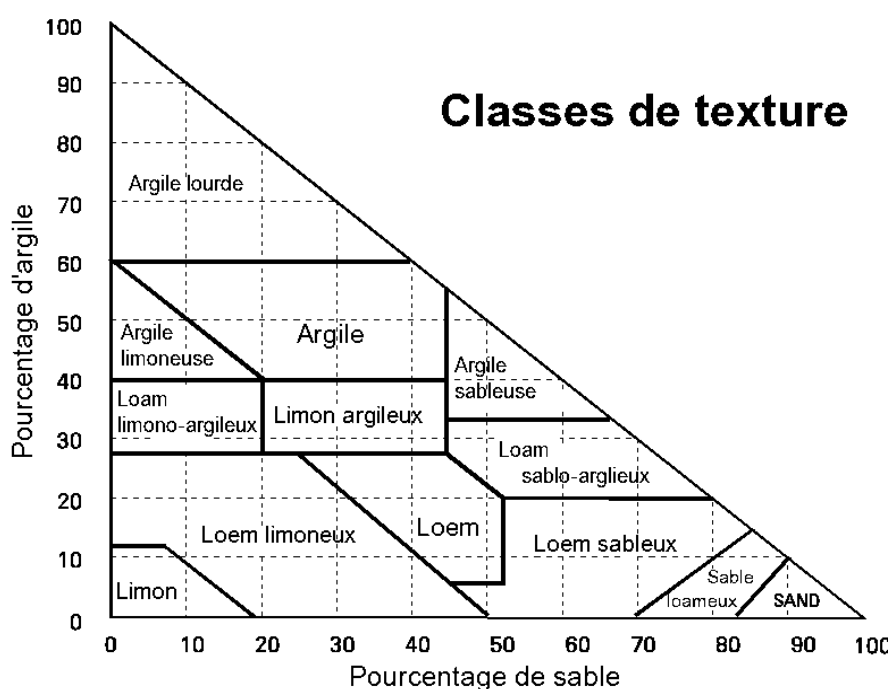


Figure I.15 : Types de sols en fonction des pourcentages de sable, d'argile et de

Mesures physiques en télédétection

limon, selon la classification de l'USDA (U.S. Department of Agriculture).

Bien sûr, en fonction du type de roche dont sont originaires les particules du sol, une même classe de sol peut présenter des réponses spectrales très différentes. Aussi, les sols sont également caractérisés par leur couleur dominante. Sans chercher à couvrir de façon exhaustive toutes les classes de texture, nous avons extrait 10 spectres caractéristiques, représentés sur la figure I.16. En effet, ces spectres sont relativement proches les uns des autres, à un rapport de proportionnalité près, à l'exception notable du sable blanc qui est composé de gypse et qui a un spectre sensiblement différent. Le gypse se retrouve principalement dans les anciennes zones lagunaires d'où la mer s'est évaporée. Il est à l'origine de la formation des roses des sables. D'une manière générale, on observe que la réflectance est d'autant plus élevée que la proportion en sable est grande, et d'autant plus faible que la teneur en matière organique est élevée, comme c'est le cas pour le terreau et sa couleur noire caractéristique. En plus de ces spectres de sol, nous avons également sélectionné 13 spectres de roches sédimentaires et métamorphiques (figure I.17) qui ont été obtenus à partir de roches pures réduites en poudre. Ces spectres sont représentatifs des surfaces désertiques ou volcaniques. Du fait que les mesures sont effectuées avec des composants purs et non des mélanges comme c'est le cas pour les classes de texture, les spectres présentent d'avantage de variabilité, en particulier au delà de 2 μm . Certaines roches métamorphiques comme le marbre, le quartz ou le gneiss se caractérisent par une droite des sols très plate, le niveau de réflectance étant déjà très élevé à 0,4 μm , ce qui leur confère leur aspect brillant.

Dans le chapitre suivant, nous examinons les propriétés optiques des feuilles constituant la végétation. Cependant, la limite entre le sol et la végétation est dans certains cas difficile à établir comme en présence de mousse ou de litière en cours de décomposition. Les mesures de spectre pour les surfaces de ce type étant plus difficiles à obtenir, nous ne les avons pas inclus dans la base de donnée spectrale. Le cas de la neige n'a pas non plus été considéré. De ce fait, l'utilisation de cette base présente certaines limitations, notamment pour les zones boréales où la neige et la mousse sont fortement présentes.

ASTER – Sols

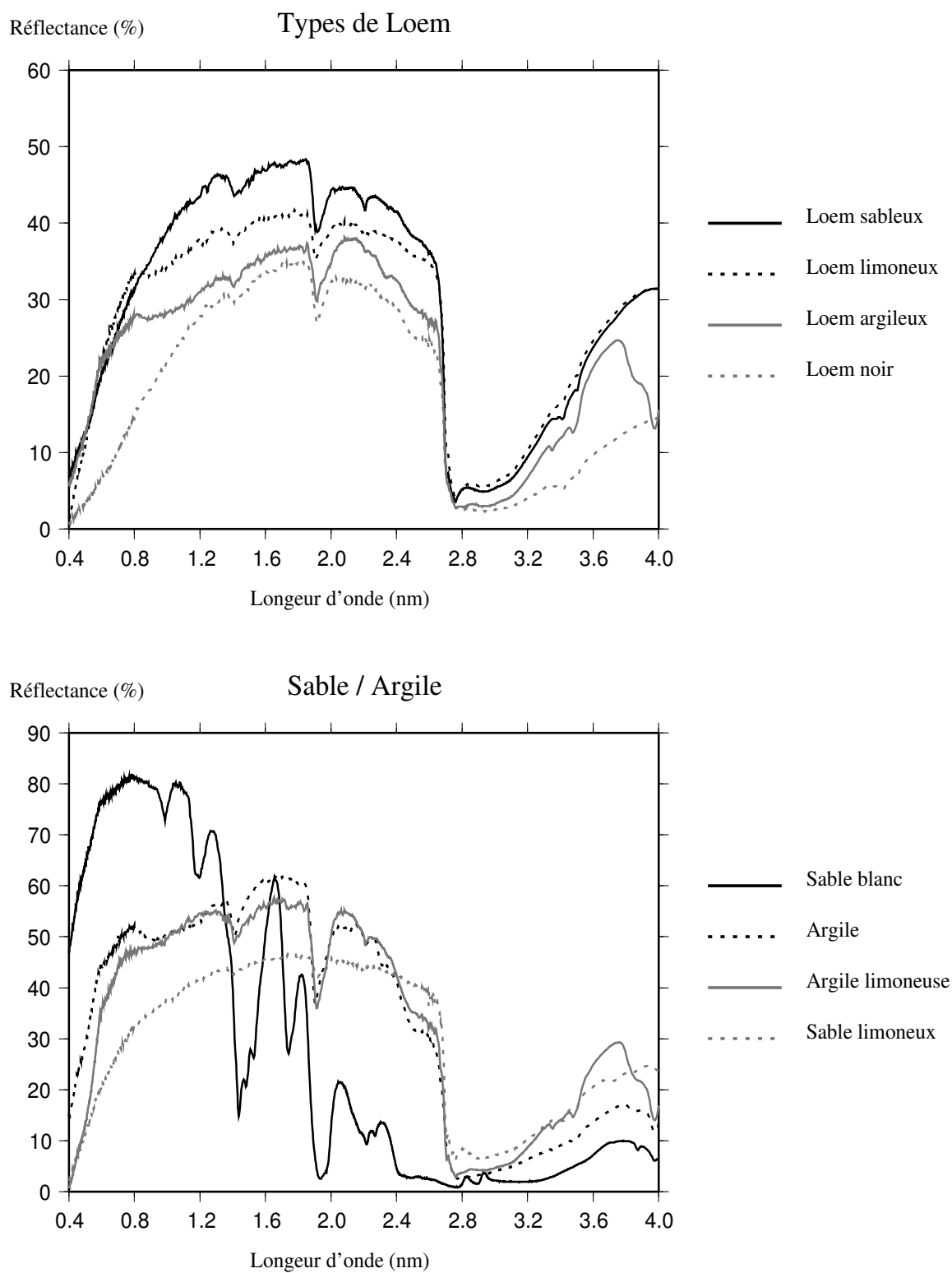


Figure I.16 : Exemples de spectres ASTER pour les sols

ASTER – Roches

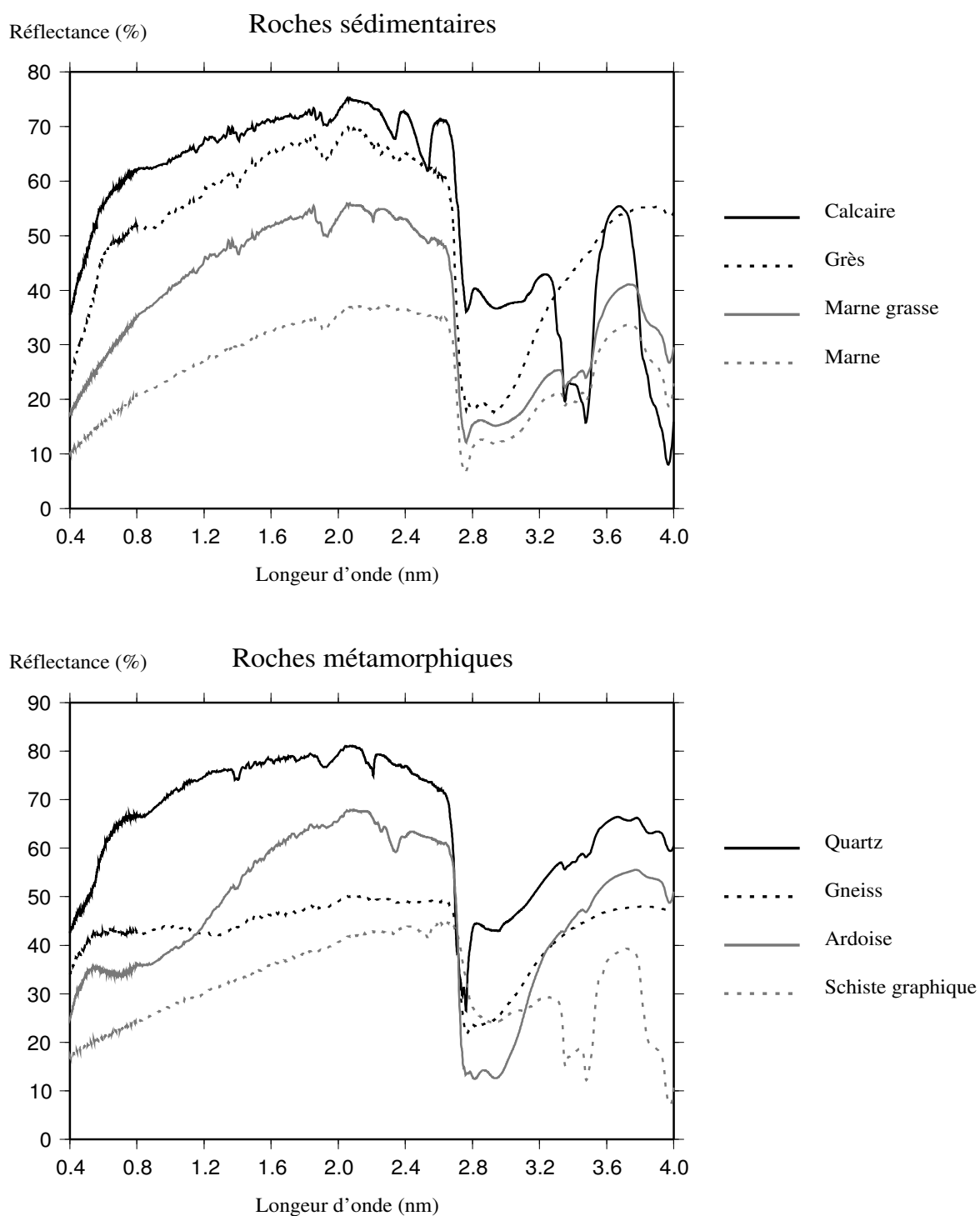


Figure I.17 : Exemples de spectres ASTER pour les roches

I.3.4 Réflectance des feuilles

Les feuilles sont les principales surfaces diffusant et absorbant la lumière dans un couvert végétal. Bien que les parties ligneuses (branches, tronc) jouent aussi un rôle sur la réflectance, il est faible au regard de celui des feuilles. L'atténuation de la lumière à l'intérieur d'une feuille résulte de phénomènes complexes liés à sa composition biochimique et à sa structure anatomique, alors que l'épiderme détermine surtout la dépendance angulaire de la réflectance.

I.3.4.a) Propriétés directionnelles

La variation angulaire de la réflectance des feuilles est intermédiaire entre ce qui est observé pour une surface lambertienne et pour une surface spéculaire. En effet, le rayonnement sortant de la feuille est composé d'une fraction diffusée par les tissus internes et variant en fonction de la longueur d'onde, et d'une fraction due à la réflexion spéculaire à la surface de la feuille et qui ne varie pas spectralement. Pour certaines espèces (soja, maïs...), la présence d'un cuticule de cire à la surface des feuilles favorise la réflexion spéculaire.

I.3.4.b) Propriétés spectrales

Les principaux composants qui contribuent à l'absorption de la lumière sont les pigments chlorophylliens, les pigments bruns, l'eau et la matière sèche. Le modèle PROSPECT (Jacquemoud et al., 1996) permet de simuler la réflectance et la transmittance des feuilles en prenant en entrée les concentrations de ces quatre constituants. La figure I.18 représente l'absorption, la réflectance et la transmittance spectrales typiques obtenues avec ce modèle, pour une feuille photosynthétiquement active (feuille saine).

Dans le visible (400-700 nm), on observe ainsi que les feuilles ont une faible réflectance et une faible transmittance. La figure I.19 permet de voir que la majeure partie du rayonnement reçu est absorbé par les pigments foliaires, principalement les pigments chlorophylliens (types a et b) qui possèdent deux bandes d'absorption dans le bleu (450 nm) et dans le rouge (660 nm), masquant les pics d'absorption d'autres pigments foliaires comme les carotènes (450 nm) et les xanthophylles. Un maximum local de réflectance est présent dans le jaune-vert vers 550 nm, donnant aux feuilles leur couleur verte caractéristique. Lors du vieillissement de la plante, la concentration en chlorophylle diminue plus rapidement que celle des caroténoïdes, ce qui se traduit par le jaunissement des feuilles.

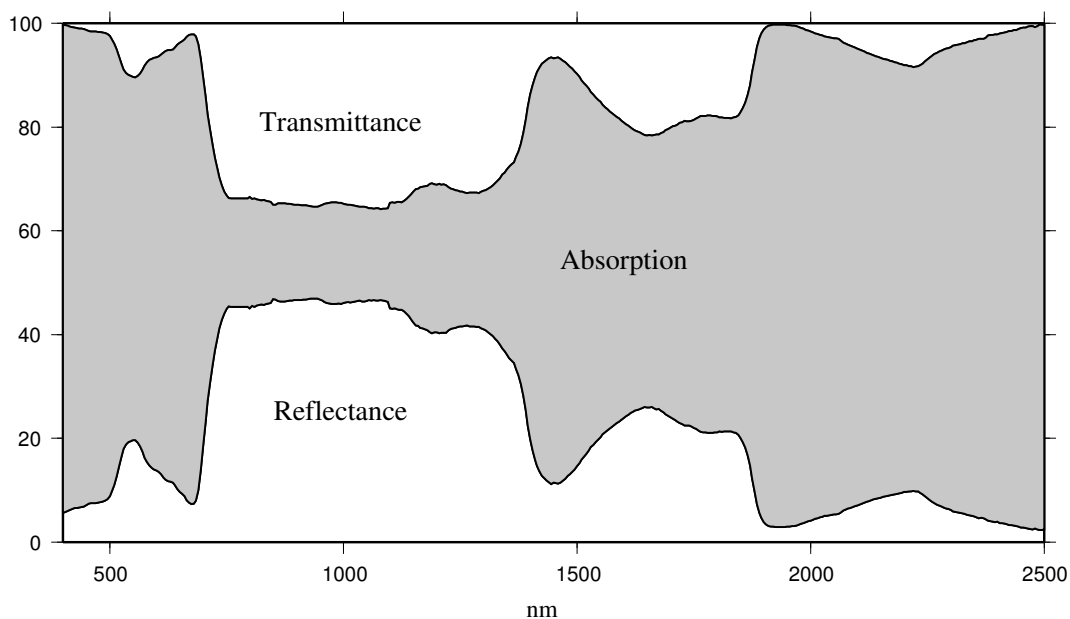


Figure I.18 : Réponse spectrale typique d'une feuille d'après le modèle PROSPECT.

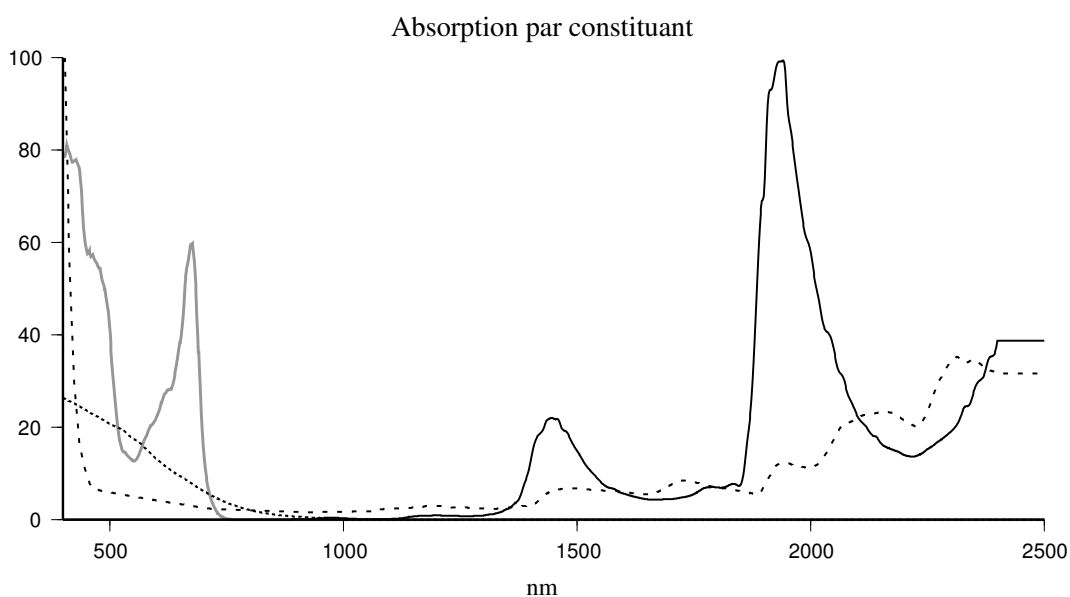


Figure I.19 : Coefficients d'absorption par la chlorophylle (gris), l'eau (noir), les pigments bruns (points) et la matière sèche (tirets).

Dans le proche infrarouge, la quantité de rayonnement absorbé par la feuille est très faible, autour de 10 %. La réflectance présente un plateau caractéristique dont le niveau dépend essentiellement de la structure anatomique des feuilles, mais aussi de l'absorption par la matière sèche. La diffusion de la lumière est principalement due aux discontinuités de l'indice de réfraction à l'intérieur de la feuille.

Mesures physiques en télédétection

Le moyen infrarouge présente comme le visible une forte absorption. Celle-ci est causée essentiellement par l'eau contenue dans les feuilles, mais aussi par les tissus foliaires (lignine, cellulose, protéines, etc.) constituant la matière sèche de la plante. Les principales bandes d'absorption de l'eau se situent vers 1450 nm, 1940 nm et 2500 nm. Une déshydratation de la feuille entraîne typiquement une augmentation de la réflectance et la transmittance dans le moyen infrarouge.

De même que pour les sols, nous avons utilisé des bibliothèques spectrales pour représenter la diversité des spectres de feuilles. Nous nous sommes principalement appuyés sur la base de données LOPEX'93 (Leaf Optical Properties Experiment, Hosgood *et al.*, 1995) qui contient des spectres pour de nombreuses espèces naturelles et cultivées d'Europe. La bibliothèque ASTER contient également une vingtaine de spectres de la végétation, dont certains correspondent à des classes générales : Conifères, décidus, herbe, etc. Les données ASTER ne contiennent que des valeurs de réflectance. La transmittance peut cependant être raisonnablement obtenue en appliquant à la réflectance un facteur de 0.7, bien que ce coefficient soit généralement plus faible pour les aiguilles de conifères. La figure I.20 présente quelques spectres représentatifs extraits des bibliothèques LOPEX et ASTER. Ces bibliothèques étant limitées aux espèces des régions tempérées, nous leur avons ajouté les mesures effectuées lors des campagnes BOREAS (Boreal Ecosystem-Atmosphere Study, Hall *et al.*, 1993) pour les zones boréales et HAPEX-SAHEL (Hydrological and Atmospheric Pilot Experiment in the Sahel, Prince *et al.*, 1995) pour les zones semi-arides (figure I.21) ainsi que des mesures de réflectance effectuées sur le site du Fauga en Haute Garonne. Ces dernières mesures ont néanmoins l'inconvénient de ne pas aller au delà de 1000 nm. Nous avons par conséquent extrapolé les spectres à l'aide des classes générales de la bibliothèque ASTER, selon qu'il s'agissait d'une culture, de conifères ou de décidus. Enfin, pour compléter notre base de données spectrales, nous avons inclus des spectres obtenus avec PROSPECT en tirant des paramètres aléatoirement, en particulier pour générer des spectres de feuilles sénescents qui sont quasiment absents des bibliothèques spectrales (les bibliothèques contiennent souvent des spectres de feuilles séchées qui sont très différents de ceux des feuilles sénescents).

Reflectance des feuilles

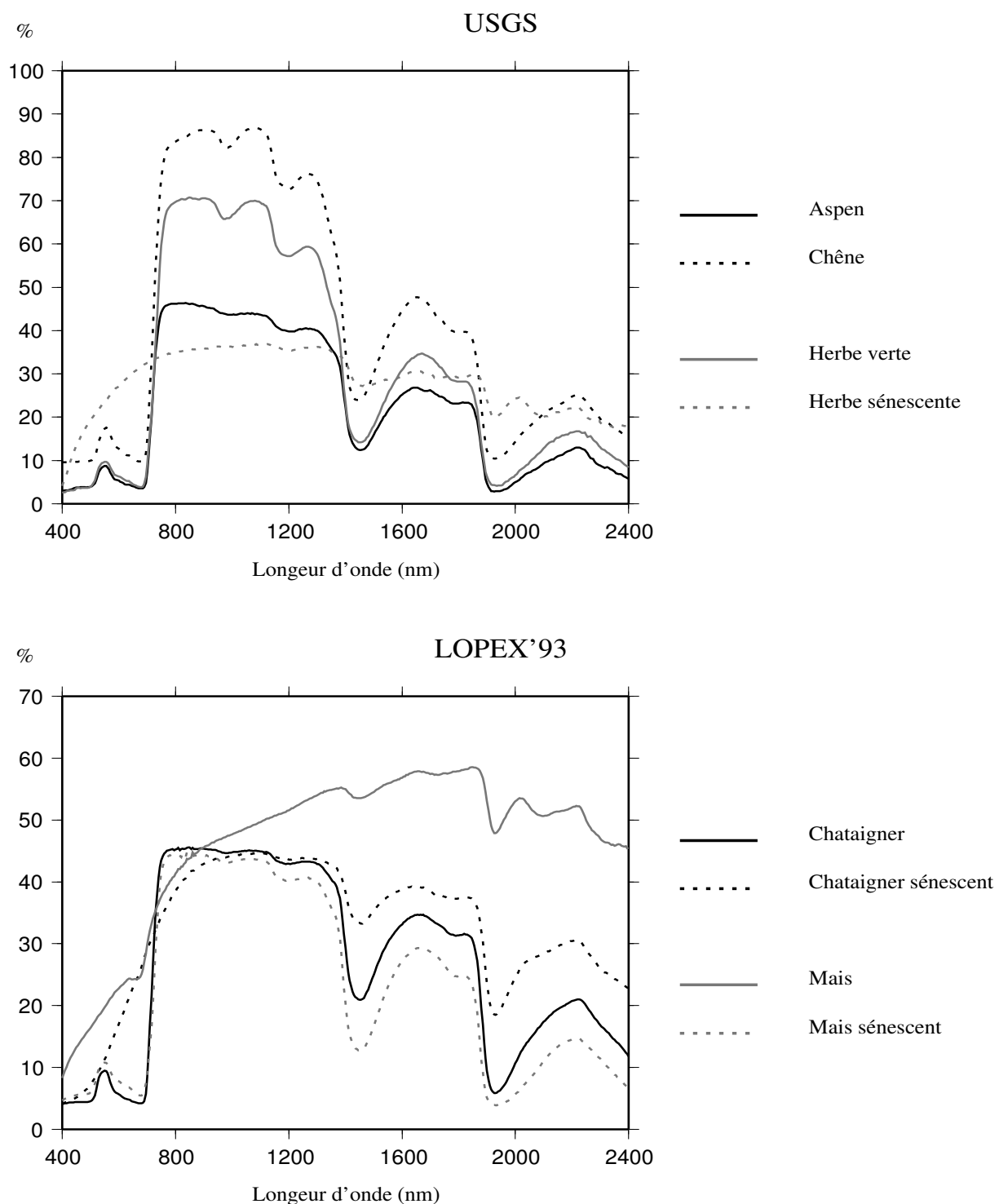


Figure I.20: Exemples de réflectance spectrale des feuilles à partir des bibliothèques spectrales USGS et LOPEX'93.

Reflectance des feuilles

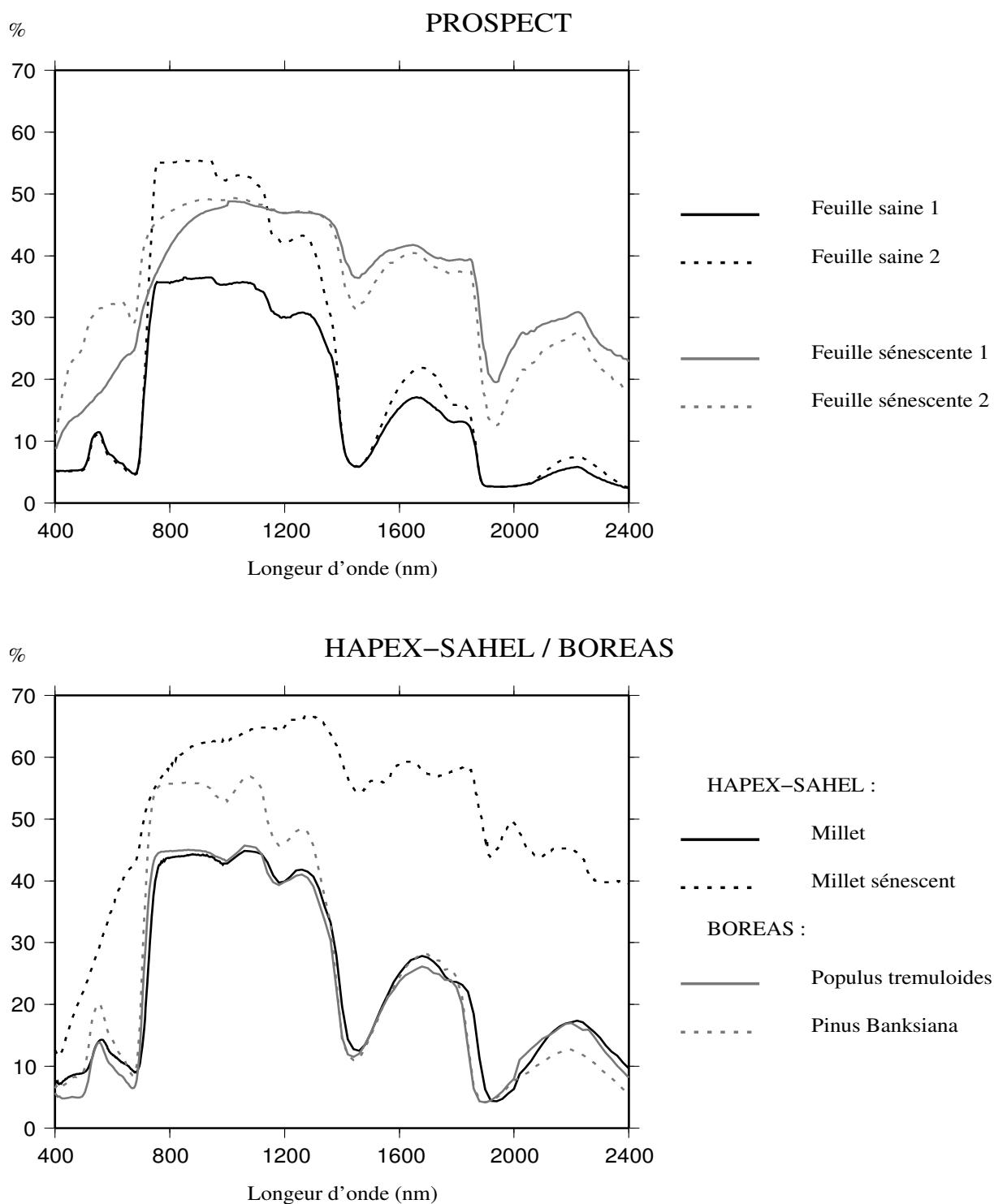


Figure I.21 : Exemples de réflectance spectrale des feuilles à partir du modèle PROSPECT et des campagnes BOREAS et HAPEX-SAHEL.

I.3.5 Paramètres structuraux

Après avoir décrit les propriétés optiques des feuilles individuellement, nous détaillons ici la façon dont les feuilles sont agencées à l'échelle du couvert. Le paramètre le plus communément utilisé pour décrire la végétation est l'indice foliaire LAI (Leaf Area Index), défini comme la moitié de la surface totale des feuilles (les deux faces comprises) par unité de surface. En simplifiant, on peut se représenter le LAI comme un empilement de couches de feuilles juxtaposées : En l'absence de chevauchement des feuilles, pour un LAI de 1, il y a une couche recouvrant la surface, pour LAI=2, deux couches, etc. Ce paramètre détermine la quantité de biomasse présente à la surface. Les valeurs de LAI typiques vont de 1 à 10 pour les forêts tropicales les plus denses. Les plantes n'étant pas uniquement constituées de feuilles, on considère aussi le PAI (Plant Area Index) qui inclut les surfaces des branches et du tronc qui est la véritable grandeur mesurée par nombre d'appareils optiques.

Un second paramètre largement utilisé est la fraction de couverture végétale $F_v(\theta)$ qui indique la probabilité qu'un rayon incident soit intercepté par un élément de végétation pour une direction θ donnée, la structure du couvert étant supposée invariante selon l'angle azimutal. Habituellement, on considère la fraction de végétation au nadir ($\theta = 0$), que nous appelons $fCover$. Si la valeur $1 - F_v(\theta)$ représente la fraction de trouées totale pour un couvert, elle n'indique pas quelle est la distribution exacte des trouées. Les modèles de réflectances font souvent l'hypothèse d'une distribution aléatoire uniforme des éléments de la végétation. Or dans la réalité la végétation présente fréquemment un effet de groupage à différentes échelles : Les arbres sont agglomérés en bosquets, les feuilles autour des branches, les aiguilles autour de pousses, etc. Ce groupage a pour effet d'une part de « cacher » une partie du couvert (ombrage mutuel) et d'autre part de faire apparaître des trouées plus larges dans la canopée. Les couverts doivent alors être décrits par la fonction de répartition inverse des trouées $F(\theta, l)$, définie comme la probabilité qu'une trouée ait une taille supérieure à la longueur l :

$$F(\theta, l) = P(L > l), \quad l \in [0, \infty] \quad (I.24)$$

Par définition, pour $l=0$, on a :

$$F_v(\theta) = 1 - F(\theta, 0) \quad (I.25)$$

L'indice de groupage Ω permet de quantifier l'écart entre la fonction de répartition d'un couvert donné par rapport à un couvert dont les éléments sont répartis aléatoirement, via la

relation :

$$\Omega(\theta) = \ln[F(\theta, 0)] / \ln[F_r(\theta, 0)] \quad (I.26)$$

où F_r est la fonction de répartition pour le même couvert mais dont les éléments auraient une distribution aléatoire uniforme. L'indice de groupage est inférieur à 1 lorsque la végétation présente un effet de groupage. Une valeur typique de Ω pour les conifères est de 0,7. Au contraire, l'indice de groupage peut être supérieur à 1 dans le cas où la végétation est ordonnée, comme pour les cultures où les plantes sont alignées et régulièrement espacées. Le LAIe, indice foliaire équivalent est défini comme le produit de l'indice foliaire avec l'indice de groupage :

$$LAIe(\theta) = \Omega(\theta) \times LAI \quad (I.27)$$

I.3.6 Effets atmosphériques

Le signal mesuré par les capteurs spatiaux résulte d'une combinaison entre le rayonnement émis par la surface, diffusé et atténué par l'atmosphère et celui émis par l'atmosphère elle-même et qui inclut l'émission thermique et la réflexion du rayonnement solaire. La figure I.22 montre les principales composantes (diffusions d'ordre 0 et 1) intervenant dans le bilan radiatif de l'atmosphère.

L'atténuation du rayonnement à la traversé de l'atmosphère est causée principalement par les molécules sous forme gazeuse (vapeur d'eau, dioxyde de carbone, ozone). Les grosses particules d'aérosols (poussières, gouttelettes d'eau) participent également à l'absorption ainsi qu'à la diffusion non-sélective. La diffusion sélective est causée par les petites molécules de gaz comme l'azote et l'oxygène (diffusion de Rayleigh) et les fines particules d'aérosols

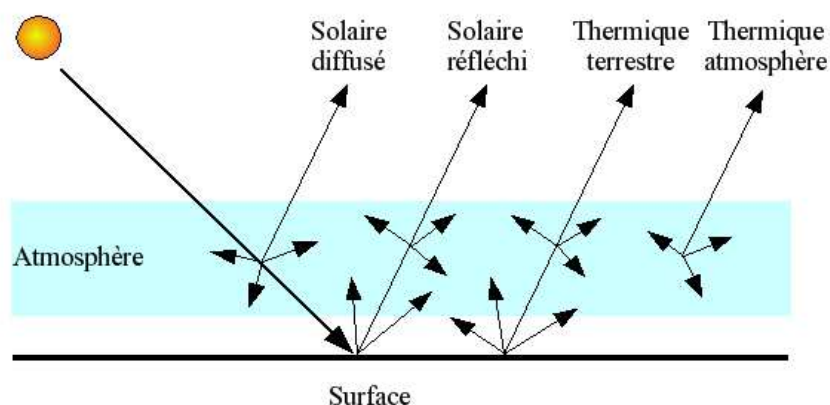


Figure I.22 : Composantes intervenant dans le bilan radiatif de l'atmosphère.

comme les suies, les cristaux de glace et les petites gouttelettes d'eau (diffusion de Mie). La prise en compte de tous ces effets est nécessaire pour pouvoir correctement interpréter les mesures satellitaires et notamment estimer la réflectance de surface.

La figure I.23 montre la transmittance spectrale de l'atmosphère qui est définie comme le rapport entre le rayonnement direct traversant l'atmosphère et le rayonnement direct en entrée. On y distingue globalement deux « fenêtres » atmosphériques entre 0,3 et 5 μm et entre 7,5 et 13 μm , parsemées de bandes d'absorption plus ou moins fortes. Entre 5 et 7,5 μm et autour de 15 μm en revanche, l'atmosphère est totalement opaque. En deçà de 0,3 μm (non représenté sur la figure), les UV sont absorbés par l'ozone. Ce graphique à été réalisé à partir d'une simulation avec le modèle SBDART (Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer, Ricchiazzi, Paul et al., 1998), en prenant comme hypothèse une atmosphère standard correspondant aux latitudes moyennes en été. Ce modèle permet de calculer le bilan radiatif de l'atmosphère en utilisant la méthode des ordonnées discrètes.

Le rayonnement émis par la surface et arrivant au sommet de l'atmosphère est lui-même constitué d'une part constituée par la réflexion du rayonnement solaire et une part ayant pour origine l'émission thermique. Comme l'illustre la figure I.24, ces deux composantes interviennent pour des gammes de longueur d'onde relativement bien distinctes, le rayonnement solaire devenant négligeable au delà de 5 μm alors que l'émission thermique se produit à partir de 4 μm environ. La figure I.24 montre également le rayonnement montant émis par l'atmosphère, avec à nouveau une composante solaire par diffusion et une composante thermique. On constate qu'aux courtes longueurs d'onde (bleu et vert), le

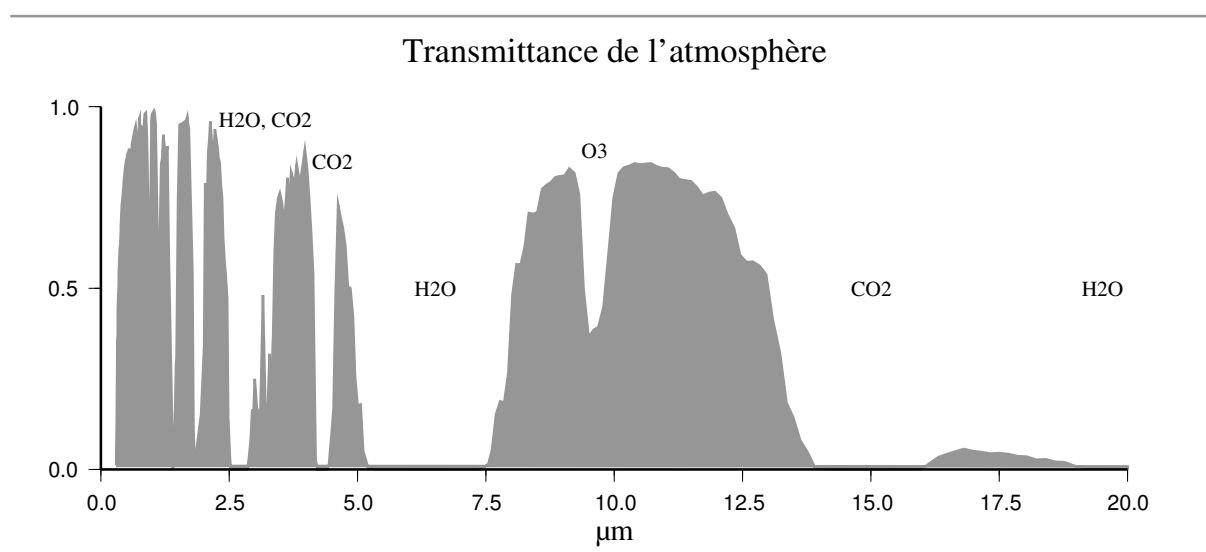


Figure I.23 : Transmittance de l'atmosphère obtenue avec le modèle SBDART.

Luminance montante

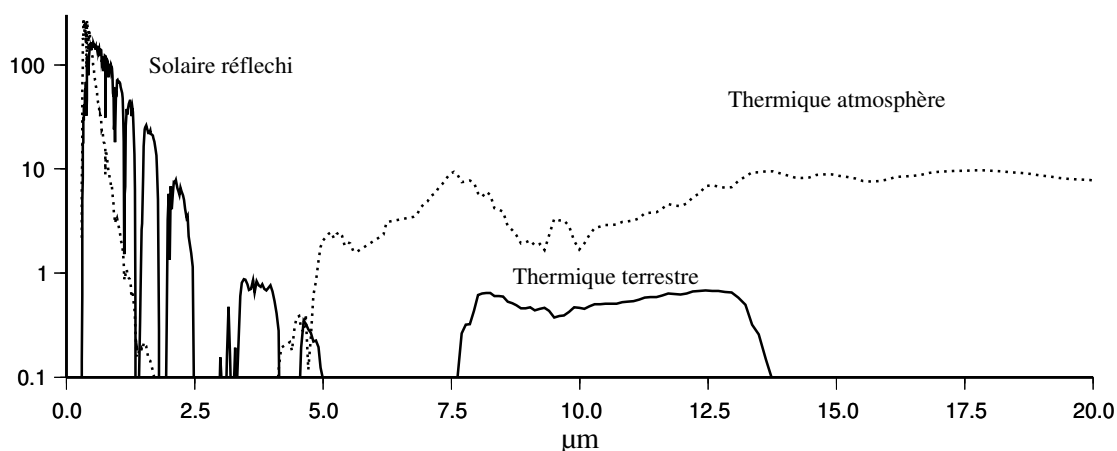


Figure I.24 : Luminance montante au sommet de l'atmosphère, d'origine terrestre (trait continu) et atmosphérique (pointillés), obtenue avec le modèle SBDART.

rayonnement en provenance de l'atmosphère est du même ordre de grandeur que celui en provenance de la surface. C'est la raison pour laquelle la correction des effets atmosphériques en télédétection est généralement moins bonne dans cette région du spectre. Contrairement à l'émission thermique terrestre qui est en grande partie absorbée par l'atmosphère (l'effet de serre), l'émission thermique atmosphérique couvre une gamme de longueur d'onde plus large car le rayonnement issu des hautes couches de l'atmosphère n'a pas le temps d'être réabsorbé.

Le traitement des mesures satellitaires mettant en jeu de gros volumes de données, l'utilisation de modèles comme SBDART est trop coûteuse en temps de calcul. Il n'est pas non plus possible de connaître toutes les variables d'entrée du modèle pour toute la surface de la Terre. On a alors recours à des modèles simplifiés et plus rapides à exécuter, tels les codes SMAC (Rahman et Dedieu, 1994) et 6S (Vermote *et al.*, 1997).

I.4 Modèles de transfert radiatif pour la végétation

Dans ce chapitre, nous détaillons deux modèles de réflectance pour les couverts végétaux. Il s'agit des modèles que nous avons utilisé pour élaborer les méthodes de normalisation spectrale développées au chapitre II. Le premier, SAIL, est bien adapté à la représentation des couverts homogènes. Le second, GHOST, met d'avantage l'accent sur les effets directionnel causés par les discontinuités de la couverture végétale.

I.4.1 SAIL

Le modèle SAIL (Scattering by Arbitrary Inclined Leaves) proposé par Verhoef (1984) est une extension du modèle de Suits (1972), lui même étant dérivé du modèle à deux flux de Kubelka-Munk (1931). Le rayonnement est décomposé en quatre flux correspondant à l'irradiance spectrale définie dans (I.4):

- Un flux incident direct I_s atteignant la surface avec un angle zénithal θ_s .
- Un flux émergent direct I_v dans la direction de l'observateur, caractérisé par un angle zénithal θ_v et un angle azimutal φ par rapport au flux incident.
- Deux flux hémisphériques diffus, l'un montant, I_\uparrow et l'autre descendant I_\downarrow .

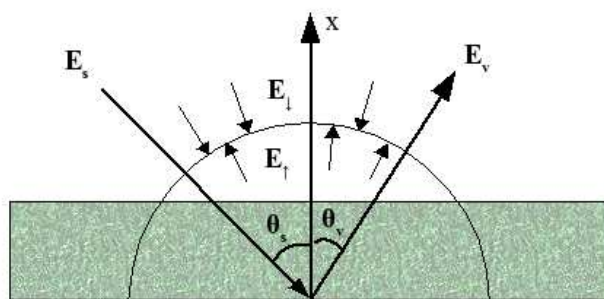


Figure I.25 : Représentation des flux dans SAIL

Le modèle suppose que le couvert est horizontal et étendu à l'infini. Il est constitué de feuilles plates, lambertiennes et distribuées aléatoirement. On suppose en outre que l'orientation des feuilles peut être décrite par une fonction de distribution de l'inclinaison des feuilles $f(\theta_l)$, où θ_l est l'angle entre la verticale et le vecteur normal à la feuille, l'angle azimutal des feuilles étant supposé uniformément distribué. On utilise habituellement trois types de distribution des feuilles : La distribution sphérique ($f(\theta_l) = \sin(\theta_l)$), pour laquelle l'orientation des feuilles est uniformément répartie, la distribution planophile

($f(\theta_l) = 2 \cos \theta_l \sin \theta_l$), pour laquelle les feuilles sont majoritairement disposées horizontalement, et la distribution érectophile ($f(\theta_l) = \sin^2 \theta_l$), pour laquelle les feuilles sont majoritairement disposées verticalement. Les propriétés optiques du couvert sont définies par la réflectance r et la transmittance t des feuilles et la réflectance du sol r_s . Les paramètres structuraux de la végétation sont l'indice foliaire (LAI) et le paramètre de hot-spot, défini comme le rapport entre la taille des feuilles et la hauteur du couvert. Le modèle prend enfin en compte la fraction d'éclairement diffus, généralement fixée à 0,2 pour une atmosphère claire. Le système est alors déterminé par les quatre équations différentielles :

$$\frac{dI_s}{dx} = k_s I_s \quad (I.28)$$

$$\frac{dI_{\downarrow}}{dx} = -s_{\downarrow} I_s + (k_d - \sigma_{\rightarrow}) I_{\downarrow} - \sigma_{\leftarrow} I_{\uparrow} \quad (I.29)$$

$$\frac{dI_{\uparrow}}{dx} = s_{\uparrow} I_s - (k_d - \sigma_{\rightarrow}) I_{\uparrow} + \sigma_{\leftarrow} I_{\downarrow} \quad (I.30)$$

$$\frac{dI_v}{dx} = \omega I_s + u I_{\uparrow} + v I_{\downarrow} - k_v I_v \quad (I.31)$$

dans lesquelles :

- k_s et k_v sont les coefficients d'extinction dans les direction θ_s et θ_v pour le rayonnement direct.
- s_{\downarrow} et s_{\uparrow} sont les fractions de rayonnement direct diffusé respectivement vers le bas et vers le haut.
- σ_{\leftarrow} et σ_{\rightarrow} sont les fractions de flux hémisphérique diffusé respectivement vers l'arrière et vers l'avant.
- u et v sont les fraction des flux hémisphérique montant et descendant diffusé dans la direction θ_v .
- ω est le coefficient de diffusion bidirectionnel de l'angle θ_s vers l'angle θ_v .

Dans le modèle, ces 9 coefficients sont calculés en fonction de l'angle θ_l , discrétisé en un nombre fini de directions (fixé à 13 dans le modèle original, s'appuyant sur les travaux de Kimes, 1983). Le système est alors résolu pour chacune des directions. La version originale de SAIL n'inclut pas le phénomène de hot-spot. Par la suite, Kuusk (1985) et Jupp et Strahler (1991) ont introduit un terme supplémentaire s'appuyant sur le rapport entre la taille des feuilles et la hauteur du couvert.

I.4.2 GHOST

Le modèle GHOST (G-function and Hot SpOT, Lacaze et Roujean, 2000) est une adaptation du modèle de Hapke pour les sols, pour le cas de la végétation. Il est conçu de manière à pouvoir représenter aussi bien la réflectance d'un couvert plan uniforme, que la réflectance d'un couvert discontinu. Initialement, GHOST a été développé pour pouvoir décrire la réflectance bidirectionnelle des forêts de conifères des zones boréales, qui présentent un effet de hot spot particulièrement marqué. Cependant, moyennant quelques adaptations des paramètres, le modèle est applicable à tout type de surface.

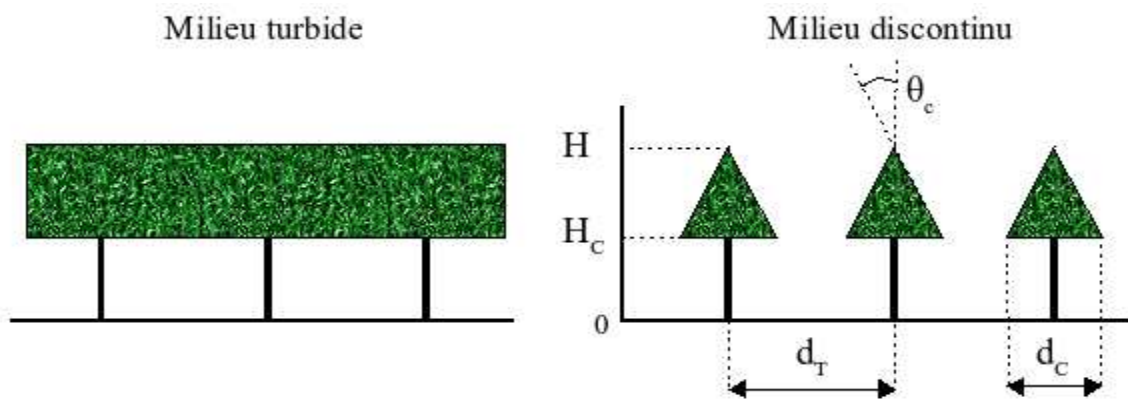


Figure I.26 : Paramétrisation géométrique dans GHOST.

Dans un premier temps, le couvert est assimilé à un milieu turbide semi-infini composé d'éléments végétaux distribués aléatoirement (figure I.26). La réflectance de la végétation ρ_{veg} peut s'écrire comme la somme des termes issus de la diffusion simple ρ_{ss} et de la diffusion multiple ρ_{ms} selon une formulation similaire à celle de Hapke (1981) pour le sol :

$$\rho_{veg} = \rho_{ss} + \rho_{ms} = \frac{w}{4} \frac{1}{\cos \theta_s + \cos \theta_v} \left\{ P(\xi) I_s + [H(\cos \theta_s) H(\cos \theta_v) - 1] I_m \right\} \quad (I.32)$$

où w est l'albédo de simple diffusion, $P(\xi)$ est la fonction de phase, $H(x)$ est le terme pour la diffusion multiple, identique à celui donnée en (I.19a), et I_s et I_m décrivent l'extinction du rayonnement respectivement pour la diffusion simple et la diffusion multiple. On utilise pour la fonction de phase la formule introduite par Ross (1981) pour un milieu turbide :

$$P(\xi) = \frac{8}{3\pi w} \left\{ t[(\pi - \xi) \cos \xi + \sin \xi] + r(-\xi \cos \xi + \sin \xi) \right\} \quad (I.33)$$

où r et t sont la réflectance et la transmittance des feuilles, considérées lambertiennes. En supposant $r = t$, ce qui se vérifie pour la plupart des feuilles, (I.33) se simplifie en :

$$P(\xi) = \frac{8}{3\pi} \left[\left(\frac{\pi}{2} - \xi \right) \cos \xi + \sin \xi \right] \quad (\text{I.34})$$

Les facteurs d'extinction s'expriment sous la forme :

$$I_s = \frac{1}{\Delta} \left(1 - e^{-\Delta LAIe} \right) \quad (\text{I.35a})$$

$$I_m = \frac{1}{\Delta'} \left(1 - e^{-\Delta' LAIe} \right) \quad (\text{I.35b})$$

où LAIe est l'indice foliaire équivalent défini par (I.27).

Pour le coefficient d'atténuation Δ , on utilise l'expression donnée par Roujean (2000) pour un milieu turbide composé d'éléments distribués aléatoirement :

$$\Delta = \sqrt{\frac{G_s^2}{\cos^2 \theta_s} + \frac{G_v^2}{\cos^2 \theta_v} - 2 \frac{G_s G_v}{\cos \theta_s \cos \theta_v} \cos \xi} \quad (\text{I.36})$$

où G_s et G_v sont les facteurs de projection du couvert, définis comme l'inverse du rapport moyen entre la surface d'un élément du feuillage et sa projection dans la direction d'éclairement ou d'observation (figure I.27). Combiné à l'indice foliaire et à l'indice de groupage, le facteur de projection permet de calculer la fraction de végétation F_v via la relation :

$$F_v(\theta_v) = e^{-G(\theta_v) \Omega(\theta_v) LAI / \cos(\theta_v)} \quad (\text{I.37})$$

Dans le cas de la diffusion multiple, le couplage entre les directions d'éclairement et d'observation étant moins marqué, l'expression de Δ peut d'après Ross (1981) être approchée par :

$$\Delta' = \frac{G_s}{\cos \theta_s} + \frac{G_v}{\cos \theta_v} \quad (\text{I.38})$$

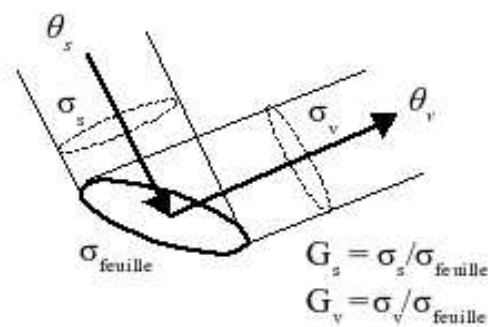


Figure I.27 : Schématisation des facteurs de projection

Le modèle GHOST utilise pour le facteur de projection une paramétrisation dérivée de la formulation de l'interception du rayonnement par le couvert du modèle TSETSE (Two-Story Equation of Transmission of Solar Energy, Roujean, 1999). On représente cette fois-ci le couvert comme un ensemble discontinu de couronnes (figure I.26) dont l'intérieur est turbide. Ces couronnes sont caractérisées par une hauteur totale moyenne H et une hauteur de base H_C , une largeur moyenne d_C et un espacement moyen d_T . Le sommet des couronnes forme enfin un angle moyen θ_C par rapport à la verticale. On définit la hauteur relative H_r et le paramètre γ comme :

$$H_r = \frac{(H - H_C)}{d_T} \quad (\text{I.39})$$

$$\text{et } \gamma = \frac{d_C}{d_T} \quad (\text{I.40})$$

Le facteur de projection s'écrit alors :

$$G_{s,v} = 0.5 \left(1 + e^{-f_{geo}} \right) \quad (\text{I.41a})$$

$$\text{avec } f_{geo} = H_r \frac{\tan^2(\theta_{s,v} - \theta_C)}{1 - \gamma(1 - 2 Z_{min})} \quad (\text{I.41b})$$

$$\text{et } Z_{min} = e^{-\left(\frac{1}{H_r(\tan \theta_{s,v} - \tan \theta_C)} \right)^2} \quad (\text{I.41b})$$

La réflectance ρ_{veg} donnée par l'équation (I.32) correspond à la contribution de la végétation. Pour avoir la réflectance bidirectionnelle totale au sommet du couvert, il faut lui adjoindre la contribution du sol :

$$\rho_{direct} = \rho_{veg} + \rho_{sol} \quad (\text{I.42})$$

$$\text{avec } \rho_{sol} = \rho_0 e^{-LAI(\cos \theta_v + \cos \theta_s)} \quad (\text{I.43})$$

Pour finir, on peut tenir compte de l'influence de l'éclairement indirect en effectuant une pondération entre la réflectance directe et la réflectance diffuse :

$$\rho_{total} = (1 - f) \rho_{direct} + f \rho_{diffus} \quad (\text{I.44})$$

où f est la fraction de rayonnement diffus par rapport au rayonnement total. Cette grandeur dépend de l'état de l'atmosphère et de l'épaisseur de la couche d'air traversée par le rayonnement. Pour une atmosphère claire (sans nuages), la fraction diffuse peut s'écrire :

$$f(\theta_s) = \frac{a}{a + \cos \theta_s} \quad (\text{I.45})$$

a étant un paramètre empirique déterminé à partir d'observations. Typiquement, $a \approx 0,1$.

La composante ρ_{diffus} se calcule à partir de ρ_{direct} en l'intégrant sur toutes les directions d'éclairement :

$$\rho_{diffus}(\theta_v, \varphi_v) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\pi} \int_0^{\pi/2} \rho_{direct}(\theta_s, \varphi_s, \theta_v, \varphi_v) \cdot \cos(\theta_s) \cdot \sin(\theta_s) \cdot d\theta_s \cdot d\varphi_s \quad (I.46)$$

La figure I.28 montre la sensibilité de GHOST pour différentes valeurs du LAI et de l'albédo de diffusion simple w . On y voit que le pic de hot spot augmente en largeur et en amplitude avec le LAI. On observe cependant une exception pour LAI=1 (trait continu), dont le hot spot est supérieur à celui de LAI=2 (pointillés fins). Cela est dû à l'influence du sol qui possède une réflectance plus grande ($\rho_0 = 0.35$) mais ne se fait sentir qu'aux faibles LAI. Cette influence du sol se retrouve aussi au niveau de la diffusion avant, où le creux est moins prononcé lorsque le LAI est faible. La dépendance en w est plus régulière, avec une asymétrie entre diffusion avant et diffusion arrière augmentant légèrement avec w .

La figure I.29 permet de comparer les réflectances obtenues avec GHOST par rapport à celles de SAIL (version avec hot spot). On observe ainsi que la dissymétrie entre la diffusion avant et la diffusion arrière est beaucoup plus importante avec GHOST qu'avec SAIL : Le hot spot avec GHOST est nettement plus marqué, ainsi que le creux qui correspond à la diffusion avant correspondant au dark spot. Cette différence est d'autant plus significative que l'angle d'éclairement solaire est important. On remarque également que le hot spot est relativement piqué avec SAIL alors qu'il est plus large avec GHOST.

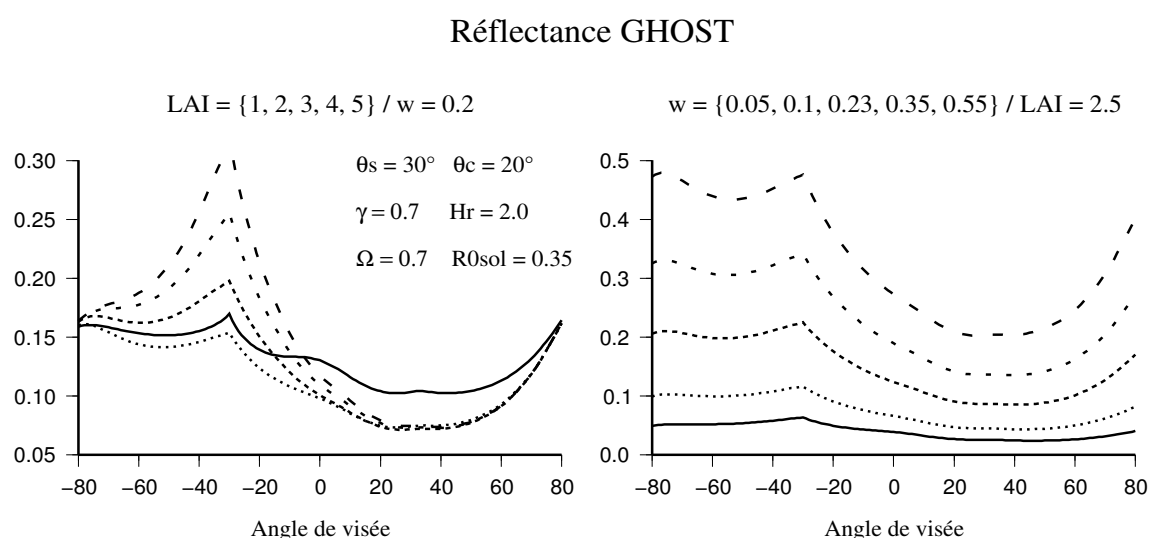


Figure I.28 : Réflectances calculées avec le modèle GHOST pour différentes valeurs du LAI et de w .

Modèles de réflectance

GHOST

SAIL

LAI = 4 r = 0.2 t = 0.1 rsol = 0.3

$\Omega = 0.7$ $\theta_c = 20^\circ$

$\gamma = 0.7$ Hr = 2.0

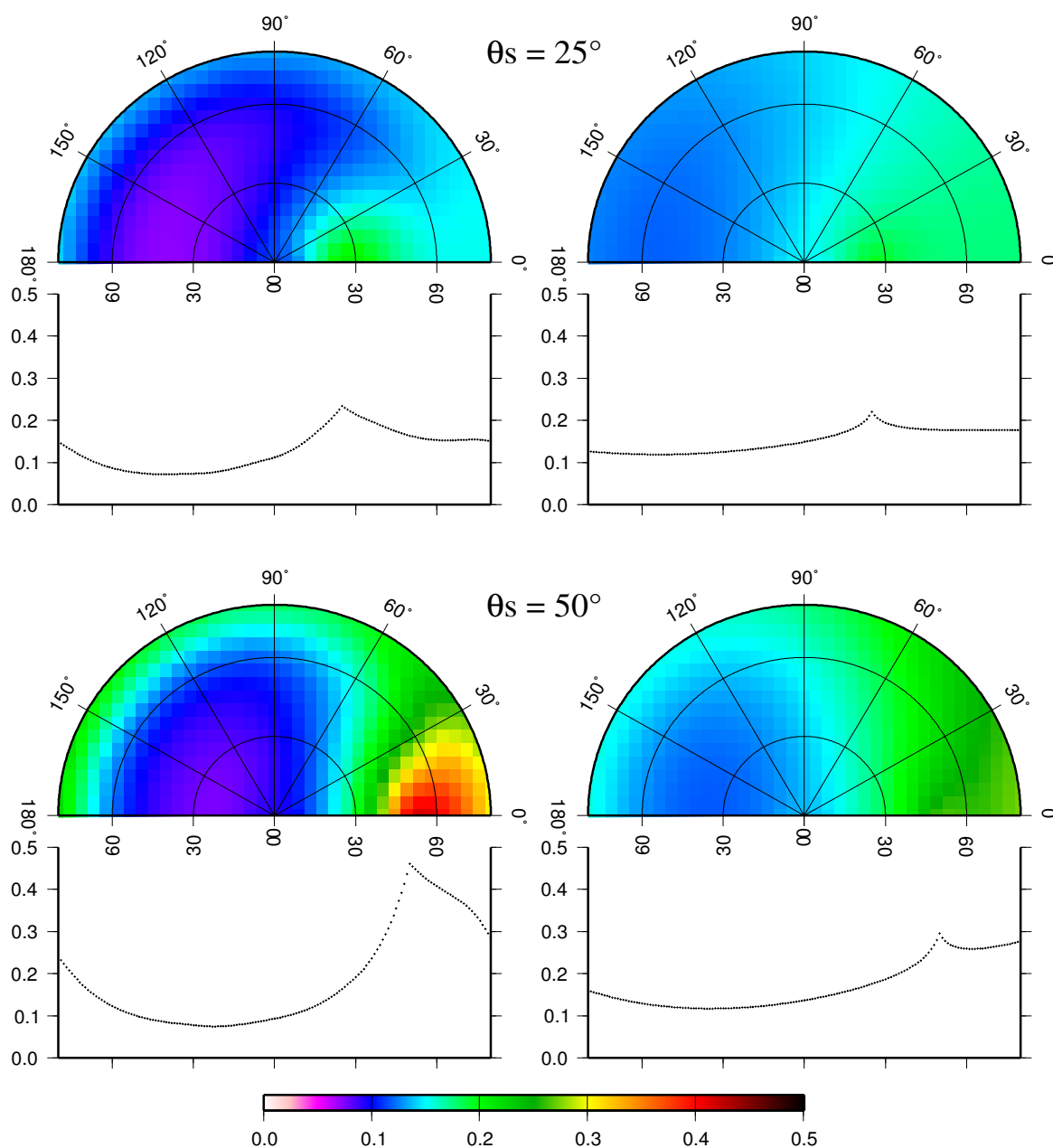


Figure I.29 : Réflectances obtenues avec les modèles GHOST (à gauche) et SAIL (à droite), pour les angles d'éclairage solaires 25 et 50°, en représentation polaire avec coupe dans le plan principal.

I.4.3 Modèles à noyau

I.4.3.a) Représentation de la réflectance

Les mesures de réflectance fournies par les capteurs spatiaux ou aéroportés sont obtenues pour des angles d'illumination et d'observation variables, à la fois dans l'espace et dans le temps. Ces différentes conditions géométriques d'observation se traduisent par des variations de la valeur de la réflectance pouvant être importantes. Afin de pouvoir interpréter correctement les cartes de réflectances produites par les capteur spatiaux, ou les produits qui en sont dérivées, il est nécessaire de convertir toutes les mesures vers une configuration géométrique commune. Cette opération est appelée *normalisation directionnelle*. Elle repose sur l'inversion d'un modèle de réflectance à partir des mesures fournies par le capteur, et ce pour chaque pixel de l'image. Une fois les paramètres du modèle restitués, il est possible d'en déduire la réflectance de la surface observée pour n'importe quelle configuration géométrique. Outre la normalisation directionnelle, la connaissance de la réflectance bidirectionnelle complète de la surface est nécessaire pour le calcul de l'albédo.

Étant donné le volume important de données satellitaires à traiter, il est préférable pour la normalisation directionnelle d'opter pour un modèle de réflectance linéaire en raison de la rapidité d'inversion par rapport à des modèles non-linéaires. On cherche également à ce que le nombre de paramètres indépendants de ce modèle soit le plus faible possible. En effet, on ne dispose souvent pour un pixel donné que de quelques mesures de réflectances pour réaliser l'inversion, notamment à cause de la couverture nuageuse. Si ce nombre de mesures est inférieur au nombre de paramètres du modèle l'inversion n'est pas possible. Or, les modèles comme SAIL ou GHOST ne sont pas linéaires et comportent un nombre de paramètres supérieur ou égal à 5. Ils ne sont donc pas bien adaptés au problème de la normalisation directionnelle. Les modèles à noyaux au contraire répondent aux deux critères énoncés ci-dessus. Ces modèles représentent la réflectance bidirectionnelle comme étant une somme pondérée de fonctions de base, de la forme :

$$\rho(\lambda, \theta_s, \varphi_s, \theta_v, \varphi_v) = \sum_{i=0}^{N-1} k_i(\lambda) f_i(\theta_s, \varphi_s, \theta_v, \varphi_v) \quad (\text{I.47})$$

où k_i sont les paramètres du modèle et f_i les fonctions dites « *de noyau* ». Ces fonctions ne dépendent que de la géométrie d'observation et par conséquent sont indépendantes du type de surface. La surface est caractérisée par les coefficients k_i qui eux dépendent de la longueur d'onde. En pratique, dans le cas des observations satellitaires, on considère un jeu de

coefficients spectraux équivalents pour chaque canal du capteur.

Différents types de modèles à noyau ont été proposés, comportant généralement deux ou trois noyaux et des expressions variables pour les fonctions f_i . L'un des premiers et aussi parmi les plus simples est le modèle de Walthall et al. (1985). Il s'agit d'un modèle empirique qui s'efforce de reproduire les traits caractéristiques de le FDRB par la combinaison de fonctions trigonométriques simples :

$$\rho_w(\theta_s, \theta_v, \phi) = k_0 + k_1 \theta_v \cos \phi + k_2 \theta_v^2 \quad (\text{I.48})$$

où $\phi = \varphi_v - \varphi_s$ est l'angle azimutal relatif entre les direction de visée et d'illumination.

Un autre modèle couramment utilisé est celui de Roujean et al. (1992) qui est cette fois-ci basé sur des expressions issues de considérations photométriques élémentaires, moyennant un certain d'ombre d'approximations. Dans ce modèle, également à trois paramètres, la réflectance est séparée en une composante isotropique (k_0), une composante représentant les effets géométriques ($k_1 f_1$) et une composante représentant les effet de diffusion volumique ($k_2 f_2$).

La contribution géométrique correspond aux effets d'ombres et de masquage, qui varient en fonction de l'orientation et de la taille des objets (arbres, rochers, bâtiments...) présents à l'intérieur du pixel par rapport aux positions du soleil et de l'observateur. Elle est évaluée en supposant que la surface est constituée de protrusions sous la forme de murs verticaux et disposées aléatoirement sur une surface plane, les facettes des murs étant supposées lambertiennes et de réflectance égale. Les parties ombragées sont considérées comme étant parfaitement noires. L'espacement entre les protrusions est supposé suffisant pour pouvoir négliger l'ombrage mutuel. Sous ses hypothèses, la fonction f_1 s'écrit :

$$f_1(\theta_s, \theta_v, \phi) = \frac{1}{2\pi} [(\pi - \phi) \cos \phi + \sin \phi] \tan \theta_s \tan \theta_v - \frac{1}{\pi} \left(\tan \theta_s + \tan \theta_v + \sqrt{\tan^2 \theta_s + \tan^2 \theta_s - 2 \tan \theta_s \tan \theta_v \cos \phi} \right) \quad (\text{I.49})$$

Le terme volumique correspond à la diffusion par un milieu turbide, homogène, constitué de facettes lambertiennes orientées aléatoirement. Seule la diffusion simple est considérée, la contribution de la diffusion multiple pouvant être, en première approximation, incluse dans le terme de diffusion isotopique k_0 . L'expression finale de f_2 est obtenue en approximant la formulation de Ross (1981) dans le cas d'un milieu dense et en faisant l'hypothèse que la réflectance et la transmittance des éléments diffusants sont équivalentes

($r = t$), comme cela était déjà spécifié pour le modèle GHOST.

$$f_2(\theta_s, \theta_v, \phi) = \frac{4}{3\pi} \frac{1}{\cos \theta_s + \cos \theta_v} \times \left[\left(\frac{\pi}{2} - \xi \right) \cos \xi + \sin \xi \right] - \frac{1}{3} \quad (\text{I.50})$$

Il est à noter que par construction, les coefficients k_1 et k_2 de ce modèle doivent d'être positifs. Lors de l'inversion du modèle avec des données satellitaires, il arrive cependant que ces coefficients apparaissent négatifs, en particulier lorsque les mesures sont affectées par des nuages non détectés, ou si le modèle est mal contraint du fait d'un nombre d'observations trop faibles.

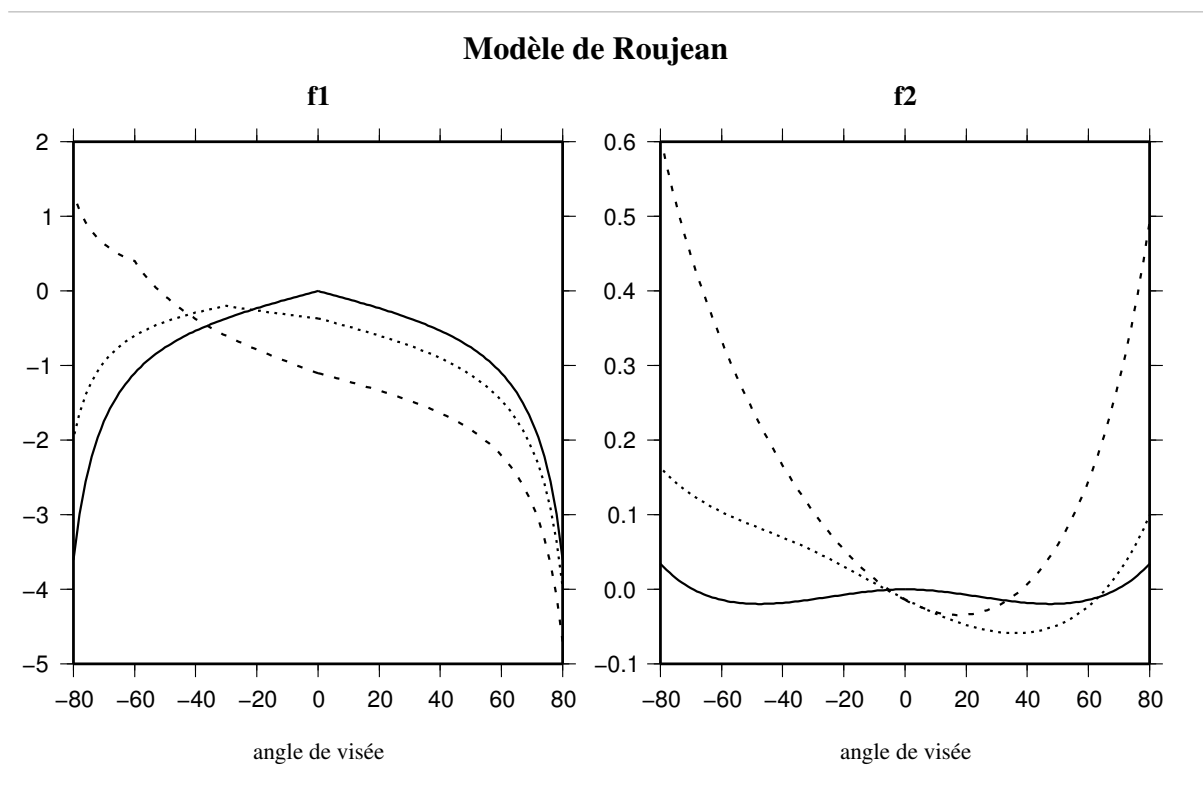


Figure I.30 : Fonctions de noyau du modèle de Roujean pour différents angles solaires : 0° (trait plein), 30° (pointillés) et 60° (traits intermittents)

I.4.3.b) Calcul de l'albédo

Un autre avantage des modèles à noyau est de permettre de calculer rapidement l'albédo direct ou diffus tels que définis au chapitre §I.3. En effet, le modèle étant linéaire, l'intégration de la réflectance par rapport aux directions d'éclairement et d'observation se réduit à l'intégration des fonctions de noyau f_i . On obtient ainsi :

$$a^{dh}(\lambda, \theta_s) = \sum_{i=0}^{N-1} k_i(\lambda) I_i^{dh}(\theta_s) \quad (\text{I.51a})$$

$$\text{avec } I_i^{dh}(\lambda, \theta_s) = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} d\varphi_v \int_0^{\pi/2} f_i(\theta_s, \theta_v, \phi) \cdot \cos(\theta_v) \cdot \sin(\theta_v) \cdot d\theta_v \quad (\text{I.51b})$$

$$\text{et } a^{hh}(\lambda) = \sum_{i=0}^{N-1} k_i(\lambda) I_i^{hh} \quad (\text{I.51c})$$

$$\text{avec } I_i^{hh} = 2 \int_0^{\pi/2} I_i^{dh}(\theta_s) \cdot \cos(\theta_s) \cdot \sin(\theta_s) \cdot d\theta_s \quad (\text{I.51d})$$

Les fonctions I_i^{dh} et I_i^{hh} peuvent être pré-calculées à l'aide d'une intégration numérique, dont le résultat est donnée par le tableau I.2. L'incertitude de l'albédo calculé de cette manière est donnée par la formule :

$$\text{Cov}(a) = I^T \text{Cov}(K) I \quad (\text{I.52})$$

où $\text{Cov}(K)$ est la matrice de covariance des coefficients k_i calculée au moment de l'inversion du modèle à noyau et I est le vecteur contenant les fonctions I_i^{dh} ou I_i^{hh} .

Cas direct	Cas diffus
$I_0^{dh} = 1$	$I_0^{hh} = 1$
$I_1^{dh}(\theta_s) = -0.7733 - 1,1033 \theta_s + 2.4895 \theta_s^2 - 1.7621 \theta_s^3$	$I_1^{hh} = -1.28159$
$I_2^{dh}(\theta_s) = -0.0160 + 0.0806 \theta_s - 0.1476 \theta_s^2 + 0.1784 \theta_s^3$	$I_2^{hh} = 0.0802838$

Tableau 2 : Coefficients pour le calcul de l'albédo avec le modèle de Roujean *et al.*

Chapitre II

La fusion multi- capteur

II La fusion multi-capteur

II.1 Présentation

II.1.1 Limites de l'approche mono-capteur

A ce jour, la quasi-totalité des produits issus de la télédétection sont mono-capteur, c'est à dire qu'ils sont élaborés à partir de données d'observation issues d'un seul et même instrument. Cette façon de procéder présente un certain nombre d'inconvénients. En effet, la restitution des variables biophysiques de surface s'appuie sur l'inversion de modèles qui décrivent les variations spectrale et directionnelle de la réflectance en fonction de ces variables. De fait, une restitution précise s'obtient non seulement à partir d'un bon modèle, capable de représenter convenablement la réflectance, mais également grâce à la collecte d'un ensemble de mesures suffisamment diversifié pour contraindre le modèle. De façon générale, plus le modèle est détaillé, plus le nombre de variables qui le composent est grand et plus le modèle est alors exigeant en quantité et en qualité d'observations.

Dans le cas des modèles de réflectance bidirectionnelle, la détermination précise des paramètres du modèle nécessite un bon échantillonnage angulaire de la réflectance. Or les mesures fournies par les capteurs satellitaires ne couvrent généralement qu'une partie de l'espace angulaire : Les capteurs placés sur une orbite géostationnaire observent toujours la surface de la terre avec le même angle de visée, l'angle d'éclairement solaire étant lui variable. Au contraire, les capteurs positionnés sur une orbite polaire héliosynchrone observent la surface avec un angle de visée variable mais avec un angle solaire ne variant que faiblement d'un jour sur l'autre. Des contraintes analogues se posent entre la résolution spatiale et la fréquence d'acquisition : Les satellites géostationnaires permettent d'observer la surface à une fréquence élevée mais avec une résolution spatiale limitée par l'éloignement par rapport à la Terre (environ 36 000 km). A l'inverse, les satellites polaire localisés à plus basse altitude (autour de 800 km), permettent d'avoir des résolutions spatiales plus fines, de l'ordre de 1 km pour les capteurs à large champ, mais ne voient un point de la surface situé près de l'équateur

La fusion multi-capteur

qu'une fois par jour environ. Cette relativement faible répétitivité temporelle rend plus difficile le suivi saisonnier des variables biophysiques continentales, en particulier pendant les phases de croissance ou de sénescence de la végétation. En pratique, les capteurs satellitaires optiques sont de surcroît fortement pénalisés par la couverture nuageuse (de l'ordre de 80% du temps en moyenne globale et annuelle) qui réduit le nombre d'observations effectivement disponibles. Ceci est particulièrement criant pour la zone intertropicale et les hautes latitudes en hiver. Il arrive fréquemment que le nombre d'observations collectées sur une période donnée soit insuffisant pour inverser les modèles de réflectance, ce qui se traduit par des « trous » dans les cartes de variables biophysiques. Ce phénomène est particulièrement flagrant pour les hautes latitudes en hiver et pour les zones tropicales qui sont quasiment constamment couvertes par les nuages. Ces trous de mesure constituent l'un des principaux obstacles à l'utilisation des produits issus des capteurs optiques.

Un autre inconvénient des produits mono-capteurs est qu'ils sont difficilement comparables entre eux : En effet, pour chaque capteur est développé une chaîne de traitement spécifique avec ses algorithmes propres. Par conséquent, le produit final peut varier sensiblement selon les méthodes retenues pour la calibration du capteur, la correction des effets atmosphériques, la détection des nuages ou selon le modèle choisi pour décrire la réflectance. Les différences sont encore plus grandes lorsque les caractéristiques instrumentales des capteurs ne sont pas les mêmes. En particulier, les réponses spectrales, qui déterminent quelles parties du spectre sont observées par le capteur, peuvent être très différentes d'un instrument à l'autre. Même pour des capteurs faisant partie d'une même série (AVHRR, METEOSAT), les réponses spectrales peuvent changer légèrement d'une version à l'autre. Toutes ces différences rendent difficile la constitution de longues séries temporelles qui ne peuvent se faire qu'en raccordant les données de plusieurs capteurs, leur durée de vie étant limitée.

II.1.2 Principe de la fusion multi-capteur

II.1.2.a) Objectifs

Pour palier aux limites des produits mono-capteurs, une solution intéressante est la combinaison de mesures issues de plusieurs capteurs ayant des caractéristiques complémentaires, comme c'est le cas pour les capteurs défilants et ceux placés en orbite géostationnaire pour ce qui est de la couverture spatio-temporelle. Comme nous l'avons vu, la couverture nuageuse est une des principales limitations des capteurs optiques. En multipliant le nombre de capteurs, on augmente les chances d'acquérir la quantité d'information nécessaire à la détermination des variables biophysiques. On espère ainsi réduire le nombre de trous de mesures qui apparaissent sur les cartes. Au delà de l'aspect quantitatif, la fusion multi-capteur doit permettre également une amélioration de la qualité des produits de télédétection grâce à une information plus riche dans le domaine angulaire ou dans le domaine spectral qui permet de mieux contraindre les modèles.

L'autre grand objectif de la fusion multi-capteur est de pouvoir raccorder plusieurs capteurs dans le temps sans introduire de discontinuité dans les séries temporelles. Par exemple, il serait intéressant de pouvoir raccorder les capteurs AVHRR et VEGETATION, le second pouvant être vu comme un successeur possible du premier dont les premières mesures remontent à 1981 mais dont les performances techniques sont aujourd'hui en retrait. De même, il apparaît essentiel de pouvoir assurer la continuité entre les différentes versions de METEOSAT et le capteur SEVIRI embarqué sur MSG (Meteosat Second Generation).

II.1.2.b) Aspect théorique

L'apport de la fusion multi-capteur en terme de précision sur la restitution des paramètres de surface peut être quantifié à l'aide de la théorie statistique de Bayes. Soit X une variable de surface que l'on cherche à estimer. On considère que l'on dispose d'une série de n jeux d'observations Z_1, \dots, Z_n permettant d'obtenir n estimations X_1, \dots, X_n de la variable X . Dans le cas de la fusion multi-capteur, on dispose ainsi d'un jeu d'observation par capteur. Le théorème de Bayes stipule que la probabilité conditionnelle de X , connaissant l'ensemble des jeux d'observations, est donnée par :

$$P(X/Z_1, Z_2, \dots, Z_n) = \frac{P(X/Z_1)P(X/Z_2)\dots P(X/Z_n)}{P(Z_1, Z_2, \dots, Z_n)} P(X) \quad (\text{II.1a})$$

où $P(X)$ est la probabilité *à priori* de X , c'est à dire en l'absence de toute observation. On

La fusion multi-capteur

suppose que les probabilités $P(X/Z_i)$ sont de type gaussiennes et caractérisées par une moyenne X_i et une covariance C_i :

$$P(X/Z_i) = \alpha_i e^{-\frac{1}{2}(X-X_i)^T C_i^{-1} (X-X_i)} \quad (\text{II.1b})$$

L'équation II.1 s'écrit alors :

$$P(X/Z_1, Z_2, \dots, Z_n) = \frac{P(X) \prod_{i=1}^n \alpha_i}{P(Z_1, Z_2, \dots, Z_n)} e^{-\frac{1}{2} \sum_{i=1}^n (X-X_i)^T C_i^{-1} (X-X_i)} \quad (\text{II.1c})$$

En développant le double produit à l'intérieur de l'exponentielle on montre que :

$$\begin{aligned} P(X/Z_1, Z_2, \dots, Z_n) &= \frac{P(X) \prod_{i=1}^n \alpha_i}{P(Z_1, Z_2, \dots, Z_n)} e^{-\frac{1}{2} (X-X')^T C'^{-1} (X-X') + f(X, C_i)} \\ &= \alpha' e^{-\frac{1}{2} (X-X')^T C'^{-1} (X-X')} \end{aligned} \quad (\text{II.1d})$$

$$\text{où } C'^{-1} = \sum_{i=1}^n C_i^{-1} \quad (\text{II.1e})$$

$$\text{et } X' = C' \sum_{i=1}^n C_i^{-1} X_i, \quad (\text{II.1f})$$

$f(X_i, C_i)$ et α' étant des constantes dont la détermination n'est pas importante ici. L'équation (II.3) établit que la probabilité $P(X/Z_1, \dots, Z_n)$ est également de type gaussienne ayant pour moyenne X' et pour covariance C' . Dans le cas simple où l'on dispose de deux mesures à une dimension, x_1 et x_2 , ayant pour écart type respectivement σ_1 et σ_2 , on retrouve le résultat classique selon lequel on obtient une estimation x' d'écart type σ' défini par :

$$\begin{aligned} \frac{1}{\sigma'^2} &= \frac{1}{\sigma_1^2} + \frac{1}{\sigma_2^2} \\ x' &= \sigma'^2 \left(\frac{x_1}{\sigma_1^2} + \frac{x_2}{\sigma_2^2} \right) \end{aligned} \quad (\text{II.2})$$

Une illustration de ce cas de figure est donnée par la figure II.1 pour le cas ($\sigma_1 = 0,3$; $x_1 = 4$) et ($\sigma_2 = 0,6$; $x_2 = 6$), la combinaison des deux observations donnant ($\sigma' = 0,2$; $x' = 4,67$).

Le résultat important que l'on tire de l'équation (II.1e) est que la covariance C' est systématiquement inférieure aux covariances individuelles C_i . Autrement dit, la combinaison de plusieurs jeux d'observation est toujours profitable en terme de précision, et ce même si

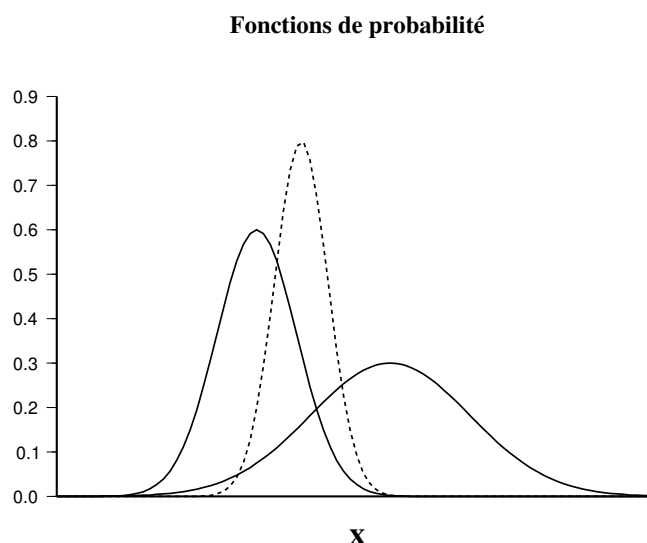


Figure II.1 : Fonction de probabilité résultant de la combinaison de deux observations indépendantes (traits continus).

certaines des mesures présentent une covariance élevée (cas des mesures très bruitées). En télédétection, il apparaît ainsi intéressant de combiner les mesures d'un instrument ayant une bonne précision, comme c'est le cas pour les capteurs MERIS et VEGETATION, avec les mesures d'un capteur réputé moins précis comme AVHRR, alors que cette idée peut paraître étrange au premier abord. La crainte est en effet que la prise en compte du capteur le moins précis ait plutôt tendance à dégrader le résultat. Le théorème de Bayes nous prouve que cela n'est pas le cas, à condition toutefois que ses hypothèses soient respectées, c'est à dire que la distribution d'erreur des mesures soit gaussienne et centrée sur zéro. Or cela n'est pas toujours le cas puisque les mesures satellitaires présente souvent des biais systématiques dus à un étalonnage imparfait de l'instrument. La combinaison de différents jeux de mesure suppose également que les covariances soient correctement estimées, ce qui n'est pas une tâche facile. Nous reviendrons au chapitre III sur la façon d'estimer le bruit de mesure des capteurs utilisés.

II.1.2.c) Les niveaux de fusion

La fusion multi-capteur peut intervenir à différents niveaux de la chaîne de traitement des données satellitaires. Les produits intermédiaires sont qualifiés par un niveau allant de 0 à 3 qui indique leur degré d'avancement dans la chaîne. Le niveau 0 correspond aux mesures brutes transmises par l'instrument, sous forme de comptes numériques, tandis que le niveau 3 correspond à des variables biophysiques avancées comme l'albédo, l'indice foliaire ou la fraction de végétation. Les chaînes de traitement comportent habituellement les phases

La fusion multi-capteur

suivantes : Calibration radiométrique (niveau 1), correction des effets atmosphériques (niveau 2), inversion d'un modèle de réflectance bidirectionnelle (niveau 3a), calcul de l'albédo et des autres variables biophysiques (niveau 3b). Nous reviendrons plus en détail sur chacune de ces étapes dans le chapitre III.

La figure II.2 présente les différents niveaux de fusion possibles. Le premier niveau en partant du haut correspond à une simple moyenne entre les produits de niveau 3 délivrés par chacun des instruments x, y et z. Cette moyenne doit être pondérée en fonction des incertitudes associées aux produits pour chaque capteur. Ce type de fusion est relativement simple à mettre en oeuvre mais ne permet pas de profiter des synergies possibles entre capteurs. Un second niveau de fusion peut intervenir au niveau des coefficients du modèle directionnel. Le jeu de coefficients résultant de cette fusion se calcule alors à l'aide de l'équation (II.1f). Par rapport au premier cas décrit ci-dessus, ce type de fusion bénéficie des complémentarités des différents capteurs dans le domaine angulaire. Le dernier niveau de fusion, qui est celui considéré dans la suite de ce chapitre, consiste à combiner directement les réflectances bidirectionnelles des différents capteurs au niveau de l'inversion du modèle directionnel. Ce type de fusion bénéficie non seulement de la complémentarité angulaire des

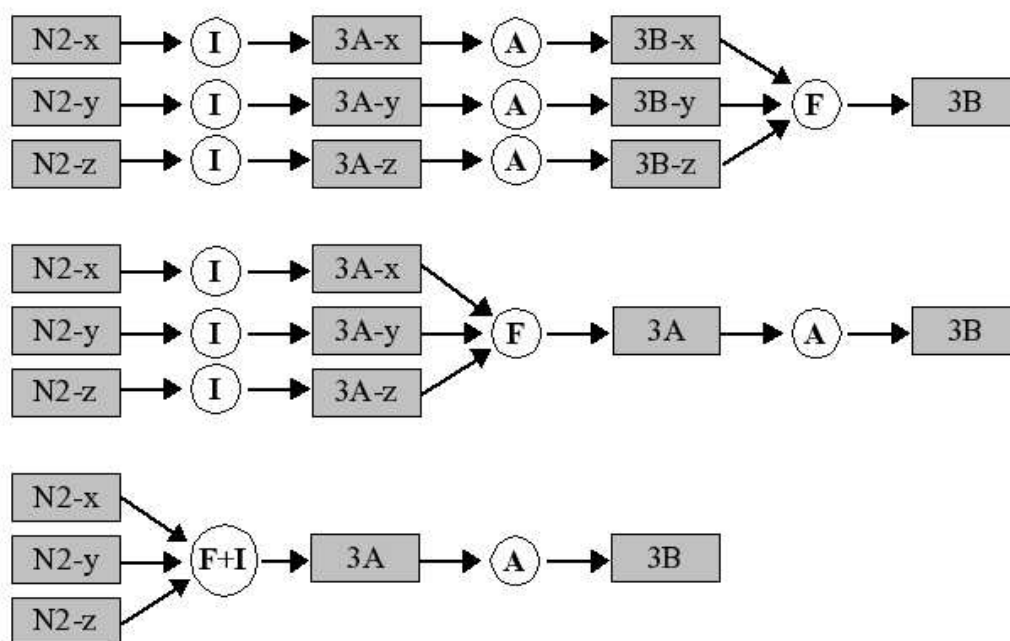


Figure II.2 : Les différents niveaux de fusion possibles, pour trois capteurs x, y et z. **N2** : Réflectances bidirectionnelles à la surface. **3A** : Coefficients du modèle directionnel. **3B** : Albédo. **I** : Étape d'inversion. **A** : Algorithmes de calcul. **F** : Étape de fusion.

La fusion multi-capteur

capteurs, mais aussi d'une meilleure couverture spatio-temporelle grâce à la multiplication du nombre de mesures au niveau de l'inversion.

Un niveau de fusion encore plus avancé (non représenté sur la figure II.2) serait de combiner les réflectances bidirectionnelles au sommet de l'atmosphère (niveau 1) au lieu des réflectances corrigées des effets atmosphériques (niveau 2) et de les utiliser pour inverser un modèle représentant à la fois les effets directionnels de la surface et les effets de diffusion et d'atténuation de l'atmosphère. Un modèle de ce type qui serait en même temps suffisamment simple à inverser pour être utilisé sur de gros volumes de données reste cependant à écrire. En conservant séparées les étapes de correction atmosphérique et d'inversion du modèle de réflectance de surface, il serait toutefois possible de combiner les bandes spectrales et les directions d'observation de plusieurs capteurs pour améliorer la correction atmosphérique. Par exemple, la fusion pourrait permettre de constituer un masque nuage unique pour tous les capteurs lorsque leur heure locale de passage au dessus la surface est proche.

II.1.3 Les projets de fusion multi-capteur

A ce jour, peu de tentatives de fusion multi-capteur ont eu lieu pour la restitution de variables biophysiques. Les applications existent surtout dans le domaine de la fusion spatiale, que nous aborderons au chapitre §II.4, pour l'amélioration du contraste des images à haute résolution ou pour la classification des surfaces en combinant par exemples des images optiques et des images radar. Dans le domaine des variables biophysiques, on peut toutefois noter l'utilisation des deux instruments VEGETATION 1 et 2 à bord des satellites SPOT 4 et 5 (Hagolle, 2004) ainsi que des instruments MODIS embarquées sur les satellites TERRA et AQUA (Luo *et al.*, 2004). Cette dernière utilisation se fait aujourd'hui dans un cadre opérationnel et les produits sont disponibles auprès du LP DAAC (Land Processes Distributed Active Archive Center). La fusion est grandement facilitée ici par le fait que les deux instruments sont identiques. Cependant, en dehors de l'augmentation du nombre de mesures, ce type de fusion ne crée pas de synergie particulière comme ce serait le cas avec des capteurs aux caractéristiques différentes. Plus innovant est la combinaison de ces mêmes données MODIS avec les données du capteur MISR, également embarqué sur TERRA (Jin *et al.*, 2002). La particularité de MISR est de mesurer la réflectance avec neuf angles de visée différents en un seul passage, ce qui constitue un grand atout pour l'inversion des modèles de réflectance bidirectionnelle. Le type de fusion actuellement étudié est l'utilisation des variables du modèles directionnel restituées avec MISR comme valeurs *a priori* pour l'inversion du modèle avec les données MODIS. La combinaison directe des réflectances bidirectionnelles des deux capteurs est également envisagée mais nécessite une harmonisation des chaînes de traitement des deux capteurs, notamment pour la correction atmosphérique.

Le projet européen CYCLOPES (Geiger *et al.*, 2004), coordonné par l'INRA-Avignon, est la première tentative pour réaliser la fusion au niveau opérationnel de capteurs ayant des caractéristiques différentes. Ce projet a en effet pour objectif la production de variables biophysiques à l'échelle globale, pour les années 1997 à 2003, en utilisant un ensemble de capteurs comprenant VEGETATION sur SPOT4-5, MERIS sur ENVISAT, POLDER sur ADEOS, AVHRR sur la série NOAA et SEVIRI sur MSG. Le tableau II-1 résume les caractéristiques de ces capteurs dont une description plus détaillée est disponible dans l'annexe A. On y remarque que chaque capteur possède au moins un point fort comparé aux autres. Pour VEGETATION, il s'agit de la résolution spatiale et de la disponibilité temporelle, de 1998 à nos jours. Pour MERIS on retient également la résolution temporelle ainsi que la résolution spectrale avec 15 bandes de mesures. Dans le cas de POLDER, il s'agit

La fusion multi-capteur

de la résolution angulaire avec la mesure de la réflectance dans 14 directions de visées différentes à chaque passage. SEVIRI offre une grande résolution temporelle grâce à sa position géostationnaire avec une couverture de près de la moitié du globe toutes les 15 minutes. Les mesures sont de surcroît effectuées avec un angle solaire variables alors qu'il reste quasiment constant d'un jour à l'autre pour les autres capteurs, placés eux sur des orbites héliosynchrones. Cependant, les données n'étant disponibles qu'à partir de 2004, ce capteur n'a finalement pas été utilisé pour le projet. Enfin, AVHRR, à la technologie plus ancienne, est intéressant de part son archive temporelle qui remonte jusqu'à 1981. C'est ainsi le seul capteur qui couvre l'ensemble de la période 1997-2003.

Le travail de thèse présenté dans cette ouvrage a été réalisé en collaboration avec le projet CYCLOPES. En tant que partenaire du projet, Météo-France était chargé de fournir la méthodologie pour la fusion multi-capteur. En retour, nous disposons des données collectées et traitées par le centre de production à MEDIAS France, en particulier les réflectances corrigées des effets atmosphériques que nous avons utilisées dans le chapitre III.

Capteur	MERIS	VEGETATION	POLDER	AVHRR	SEVIRI
Orbite	Polaire	Polaire	Polaire	Polaire	Géostationnaire
Résolution spatiale	250m -1 km	1 km	7 km	1- 4 km	3-10 km
Bandes de mesure	15	4	7	3	3
Fréquence	~ 1,5 jours	1 jour	1 jour	1 jour	15 minutes
Angle solaire	~ constant	~ constant	~ constant	~ constant	Variable
Angle de visé	Variable	Variable	Variable dans 14 directions	Variable	Constant
Disponibilité temporelle	> 2003	> 1998	08/96 – 06/97 02/02 – 10/03	> 1981	> 2004

Tableau II-1 : Caractéristiques des capteurs du projet CYCLOPES.

II.2 Fusion spectrale

II.2.1 Préambule

La figure II.3 montre les réponses spectrales dans la visible et le proche infrarouge pour les capteurs figurant dans le tableau II-1. On peut y observer que MERIS et POLDER possèdent des bandes spectrales relativement fines, tandis que les bandes de AVHRR, VEGETATION et SEVIRI sont plus larges. De plus, ces bandes spectrales ne sont pas centrées exactement sur les mêmes longueurs d'onde. Il en résulte que les mesures effectuées par ces différents capteurs ne sont pas équivalentes : La réflectance dans le « rouge » délivrée par MERIS par exemple ne sera pas la même que la réflectance délivrée par VEGETATION. La figure II.4 illustre cet effet en superposant les réponses spectrales de ces deux capteurs dans le visible ainsi que les réflectances spectrales typiques pour le sol et les feuilles.

Dans le bleu, on constate que la bande de VEGETATION, centrée sur 458 nm, est décalée vers la droite par rapport à la bande de MERIS qui est centrée sur 445 nm. Lorsque la surface correspond à du sol nu, la pente de la réflectance est positive (droite des sols). Par conséquent la bande de VEGETATION couvre des valeurs de réflectance plus élevées que celle de MERIS, ce qui se traduit par une réflectance mesurée comparativement plus forte. Cet effet disparaît en grande partie en présence de végétation car dans ce cas la réflectance spectrale « s'aplatit » du fait de l'absorption chlorophyllienne. Dans le rouge, les bandes de VEGETATION (657 nm) et MERIS (665 nm) sont centrées à peu près au même endroit. Cependant, la bande rouge de VEGETATION est beaucoup plus large que celle de MERIS. Dans le cas du sol nu, il y a cette fois-ci peu de conséquences. En effet, la réflectance du sol évoluant de façon quasiment linéaire dans cette région du spectre, sa valeur moyenne sur la partie couverte par VEGETATION est peu différente de la réflectance fournie par MERIS. En revanche, en présence de végétation la réflectance de la surface n'est plus monotone mais présente un minimum à 670 nm correspondant au pic de l'absorption chlorophyllienne, soit quasiment au niveau de la bande de MERIS. La bande de VEGETATION couvrant une zone plus large, incluant même une partie du « red edge » (région au delà de 700 nm où la pente de la réflectance est très forte), produit par conséquent une réflectance plus forte que celle fournie par MERIS. Une quantification de ces différences est effectuée au paragraphe suivant.

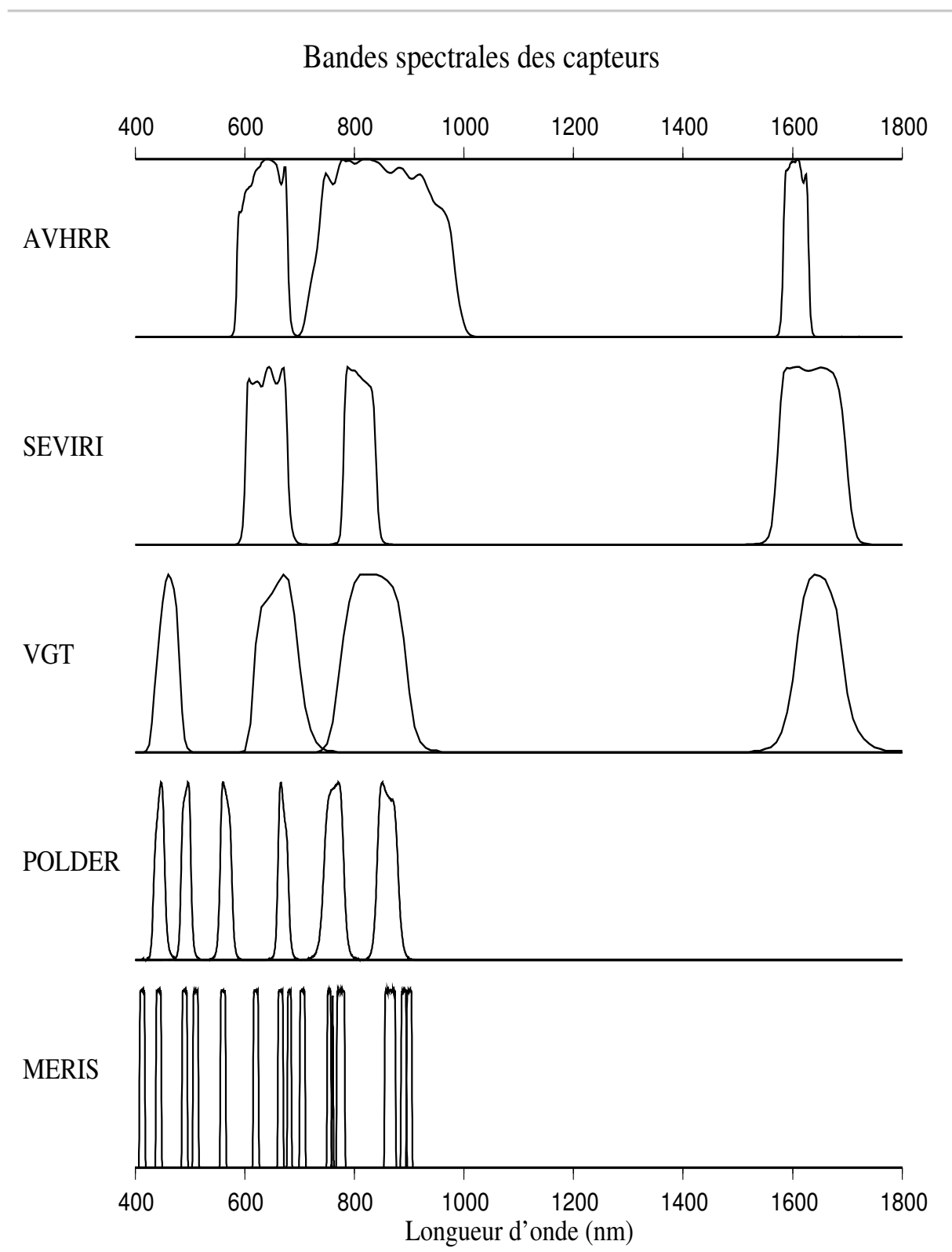


Figure II.3 : Réponse spectrale des capteurs

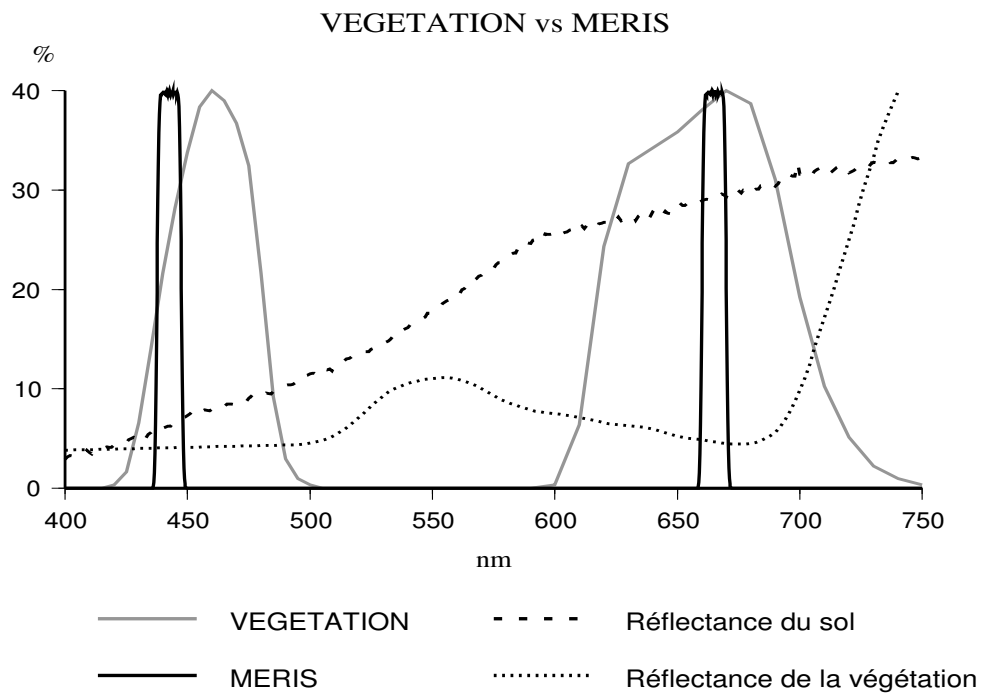


Figure II.4 : Comparaison des réponses spectrales des capteurs VEGETATION et MERIS et des réflectances spectrales typiques du sol et des feuilles.

II.2.2 Différences entre capteurs

Afin de quantifier les différences entre capteurs ayant pour origine uniquement leur réponses spectrales. Les autres sources d'erreur (calibration, correction des effets atmosphériques, quantification numérique, ...) sont par conséquent ici ignorées. Pour ce faire, nous avons eu recours au modèle de transfert radiatif SAIL décrit au chapitre §I.4. Dans un premier temps ce modèle a servi à simuler un grand nombre de signatures spectro-directionnelles pour un large éventail de surfaces. Nous avons utilisé les paramétrisations suivantes, résumées dans le tableau II-2 :

- Pour les angles de visée et d'illumination, nous avons utilisé un code de calcul des orbites satellitaires pour générer l'ensemble des configurations géométriques possibles pour chaque capteur. La figure II.5 montre en représentation polaire les angles obtenus avec ce code pour un point correspondant géographiquement à la ville de Toulouse.
- Pour les propriétés optiques du sol et de la végétation, nous nous sommes appuyés sur les bases de données spectrales décrites au chapitre §I.3, en prenant en compte l'effet de l'humidité du sol sur la réflectance (réduction de moitié à 20% d'humidité). Dans cette base de données, la neige n'est pas représentée.
- Trois types de distribution d'orientation des feuilles sont utilisées : Sphérique, érectophile et planophile, avec pour probabilités respectives 0.5, 0.25 et 0.25.
- La fraction de couverture végétale ($fCover$) est prise aléatoirement entre 0 et 1 selon une distribution uniforme. L'indice foliaire (LAI) est pris aléatoirement entre 0 et 8, selon une distribution gaussienne d'écart type 2. Le centre de la distribution est prit égal à 4 fois la valeur du $fCover$, afin de traduire le fait que ces deux variables sont liées.

Variables SAIL	Origine ou valeurs
Configuration géométrique	Code orbital
Réflectance spectrale du sol	ASTER + humidité
Réflectance spectrale des feuilles	ASTER, LOPEX'93, BOREAS, HAPEX-Sahel, PROSPECT
Distribution angulaire des feuilles	Sphérique, érectophile ou planophile
Indice foliaire (LAI)	[0 ; 8] Distribution gaussienne ($m = 4 \times fCover$; $\sigma = 2$)
Fraction de végétation ($fCover$)	[0 ; 1] Distribution uniforme
Paramètre de hot spot	[10^{-3} ; 1] Distribution gaussienne ($m = 10^{-3}$; $\sigma = 0,5$)
Fraction de rayonnement diffus	0,2

Tableau II-2 : Caractéristiques des variables de SAIL utilisées pour les simulations de réflectance.

La fusion multi-capteur

- Le paramètre de hot spot est pris entre une valeur 10^{-3} , cas qui correspond à un couvert de 10 m de haut et des feuilles de 1 cm de longueur, et une valeur de 1 qui correspond au cas où la hauteur du couvert se réduit à la taille des feuilles (herbe).
- La fraction de rayonnement diffus est fixée à 0,2.

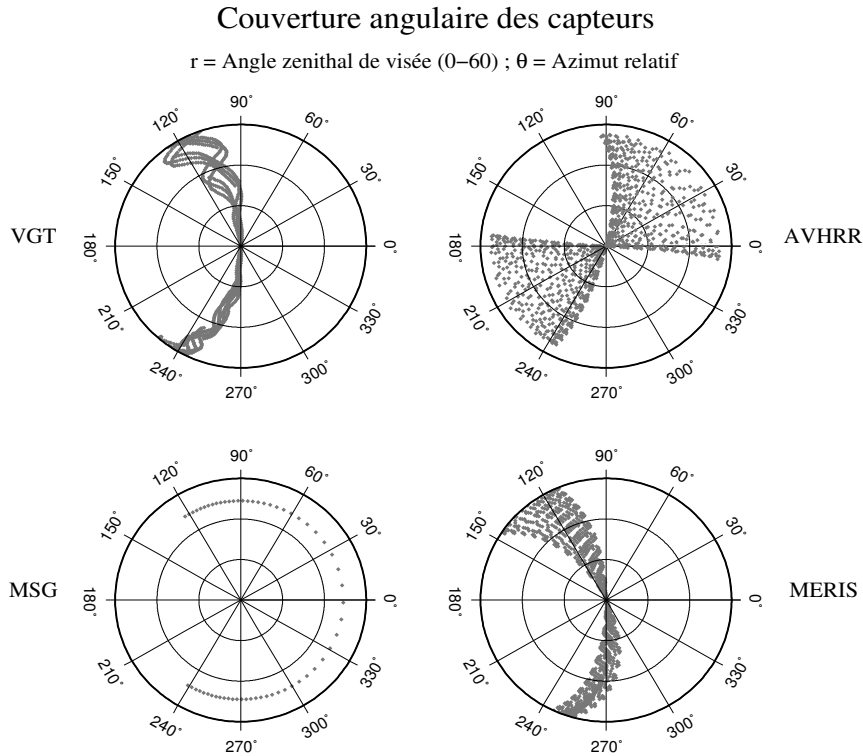


Figure II.5: Simulation des angles zénithal de visée et azimut relatif au soleil, pour des mesures satellitaires acquises pour la ville de Toulouse au cours d'une année.

Si SAIL permet de calculer la réflectance spectro-directionnelle $\rho_s(\lambda)$ d'un couvert donné, il ne donne pas cependant les réflectances effectivement mesurées par les capteurs. Pour les obtenir, il faut faire intervenir la fonction de sensibilité ou réponse spectrale $S_i(\lambda)$ de la bande i du capteur considéré. La réflectance mesurée par le capteur après correction des effets atmosphériques, appelée ici *réflectance équivalente*, peut être prédite à l'aide de la formule :

$$\rho_i^{eq} = \frac{\int \rho(\lambda) S_i(\lambda) E(\lambda) T_a(\lambda) d\lambda}{\int S_i(\lambda) E(\lambda) T_a(\lambda) d\lambda} \quad (\text{II.3})$$

où $T_a(\lambda)$ est la transmittance spectrale de l'atmosphère et $E(\lambda)$ est l'éclairement spectral

La fusion multi-capteur

moyen à la surface. Pour cette dernière grandeur, nous avons utilisé le spectre solaire standard (Gueymard et al., 2002) établi par l'industrie photovoltaïque et la société américaine de tests sur les matériaux (ASTM). Pour la transmittance de l'atmosphère, nous avons utilisé la courbe obtenue au chapitre I.3.6, dans le cas d'une atmosphère standard, à l'aide du modèle SBDART (Paul et al., 1998). Les termes E et T dans (II.3) ont relativement peu d'impact pour les bandes spectrales étroites comme celles de MERIS et POLDER. En revanche, ils ne peuvent être négligés pour des bandes plus large, en particulier VEGETATION et AVHRR dans le proche infrarouge.

L'application de (II.3) sur les réflectances spectrales simulées avec SAIL permet de prédire quelles seraient les mesures délivrées par les instruments dans les mêmes conditions. Cette formule nous permet donc de comparer les mesures des différents capteurs. Pour mener cette comparaison, nous avons retenu quatre classes de surface : Un sol nu, une couverture végétale partielle correspondant à un LAI de 2, une végétation dense correspondant à un LAI de 8 et une végétation sénescence, toujours avec un LAI de 8. Les différences pour chaque capteur sont calculées par rapport à MERIS pour les bandes 445, 655 et 855 nm et par rapport à VEGETATION pour la bande à 1644 nm. Les résultats sont donnés dans les tableaux II-3 à II-6. Les écarts sont donnés en valeur absolue, en prenant l'écart quadratique moyen sur toutes les simulations, et en valeur relative, en pourcentage par rapport à la réflectance moyenne pour chaque classe. Pour les bandes spectrales dont la réflectance est faible, comme c'est le cas pour le rouge (665 nm) et le bleu (445 nm), l'écart relatif donne une meilleure indication de la différence entre capteurs. On constate ainsi que cet écart atteint des valeurs très élevées; jusqu'à 50% pour VEGETATION et plus de 30% pour AVHRR et SEVIRI dans le rouge (tableau II-4), pour le cas d'une végétation dense.

D'une manière générale, les écarts sont les plus importants pour la bande rouge et la bande bleu. Dans le cas de POLDER, ils restent partout faibles en raison de la proximité des bandes avec celles de MERIS. Pour l'ensemble des capteurs, dans le rouge et le moyen-infrarouge, l'écart croît avec la présence de végétation saine et se réduit lorsqu'elle devient sénescence. Dans le proche infrarouge, l'écart est au contraire maximal pour la végétation sénescence avec des valeurs atteignant 10%. Pour le bleu, l'écart est à peu près le même pour tous les types de surface, avec toutefois une valeur plus forte à 15,6% pour VEGETATION dans le cas du sol nu. Cela peut paraître surprenant dans la mesure où les écarts avec du sol nu sont partout ailleurs plus faibles que dans les autres types de surface. Ce dernier cas peut s'expliquer par le décalage de la bande bleu de VEGETATION par rapport à celle de MERIS.

La fusion multi-capteur

Comme cela a été discuté au chapitre précédent à l'aide de la figure II.4, ce décalage a d'avantage de conséquences dans le cas du sol nu qu'en présence de végétation. De même, on retrouve un écart important entre VEGETATION et MERIS dans le rouge en présence de végétation (50,9%) alors qu'il est très faible dans le cas du sol nu (1,66%), tel que prédit par l'analyse qualitative des réponses spectrales des capteurs. Le fait que l'écart en présence de végétation soit plus élevé que pour AVHRR et SEVIRI, malgré des bandes de largeurs équivalentes, s'explique par le décalage plus prononcé de la bande de VEGETATION vers le « red edge » où les réflectances sont plus fortes.

Type de surface	MERIS 445nm vs POLDER 443nm		, VGT 458nm	
	$\Delta \rho$	%	$\Delta \rho$	%
Sol nu	0,0025	2,79	0,0118	15,60
Vgt. faible	0,0007	2,60	0,0031	9,72
Vgt. dense	0,0006	2,35	0,0028	11,00
Vgt. sénescence	0,0025	2,90	0,0103	11,90

$\Delta \rho$ = Écart quadratique moyen ; % = Écart en pourcentage du signal

Tableau II-3 : Différence entre la bande bleu de MERIS et les autres capteurs.

Type de surface	MERIS 665nm vs POLDER 670nm		, VGT 657nm		, AVHRR 634nm		, SEVIRI 644nm	
	$\Delta \rho$	%	$\Delta \rho$	%	$\Delta \rho$	%	$\Delta \rho$	%
Sol nu	0,0026	1,03	0,0042	1,66	0,0184	7,29	0,0152	6,02
Vgt. faible	0,0006	1,04	0,0143	24,90	0,0083	14,40	0,0095	16,50
Vgt. dense	0,0007	2,11	0,0159	50,90	0,0106	31,90	0,0116	34,90
Vgt. sénescence	0,0025	1,26	0,0175	8,82	0,0210	10,60	0,0182	9,17

$\Delta \rho$ = Écart quadratique moyen ; % = Écart en pourcentage du signal

Tableau II-4 : Différence entre la bande rouge de MERIS et les autres capteurs

Type de surface	MERIS 865nm vs POLDER 865nm		, VGT 830nm		, AVHRR 847nm		, SEVIRI 810nm	
	$\Delta \rho$	%	$\Delta \rho$	%	$\Delta \rho$	%	$\Delta \rho$	%
Sol nu	0,0010	0,32	0,0064	2,03	0,0072	2,28	0,0137	4,35
Vgt. faible	0,0010	0,25	0,0064	1,58	0,0186	4,59	0,0180	4,44
Vgt. dense	0,0020	0,40	0,0103	2,04	0,0316	6,25	0,0281	5,56
Vgt. sénescence	0,0040	0,93	0,0256	5,96	0,0309	7,20	0,0461	10,70

$\Delta \rho$ = Écart quadratique moyen ; % = Écart en pourcentage du signal

Tableau II-5 : Différence entre la bande PIR (proche infrarouge) de MERIS et les autres capteurs.

La fusion multi-capteur

Type de surface	VGT 1644nm vs AVHRR 1605nm		, SEVIRI 1640nm	
	$\Delta \rho$	%	$\Delta \rho$	%
Sol nu	0,0033	1,06	0,0012	0,39
Vgt. faible	0,0137	3,42	0,0056	1,40
Vgt. verte	0,0143	2,87	0,0059	1,18
Vgt. sénescence	0,0079	1,93	0,0036	0,88

$\Delta \rho$ = Écart quadratique moyen ; % = Écart en pourcentage du signal

Tableau II-6 : Différence entre la bande MIR (moyen infrarouge) de VEGETATION et les autres capteurs.

II.2.3 Normalisation spectrale

L'ensemble des résultats précédents confirme la nécessité de réaliser une normalisation spectrale avant de combiner les mesures de plusieurs capteurs. La précision des mesures de réflectance par les capteurs spatiaux est généralement estimée autour de 5% du signal, en incluant les erreurs d'étalonnage. D'après les calculs menés ici, on constate que les écarts entre instruments dépassent couramment les 10%, voir les 30% pour la bande rouge, qui est une des bandes cruciales pour l'estimation des variables de surface liées à la végétation. Pour que la fusion de données multi-capteur présente un intérêt, il est donc indispensable de parvenir à ramener ces écarts sous le seuil de 5%.

Pour rendre les mesures des différents capteurs comparables, l'approche que nous avons retenue est d'appliquer une normalisation spectrale de telle sorte que les bandes de mesure soient converties vers un certain nombre de bandes spectrales de référence, communes à tous les capteurs. Plutôt que de caler tous les capteurs par rapport à un capteur de référence, comme c'est le cas généralement pour l'étalonnage, nous avons choisi comme bandes de référence des bandes « Dirac », c'est à dire correspondant à une longueur d'onde précise. Ainsi, les produits satellitaires générés avec cette méthode seront interprétables sans avoir à se préoccuper des caractéristiques du capteur utilisé comme référence. Qui plus est, la possibilité existe aussi de choisir les bandes de référence en fonction de leur intérêt pour la détermination des variables biophysiques de surface. Il semble néanmoins évident que la normalisation spectrale sera d'autant meilleure que les bandes de référence sont proches de celles des capteurs. Autrement dit, on évitera d'extrapoler les mesures des capteurs vers une partie du spectre qui soit trop éloignée. Les bandes de référence doivent donc être choisies de manière à minimiser l'écart par rapport à l'ensemble des bandes des capteurs.

Lorsqu'on superpose les bandes spectrales des différents capteurs (figure II.6), on remarque que les longueurs d'onde à 443, 490, 560, 665, 760, 865 et 1644 nm sont celles qui répondent le mieux au critère énoncé ci-dessus. Parmi ces longueurs d'onde, les six premières correspondent en fait aux bandes de l'instrument MERIS qui se rapprochent des bandes « Dirac » du fait de leur grande finesse. Ces longueurs d'onde se situent également très proches du centre des bandes de POLDER et assez proches des bandes VEGETATION, AVHRR et SEVIRI pour 443, 664 et 855 nm. Seule la bande PIR de SEVIRI ne présente pas d'intersection avec l'une de ces bandes de référence. Quand à la dernière longueur d'onde, à 1644 nm, elle correspond au centre de la bande MIR de l'instrument VEGETATION et se

trouve aussi pratiquement au centre de la bande MIR de SEVIRI tout en étant légèrement décalée par rapport à celle de AVHRR.

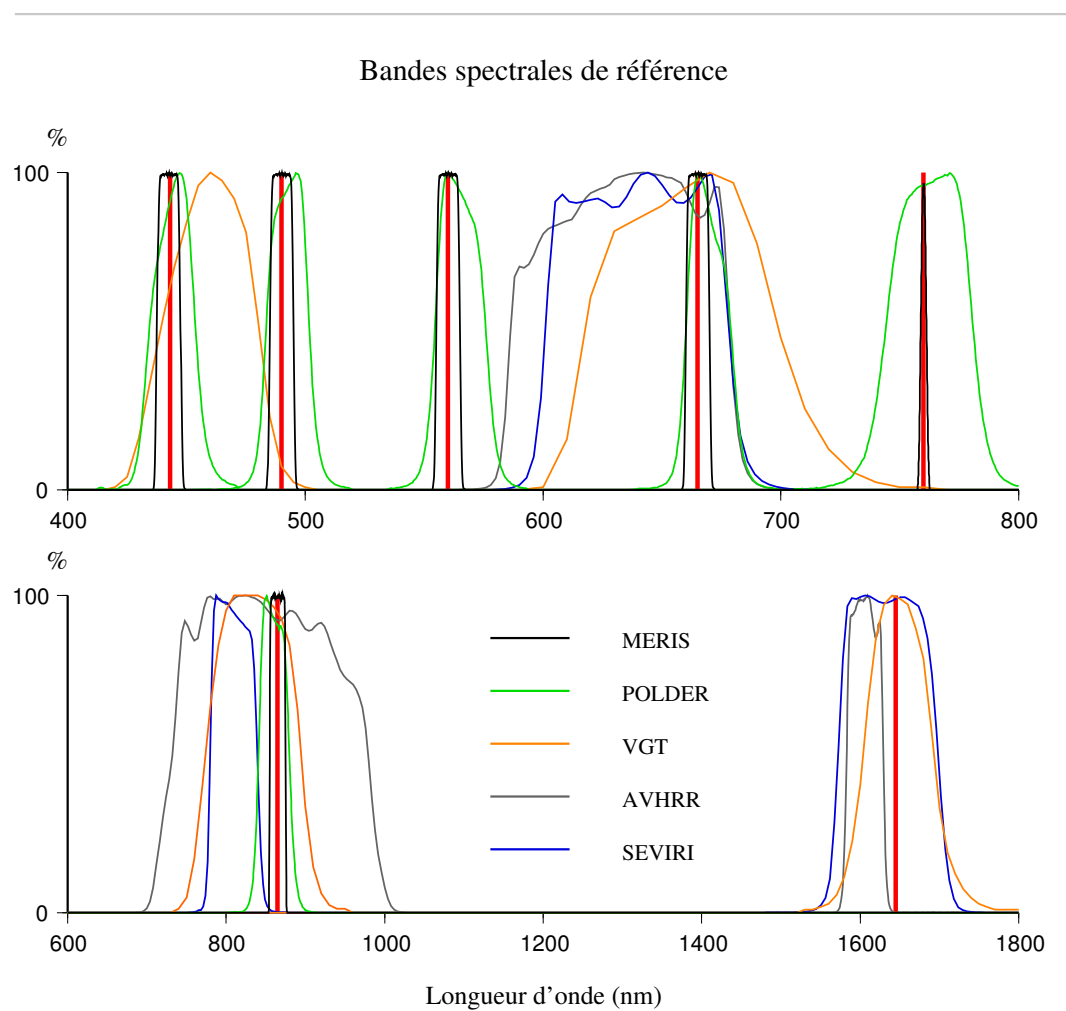


Figure II.6 : Bandes spectrales de référence (traits rouges verticaux) comparées aux bandes des capteurs.

II.2.4 Méthode statistique

II.2.4.a) Principe

Afin de normaliser les bandes spectrales des différents capteurs, une méthode simple consiste à rechercher une régression linéaire entre la réflectance ρ_{ref} correspondant à la bande de référence que l'on cherche à restituer et les mesures ρ_i du capteur, selon la forme :

$$\rho_{ref} = \sum_{j=1}^N \alpha_j \rho_j^{eq} + \alpha_0 \quad (\text{II.4})$$

où N est le nombre de bandes spectrales du capteur et ρ_i^{eq} est la réflectance équivalente définie par l'équation (II.3). Les coefficients α_i peuvent alors être déterminés par régression à partir des simulations du modèle SAIL. On fait l'hypothèse qu'une telle relation est valable quelle que soit la configuration géométrique. On cherche de plus à ce que la relation (II.4) soit valable quel que soit le type de surface. C'est la raison pour laquelle toutes les bandes du capteur sont potentiellement utilisées pour tenter de reproduire la bande de référence, car ces bandes sont susceptibles de contenir l'information permettant de s'adapter à des surfaces ayant des signatures spectrales différentes. Une autre approche consisterait à rechercher une relation en fonction du type de surface, et de s'appuyer sur une carte d'occupation des sols pour savoir quelle formule appliquer aux mesures satellitaires. Cela aurait cependant l'inconvénient de devoir utiliser de l'information extérieure, celle-ci ayant elle-même été produite à partir d'autres capteurs satellitaires. De plus, les cartes d'occupation sont généralement statiques et ne rendent pas compte des variations saisonnières ou inter-annuelles qui affectent la surface.

La régression est obtenue en simulant les réflectances équivalentes instrument à l'aide de l'équation (II.3) et en ajoutant un bruit de mesure de manière à donner moins de poids aux bandes spectrales plus bruitées. Le bruit de mesure est en effet sensiblement plus important aux courtes longueurs d'onde que dans le proche ou moyen infrarouge en raison d'une moins bonne correction des effets atmosphériques. La prise en compte du bruit de mesure permet également d'éviter d'obtenir des solutions qui seraient trop dépendantes du jeu de simulation, ainsi que l'apparition de coefficients α_i trop négatifs, ce qui peut se produire lorsque deux bandes spectrales sont fortement corrélées. L'inconvénient des coefficients négatif est d'accroître en pratique le bruit de mesure réel répercuté au sein de (II.3). Le chapitre qui suit décrit la manière dont le bruit de mesure est estimé, au niveau des réflectances de surface, pour les différentes bandes des capteurs.

II.2.4.b) Quantification du bruit de mesure

Le bruit de mesure est défini comme la part non systématique de l'erreur par rapport à la mesure vraie. Sur les réflectances de surface, le bruit est principalement causé par les imperfections de la correction atmosphérique. Le bruit de mesure radiométrique au niveau de l'instrument intervient également mais est faible par rapport aux erreurs dues à la correction atmosphérique. En première approximation, on peut ainsi considérer que le bruit de mesure est proportionnel au chemin optique moyen η parcouru par le rayonnement dans l'atmosphère :

$$\sigma[\rho(\theta_s, \theta_v)] = \sigma[\rho_0(\theta_s=0^\circ, \theta_v=0^\circ)] \eta(\theta_s, \theta_v) \quad (\text{II.5a})$$

$$\text{avec } \eta(\theta_s, \theta_v) = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\cos \theta_s} + \frac{1}{\cos \theta_v} \right) \quad (\text{II.5b})$$

L'équipe MATIS au sein de Météo-France a proposé une méthode pour estimer ce bruit à partir d'une analyse à posteriori des réflectances TOC (ATBD CYCLOPES : Directional normalization, Geiger, 2005). Au cours d'une période de temps suffisamment courte pour que la surface varie peu, les réflectances collectées pour un même pixel sont comparées deux à deux en calculant la différence :

$$\Delta \rho = \left| \rho_j(\theta_{sj}, \theta_{vj}, \phi_j) - \rho_l(\theta_{sl}, \theta_{vl}, \phi_l) \right| \quad (\text{II.6})$$

où les indices j et l représentent deux différentes dates au sein de la période. L'écart entre les deux configurations angulaires est donné par :

$$\Delta \varphi = \arccos \left[\cos \theta_{sj} \cos \theta_{vj} + \sin \theta_{sj} \sin \theta_{vj} \cos(\phi_j - \phi_l) \right] \quad (\text{II.7})$$

La figure II.7 représente la densité de probabilité de $\Delta \rho / \eta$ pour différents intervalles $\Delta \varphi$. Pour des valeurs fortes de $\Delta \varphi$, la distribution est centrée sur des valeurs élevées de $\Delta \rho / \eta$ qui traduisent la dépendance angulaire de la réflectance. En revanche quand $\Delta \varphi$ tend vers zéro, la distribution de $\Delta \rho / \eta$ tend théoriquement vers la distribution des erreurs où seul le bruit de mesure intrinsèque intervient. Sur la figure II.7, on observe que pour l'intervalle correspondant à la plus petite différence angulaire, la courbe peut être approximée par une gaussienne d'écart type $\sigma[\Delta \rho / \eta]$. Par ailleurs, en faisant l'hypothèse d'une distribution gaussienne pour la réflectance ρ_0 , on a $\sigma[\rho_0] = \sqrt{2} \sigma[\Delta \rho]$, ce qui au final permet d'établir la relation :

$$\sigma[\rho_0] = \lim_{\Delta \varphi \rightarrow 0} \sigma[\Delta \rho / \eta] \sqrt{2} \quad (\text{II.8})$$

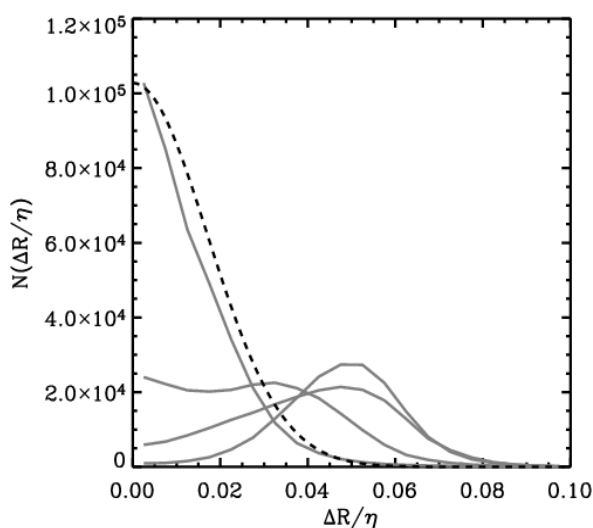


Figure II.7 : Densité de probabilité de la quantité $\sigma[\Delta \rho/\eta]$ pour la bande proche infrarouge de VEGETATION. De haut en bas sur l'axe des ordonnées, les courbes en trait plein correspondent aux intervalles $\Delta \varphi$ de $[0 ; 0,5]$, $[0,5 ; 1]$, $[1 ; 1,5]$ et $[1,5 ; 2]$. La courbe en pointillés correspond à une gaussienne d'écart type égal à 0,016.

Si en plus on détermine avec cette méthode la valeur de $\sigma[\rho_0]$ pour différents intervalles de ρ , on peut dériver un bruit de mesure fonction de l'amplitude du signal que l'on représente sous la forme :

$$\sigma[\rho_0] = N_0 + N_1 \rho \quad , \quad (\text{II.9})$$

les coefficients N_0 et N_1 étant reportés dans le tableau II-7 pour les bandes des capteurs MERIS et VEGETATION. On remarque que la partie constante N_0 du bruit pour MERIS est nettement supérieure à celle de VEGETATION. Ce résultat est surprenant dans la mesure où les algorithmes de correction atmosphérique sont identiques pour les deux capteurs. De plus, le bruit radiométrique de MERIS est plus faible que celui de VEGETATION (Kneubühler *et al.*, 2002). Une explication possible serait un filtrage des nuages moins sévère dans le cas de MERIS qui ferait que certaines mesures seraient partiellement contaminées par des nuages, d'où un bruit de mesure apparent plus élevé. Cette méthode n'a été utilisée à ce jour que sur les données MERIS et VEGETATION fournies par le projet CYCLOPES (plus d'information sur ces données sont données au chapitre III). Pour les autres capteurs, le bruit de mesure a été extrapolé à partir de MERIS pour POLDER, et à partir de VEGETATION pour AVHRR, MODIS et SEVIRI.

Canal	MERIS (+ POLDER)		VEGETATION (+ AVHRR / MODIS / SEVIRI)	
	N_o	N_i	N_o	N_i
445 nm	0,013	0,200	0,009	0,14
560 nm	0,012	0,170	-	-
665 nm	0,015	0,050	0,005	0,05
760 nm	0,018	0,050	-	-
865 nm	0,027	0,000	0,003	0,03
1644 nm	-	-	0,005	0,03

Tableau II-7 : Coefficients pour le calcul du bruit de mesure au nadir des réflectances de surface.

II.2.4.c) Résultats

Les résultats de la régression pour les différents capteurs sont reportés dans les tableaux II-8 à II-12. Les colonnes des tableaux contiennent les coefficients α_i à appliquer à chaque bande du capteur pour reproduire la longueur d'onde de référence. En dernière colonne est indiquée l'erreur quadratique moyenne σ_{reg} après régression. Lors de l'établissement du bilan d'erreur pour les mesures de réflectances satellitaires, cette valeur est à rajouter pour chaque bande spectrale lorsqu'on effectue la fusion en utilisant cette normalisation spectrale.

Dans le cas de MERIS, seule en réalité la bande bleu à 445 nm nécessite une légère correction (2,3% d'erreur relative avant normalisation, ramenée 0,7% après normalisation) et, dans une moindre mesure, la bande verte à 560 nm (0,8% d'erreur relative, ramenée à 0,6%). Pour toutes les autres bandes, l'écart par rapport à la bande de référence est négligeable et la normalisation n'apporte rien (moins de 0,5% d'erreur relative), d'où une quasi diagonale de 1 dans le tableau des coefficients. Pour POLDER, la correction à appliquer reste relativement faible et le σ_{reg} a des valeurs analogues à celles de MERIS, sauf pour la bande à 760 nm où il est un peu plus fort. On voit qu'il n'est pas nécessaire d'utiliser à chaque fois toutes les bandes mais seulement 3 ou 4, généralement à proximité de la bande de référence qui est visée. Les bandes n'apportant pas d'information utile pour la normalisation se voient ainsi attribuer un coefficient nul.

La fusion multi-capteur

Bandes de référence	Bandes MERIS							σ_{reg}
	445 nm	490 nm	560 nm	665 nm	760 nm	865 nm	α_0	
445 nm	0,9976	0	0	0,0076	0	0	0,0001	0,0005
490 nm	0	0,9983	0	0	0	0	0	0,0003
560 nm	0	0	1,0032	0	0	0	-0,0001	0,0009
665 nm	0	0	0	0,9985	0	0	0,001	0,0004
760 nm	0	0	0	0	1	0	0	0,0001
865 nm	0	0	0	0	0	1	0	0,0010

Tableau II-8 : Coefficients pour la normalisation spectrale de MERIS.

Bandes de référence	Bandes POLDER							σ_{reg}
	443 nm	490 nm	565 nm	670nm	765 nm	865 nm	α_0	
445 nm	0,9988	0	0	0	0	0	-0,0001	0,0005
490 nm	0	0,9989	0	-0,0070	0	0	-0,0006	0,0005
560 nm	0	0,0239	1,0142	-0,0443	0	0	0,0019	0,0021
665 nm	0	0,0087	0	0,9887	0	0	0	0,0009
760 nm	0	0	-0,0095	-0,0274	1,0195	0,0079	-0,0010	0,0037
865 nm	0	0	0	0	-0	0,9952	0,0027	0,0014

Tableau II-9 : Coefficients pour la normalisation spectrale de POLDER.

Bandes de référence	Bandes VEGETATION						σ_{reg}
	458 nm	657 nm	830 nm	1644 nm	α_0		
445 nm	1,0113	-0,0444	0,0027	0	-0,0012		0,0015
665 nm	0	1,0355	-0,0395	-0,0041	0,0047		0,0038
855 nm	0	-0,0249	0,9991	0,0167	0,0050		0,0058
1644 nm	0	0,0309	0,0234	0,9794	-0,0036		0,0037

Tableau II-10 : Coefficients pour la normalisation spectrale de VEGETATION.

Bandes de référence	Bandes AVHRR					σ_{reg}
	634 nm	847 nm	1605 nm	α_0		
665 nm	1,0447	-0,0435	0	0,0134		0,0056
855 nm	-0,0620	1,0529	0	0,0046		0,0067
1644 nm	0,0531	0,0646	0,9485	-0,0038		0,0069

Tableau II-11 : Coefficients pour la normalisation spectrale de AVHRR.

La fusion multi-capteur

Bandes de référence	Bandes SEVIRI				σ_{reg}
	644 nm	810 nm	1640 nm	α_0	
665 nm	1,0298	-0,0390	0,0145	0,0085	0,0052
855 nm	0,0305	0,9945	-0,0235	-0,0109	0,0108
1644 nm	0,0343	0,0374	0,9740	-0,0039	0,0050

Tableau II-12 : Coefficients pour la normalisation spectrale de SEVIRI.

Bandes de référence	vs	POLDER		VGT		AVHRR		SEVIRI	
		Avant	Après	Avant	Après	Avant	Après	Avant	Après
445 nm		0,76	0,76	11,97	2,27	-	-	-	-
490 nm		2,42	0,57	-	-	-	-	-	-
560 nm		2,78	1,50	-	-	-	-	-	-
665 nm		1,05	0,59	5,75	2,49	5,64	3,14	5,08	3,26
760 nm		1,82	1,01	-	-	-	-	-	-
865 nm		0,40	0,36	2,24	1,49	4,57	1,71	5,01	2,76
1644 nm		-	-	2,15	0,85	5,72	2,17	3,55	1,57

Tableau II-13 : Écart relatif moyen (%) par rapport aux bandes de référence avant et après normalisation.

Dans le cas de VEGETATION, nous avons vu que les écarts par rapport à MERIS pouvaient être très importants, jusqu'à 50% en écart relatif pour la bande rouge et 15% pour le bleu. Grâce à la normalisation spectrale, l'écart par rapport aux bandes de référence est réduit en moyenne de 11 à 1,8% pour le bleu et de 5 à 2,1% pour le rouge après normalisation, ce qui représente une réduction de l'erreur de plus des quatre cinquième dans le premier cas et de plus de la moitié dans le second. Le gain pour les deux autres bandes est moins important mais l'erreur était initialement moins grande (passage de 2,2 à 1,3% environ après normalisation). L'effet de la normalisation spectrale sur les bandes bleu et rouge est illustré respectivement par les figures II.8 et II.9 où la réflectance de VEGETATION est tracée en fonction de celle correspondant aux bandes de référence. Pour les deux bandes, on retrouve la surestimation de la réflectance par VEGETATION conformément à l'analyse du chapitre §II.2.1, pour les fortes réflectances dans le bleu (cas du sol nu) et pour les faibles réflectances pour le rouge (cas de la végétation). On constate qu'après normalisation spectrale, la surestimation de VEGETATION disparaît totalement pour ces deux bandes.

Pour AVHRR, c'est dans le proche et le moyen infrarouge que l'efficacité de la normalisation spectrale est la plus grande, l'erreur diminuant de 5 à 2% contre 5,6 à 4% pour

La fusion multi-capteur

la bande rouge. Pour SEVIRI enfin, la réduction de l'erreur est assez homogène, passant de 5 à 3% pour le rouge et le proche infrarouge et de 3,5 à 1,5% pour le moyen infrarouge. Pour ces deux derniers capteurs, on voit donc que l'on parvient à faire redescendre en moyenne l'écart par rapport aux bandes de référence sous la barre des 4%, ce qui permet théoriquement d'envisager la fusion avec les autres capteurs.

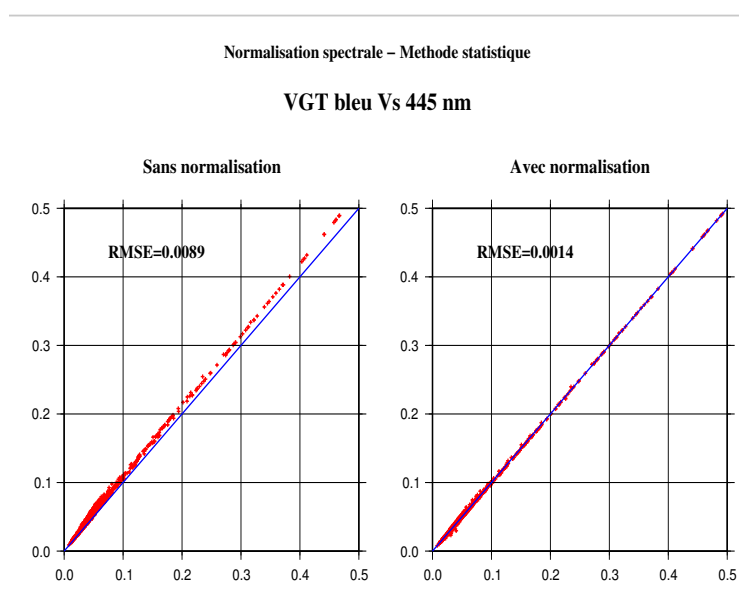


Figure II.8 : Réflectance de VEGETATION dans le bleu comparée à la bande de référence à 445 nm.

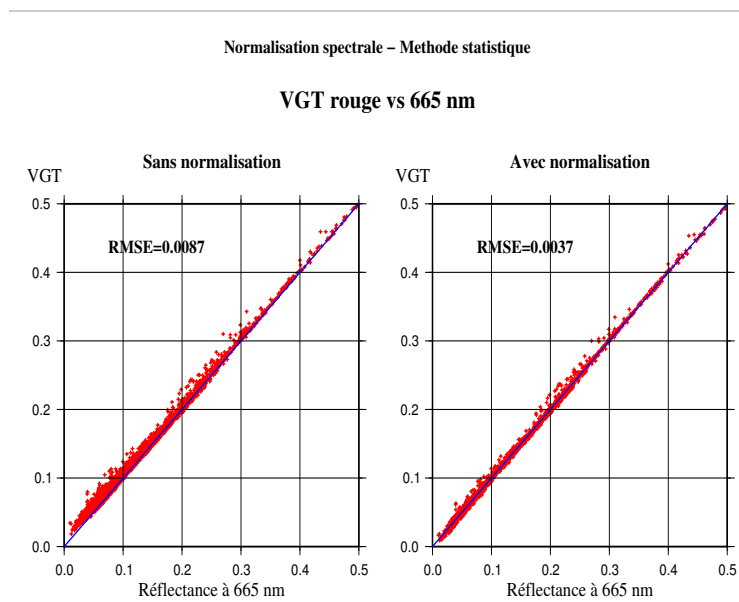


Figure II.9 : Réflectance de VEGETATION dans le rouge comparée à la bande de référence à 665 nm.

II.2.4.d) Dépendance angulaire

Enfin, pour vérifier l'hypothèse que la formule de correction (II.4) peut s'appliquer quel que soit la configuration angulaire, nous avons tracé la différence entre la réflectance normalisée pour VEGETATION et la réflectance de référence en fonction du chemin optique :

$$L = \frac{1}{\cos(\theta_s)} + \frac{1}{\cos(\theta_v)} \quad (\text{II.10})$$

Cette grandeur représente en première la distance parcourue par un rayon lumineux qui entre et sort du couvert végétal. La signature spectrale de la végétation est d'autant plus marquée que L est grand. Cela est évident si on considère le couvert comme un milieu turbide car l'impact de la végétation (absorption et diffusion) sera d'autant plus fort que la distance traversée est grande. De même dans l'approche géométrique, si on regarde une forêt à la verticale et si cette forêt comporte un certain nombre de trouées, le sol sera visible à certains endroits et la réflectance observée sera constituée par les contributions du sol et de la végétation. En revanche, si l'angle de visée augmente, la surface apparente de trouées va diminuer et seule la contribution de la végétation sera visible pour l'observateur. Sur la figure II.10 on constate que la distribution des erreurs après normalisation spectrale reste centrée sur zéro quel que soit la valeur de L . On n'observe pas de dérive ni de dispersion plus grande avec L qui serait le signe d'une moins bonne adaptation de la formule de normalisation aux forts angles d'éclairement ou d'observation. On peut donc conclure que l'hypothèse de prendre une formule de correction unique pour toutes les configurations angulaires est justifiée.

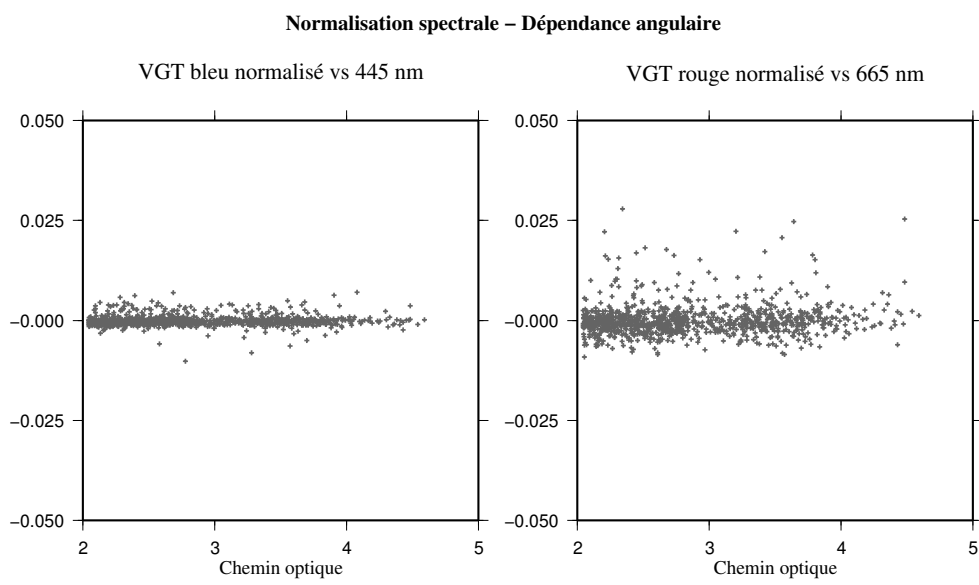


Figure II.10 : Distribution de l'erreur après normalisation spectrale en fonction du chemin optique.

II.2.5 Méthode des modes spectraux

II.2.5.a) Formulation

La seconde méthode de normalisation spectrale repose sur la reconstitution de l'ensemble du spectre à l'aide d'un certain nombre de modes spectraux universels $g_j(\lambda)$ dont la combinaison linéaire permet de reproduire la plupart des signatures spectrales rencontrées dans la nature. La réflectance de la surface peut alors avoir comme expression :

$$\rho(\lambda) = \sum_{j=1}^M q_j g_j(\lambda) \quad (\text{II.11})$$

où M est le nombre de modes utilisés et q_j sont les coefficients, propres à chaque type de surface, déterminant la contribution de chaque mode à la réflectance. Le principe de la normalisation par la méthode des modes spectraux consiste à déterminer pour chaque pixel le jeu de coefficients q_j à partir des observations disponibles dans les différentes bandes spectrales. La reconstitution de la réflectance spectrale $\rho(\lambda)$ permet alors, via la formule (II.3) de la réflectance équivalente, de calculer explicitement la correction à appliquer sur la mesure d'un capteur donné.

La décomposition de la réflectance en modes spectraux, appelés aussi modes propres ou composantes principales a été déjà explorée dans plusieurs travaux :

- Fujiwara et al. (1996) ont utilisé une décomposition en trois modes associés au sol, à la végétation et à la présence d'eau et dénommée « Pattern Decomposition Method (PDM) ». En faisant varier le nombre de bandes spectrales utilisées sur l'intervalle 350-2500 nm, les auteurs ont montré que l'erreur de reconstitution par rapport au spectre original convergeait vers une valeur de 4,5% à partir de 15 bandes et qu'il était inutile d'en utiliser d'avantage.
- Adams et al. (1995) ont mis en place une méthode de classification des images Landsat à partir d'une décomposition en quatre modes : Sol, ombre, végétation verte et végétation non photosynthétique. Les modes sont obtenus en effectuant la composition entre des spectres mesurés en laboratoire et les réponses spectrales du capteur Landsat. La composante ombre s'avère utile pour distinguer différents types de végétation en fonction de leur structure géométrique. Par exemple, les forêts denses présentent un ombrage mutuel important alors que celui-ci est plus faible pour les cultures ou la végétation clairsemée. Une approche similaire a été utilisée par Roberts et al. (1997) pour le traitement des mesures hyperspectrales du capteur aéroporté AVIRIS.
- Bell et Baranoski (2004) ont proposé une méthode de décomposition en composantes

La fusion multi-capteur

principales des spectres mesurés en laboratoire afin de n'avoir à conserver que les coefficients associés aux modes au lieu de l'ensemble des spectres, dont la multiplication pose des problèmes de stockage et d'accessibilité pour certaines applications. Contrairement aux méthodes précédentes, les modes ne correspondent pas à des types particuliers de surface mais sont produits à partir d'une analyse mathématique des spectres pour en extraire les modes les plus significatifs. Selon les espèces de plantes, entre 2 et 5 modes sont nécessaires pour reproduire le spectre avec un écart quadratique moyen inférieur ou égal à 0,01.

De ces travaux, on peut donc retenir deux catégories de décomposition : Celles qui s'appuient sur des types de surface caractéristiques (sol, végétation...) et celles qui ont recours à une décomposition optimale avec des techniques comme la décomposition en valeurs propres. Cette dernière méthode donne théoriquement de meilleurs résultats pour la reconstruction de la réflectance spectrale, mais les coefficients issus de la décomposition peuvent être difficiles à interpréter en termes physiques. Néanmoins, nous montrerons plus loin que les deux approches peuvent produire des résultats similaires et que l'on peut trouver une interprétation physique aux modes produits par une analyse mathématique du signal. Une caractéristique commune à toutes les méthodes est l'amélioration de la précision de la reconstitution avec l'augmentation du nombre de bandes spectrales utilisées. Dans le cadre de la télédétection spatiale, le nombre de bandes spectrales est cependant souvent réduit (trois pour AVHRR, quatre pour VEGETATION...), ce qui limite de facto le nombre de modes spectraux utilisables. En effet, il est mathématiquement impossible de restituer plus de modes que de bandes de mesure disponibles. Par ailleurs le choix des modes, quand il s'agit de types physiques, peut être guidé par l'utilisation qui en sera faite. Pour de la classification, il peut être utile par exemple d'utiliser un mode neige, eau ou zones urbaines.

Ces travaux antérieurs ont en commun de ne pas prendre en considération les effets spectro-directionnels de la réflectance. Les types de décomposition présentés ci-dessus ne s'appliquent pour des mesures effectuées dans une seule configuration géométrique, soit qu'il s'agisse d'images haute résolution (Landsat, SPOT...) avec des angles de visée proches du nadir pour tous les pixels, soit qu'il s'agisse de données ayant déjà subi une normalisation directionnelle comme celles de l'instrument AVIRIS. La question se pose donc de savoir si la méthode de décomposition spectrale est également utilisable lorsque les angles d'éclairement et de visée sont variables. En effet, dans le cas général, la décomposition de la réflectance en modes spectraux doit s'écrire :

$$\rho(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) = \sum_{j=1}^M q_j g_j(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) \quad (\text{II.12})$$

où θ_s et θ_v sont les angles zénithaux d'éclairage et de visée et ϕ l'angle azimutal relatif entre les directions d'éclairage et d'observation. D'après cette formule, il faudrait donc extraire et stocker les modes spectraux pour toutes les valeurs des angles θ_s , θ_v et ϕ , ce qui constituerait une base de données très imposante. Pour éviter d'avoir recours à cette base de donnée, une solution consiste à décomposer à nouveau les modes g_j à l'aide d'un modèle de FDRB à noyau tel que décrit au chapitre §1.4 :

$$g_j(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) = \sum_{i=1}^N k_{i,j}(\lambda) f_i(\theta_s, \theta_v, \phi) \quad (\text{II.13})$$

où f_i sont les fonctions de noyau, qui ne dépendent que de la configuration géométrique, et $k_{i,j}(\lambda)$ sont les coefficients spectraux du modèle directionnel. Ces coefficients peuvent être pré-calculés en inversant le modèle directionnel pour chaque longueur d'onde sur un jeu de réflectances spectro-directionnelles comme celui utilisé au paragraphe §II.2.2, et ce pour chaque type de surface associée aux modes spectraux. Considérant quatre modes spectraux et le modèle à noyau de Roujean *et al.* à 3 paramètres, on obtient 12 modes $k_{i,j}(\lambda)$ qui forment la base d'un modèle spectro-directionnel à seulement 4 inconnues q_j , dont la formulation est :

$$\rho(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) = \sum_{j=1}^M q_j \sum_{i=1}^N k_{i,j}(\lambda) f_i(\theta_s, \theta_v, \phi) \quad (\text{II.14})$$

L'hypothèse implicite de ce type de modèle est que la dépendance angulaire de la réflectance pour un type de surface comme le sol ou la végétation peut se réduire à un seul jeu de coefficients k_i pour le modèle à noyau, à un rapport de proportionnalité près sur les coefficients. En pratique, pour inverser ce modèle avec les mesures des capteurs, il faut tenir compte de leur réponses spectrales respectives. La réflectance équivalente à partir des modes spectraux s'écrit ainsi :

$$\rho^{eq}(\theta_s, \theta_v, \phi) = \sum_{j=1}^M q_j \sum_{i=1}^N k_{i,j}^{eq} f_i(\theta_s, \theta_v, \phi) \quad (\text{II.15a})$$

$$\text{où } k_{i,j}^{eq} = \frac{\int k_{i,j}(\lambda) S(\lambda) E(\lambda) T_a(\lambda) d\lambda}{\int S(\lambda) E(\lambda) T_a(\lambda) d\lambda}, \quad (\text{II.15b})$$

ces coefficients pouvant être pré-calculés pour chaque capteur. Une fois que les coefficients q_j ont été restitués pour chaque pixel, les équations (II.14) et (II.15a) permettent de calculer

pour n'importe quelle observation la réflectance de référence $\rho(\lambda_{ref})$ et la réflectance équivalente ρ^{eq} pour le modèle. La normalisation de la mesure ρ^{mes} du capteur s'écrit alors :

$$\rho^{norm} = \rho^{mes} \times \frac{\rho(\lambda_{ref}, \theta_s, \theta_v, \phi)}{\rho^{eq}(\theta_s, \theta_v, \phi)} \quad (\text{II.16})$$

II.2.5.b) Identification des modes

La première étape pour le calcul des modes spectraux est l'identification des types de surface capables de représenter par combinaison entre eux n'importe quel profil spectral. Nous avons analysé pour cela les réflectances spectrales au nadir ($\theta_s = \theta_v = 0$) extraites de la base de données générée avec SAIL, introduite au chapitre §II.2.2, avec un programme d'extraction des composantes principales basé sur les fonction EOF (Empirical Orthogonal Functions). Ce programme a été développé par V. Toumazou et J.F Cretaux (2001) en utilisant un algorithme de Lanczos pour le calcul des valeurs propres des matrices. En effet, le jeu de réflectances simulées pour m types de surfaces y est représenté sous la forme d'une matrice R de taille $m \times n$ dans laquelle les réflectances spectrales possédant chacune n éléments sont rangées par lignes :

$$R = \begin{bmatrix} \rho_1(\lambda_1) & \rho_1(\lambda_2) & \dots & \rho_1(\lambda_n) \\ \rho_2(\lambda_1) & \rho_2(\lambda_2) & \dots & \rho_2(\lambda_n) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \rho_m(\lambda_1) & \rho_m(\lambda_2) & \dots & \rho_m(\lambda_n) \end{bmatrix} \quad (\text{II.17})$$

La méthode consiste à effectuer la diagonalisation de R sous la forme :

$$R = U S V^T \quad (\text{II.18})$$

où S est une matrice diagonale de dimension $p = \min(m, n)$ contenant les valeurs propres $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \dots \geq \sigma_p \geq 0$ de R , rangées par ordre décroissant. Les p modes spectraux résultant de la décomposition se trouvent alors rangés en lignes dans V^T , par ordre décroissant de représentativité de la variabilité de la réflectance spectrale. Pour chaque type de surface, les coefficients q_j associés aux modes spectraux se trouvent rangés en lignes dans U . En théorie, la méthode produit potentiellement un grand nombre de modes. En pratique, seuls les premiers, les plus représentatifs, sont intéressants.

La figure II.11 montre les deux premiers modes obtenus en effectuant la décomposition sur différents jeux de réflectances : Un premier jeu pour lequel tous les types de surface sont générés de façon aléatoire, un second jeu où on ne simule que du sol nu, et un

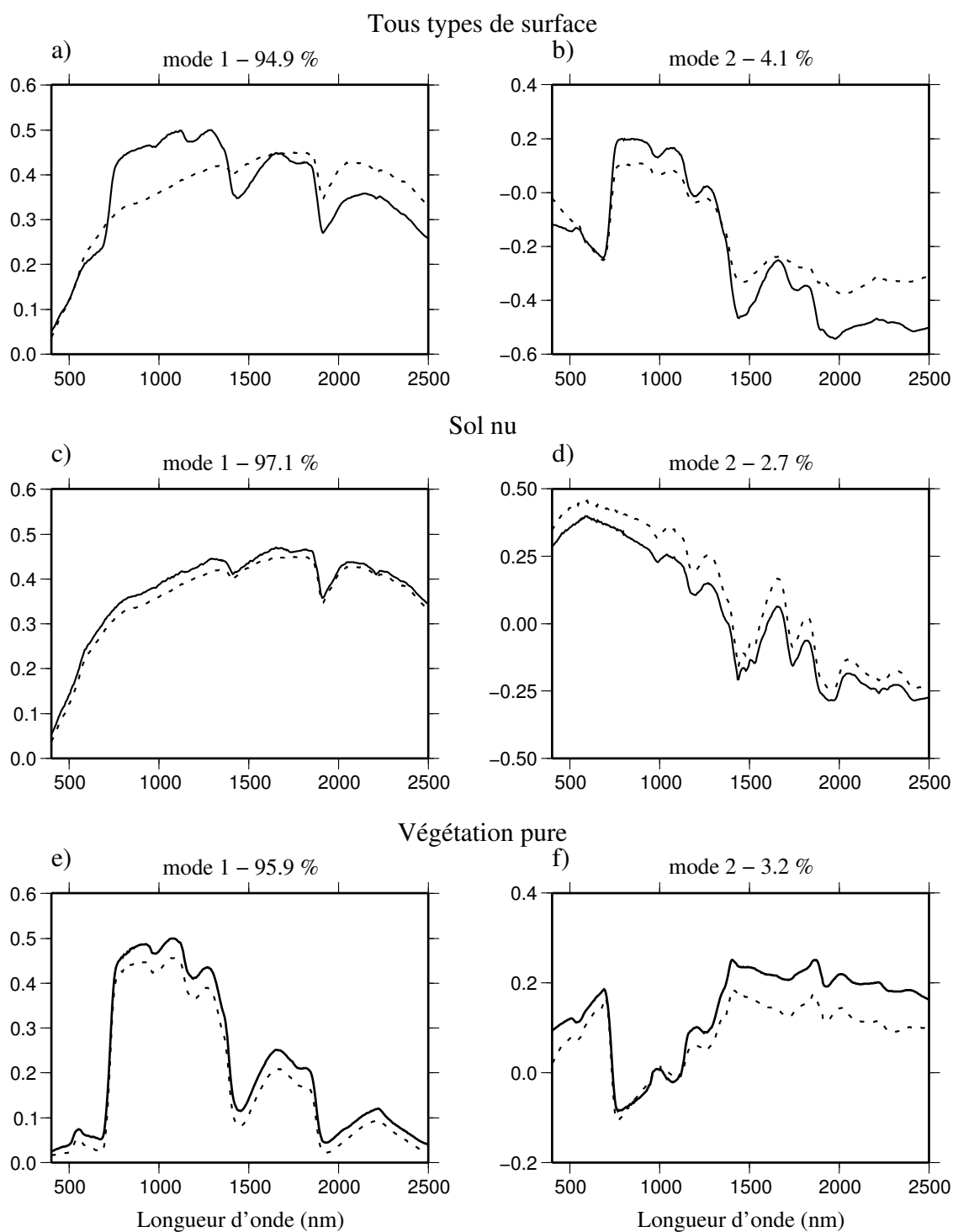


Figure II.11 : Modes spectraux (trais continus) obtenus par la technique des EOF pour différents types de surfaces. Les traits en pointillés sont les réflectances spectrales moyennes correspondant au sol nu (a) et (c), à la végétation verte moins le sol nu (b) , au sable moins le sol nu (d), à la végétation verte (e) et la végétation sénescence moins la végétation verte (f).

troisième où on ne simule que de la végétation pure (obtenue en spécifiant un couvert très dense avec un LAI de 10). Les pourcentages indiqués sur la figure indiquent la part de la variabilité du signal attribuée à chacun des modes. Dans les trois cas, on observe que le pourcentage associé au premier mode est très élevé, de l'ordre de 95%, avec un deuxième mode autour de 3%. Les modes suivants possèdent des pourcentages de représentativité devenant très vite négligeables et des profils spectraux difficilement interprétables. Par conséquent, seuls les deux premiers modes sont analysés ici.

À ces modes spectraux sont superposés des courbes de réflectances spectrales obtenues en effectuant la moyenne sur l'ensemble des simulations correspondant à du sol nu, du sable blanc, de la végétation verte et de la végétation sénescente. On constate dans un premier temps que lorsqu'on effectue la décomposition en EOF sur tous les types de surface, le premier mode se rapproche de la réflectance moyenne du sol nu tandis que le second correspond à la différence entre la réflectance moyenne de la végétation et celle du sol nu. La décomposition se présente donc de la manière suivante : Le premier mode, qui correspond au sol, constitue la base pour tous les types de surface, y compris en présence de végétation, et le second mode (ainsi que les suivants) agit en différentiel par rapport au premier mode, suivant l'importance de la végétation (ou un autre type de surface lui étant associé). Ce mécanisme est illustré par la figure II.12 :

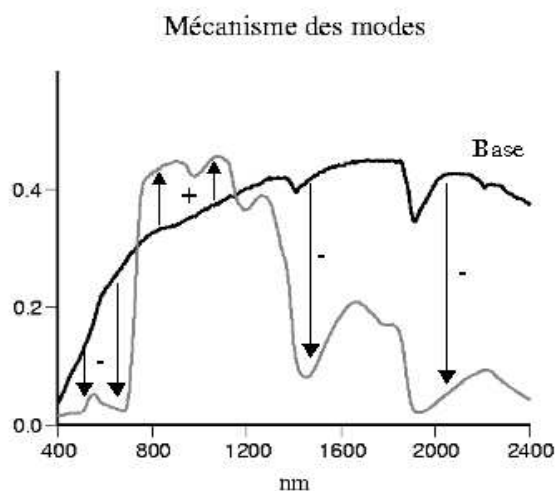


Figure II.12 : Action du mode de la végétation sur le mode principal (courbe noire) pour parvenir au résultat final (courbe grise).

Les marques + et – indiquent le signe du second mode et les flèches indiquent l'évolution de la réflectance lorsque le second mode se rajoute au premier (base). Ainsi dans le visible, le mode 2 est négatif pour traduire l'absorption chlorophyllienne, ainsi que dans le moyen infrarouge

pour traduire l'absorption par l'eau des feuilles. Au contraire le mode est positif dans le proche infrarouge de manière à représenter la réflectance plus forte des feuilles dans ce domaine spectral. Aux points d'intersection entre la réflectance moyenne du sol nu et celle de la végétation, le mode associé à la végétation dans la décomposition EOF est nul.

Nous avons mis en évidence que la décomposition par fonctions EOF en prenant en compte l'ensemble des surfaces possibles faisait ressortir un mode sol et un mode végétation. Étant donné les différences très marquées entre les spectres de ces deux catégories, ce résultat était prévisible. Mais la figure II.11 nous montre que les modes sol et végétation peuvent en fait être séparés chacun en deux « sous-modes ». En effet, en effectuant la décomposition en EOF sur un jeu de réflectances spectrales ne contenant que du sol nu, on obtient deux modes qui correspondent respectivement au sol limono-argileux (riche en matière organique et plutôt sombre) et au sable blanc (riche en gypse). De même, lorsqu'on effectue la décomposition en EOF sur un jeu de réflectances spectrales pour de la végétation pure, apparaissent deux modes qui correspondent à la végétation verte et la végétation sénescente. On peut donc considérer que l'on a mis en évidence quatre modes dont deux concernent le sol et deux la végétation. Le fait de procéder en plusieurs étapes (recherche de sous-modes après une première décomposition) facilite l'identification de modes physiques attribuables à un type de surface alors que l'analyse des modes d'ordre supérieur à 2 lors de la première décomposition EOF est plus difficile car les contributions du sol blanc et de la végétation sénescente ont tendance à se mélanger. Ainsi la variabilité spectrale du mode 4 présent sur la figure II.13 semble être celle de la végétation sénescente dans le visible et celle du sable blanc dans le moyen infrarouge, alors que le mode 3 ne présente pas de forme identifiable. En réalité, les 4 modes issus de la

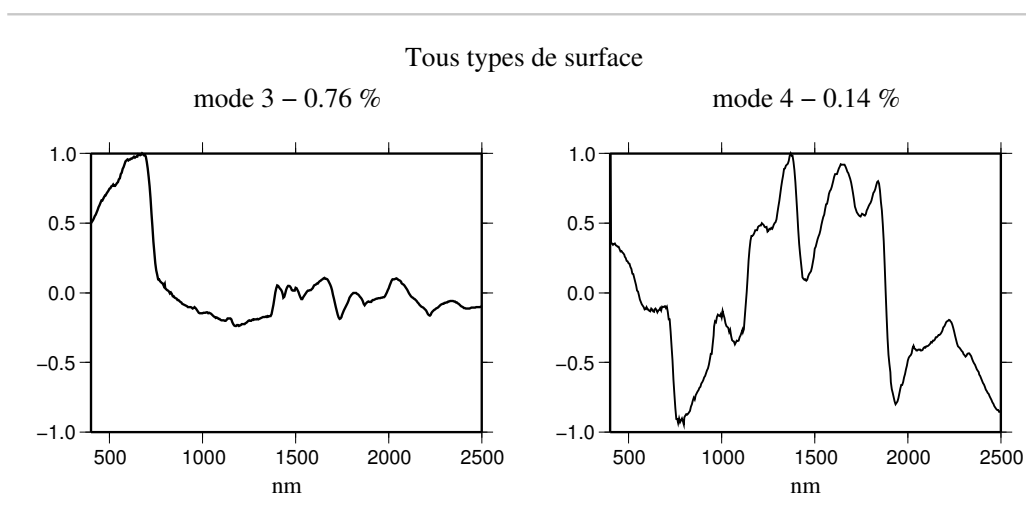


Figure II.13 : Modes 3 et 4 issus de la décomposition EOF sur tous les types de surface.

première décomposition sont normalement meilleurs que les 4 modes obtenus par analogie physique, qui par construction ne sont pas exactement orthogonaux au sens matriciel. Mais nous préférons ces derniers car ils délivrent une information qui est plus facilement interprétable.

Contrairement à certains des travaux cités pour la décomposition en modes spectraux, nos analyses n'ont pas fait apparaître de mode lié à la présence d'eau. Cela est dû au fait que dans nos simulations l'humidité du sol a pour effet de réduire la réflectance de manière proportionnelle quelle que soit la longueur d'onde. La présence d'eau se traduit donc simplement par un coefficient associé au sol plus faible. Par ailleurs, on peut se demander dans quelle mesure les modes obtenus dépendent de la base de données spectrale utilisée. En effet, on voit que la décomposition EOF fait ressortir le sable blanc alors qu'il n'est représenté que par un seul spectre dans la base de données spectrale. La raison est que le spectre du sable possède des différences assez marquées avec les autres.

II.2.5.c) Coefficients spectro-directionnels

Après l'identification des modes, l'étape suivante consiste à inverser le modèle de réflectance à noyau pour chacun des modes, et ce pour toutes les longueurs d'onde afin d'obtenir les coefficients $k_{i,j}(\lambda)$ du modèle spectro-directionnel défini par l'équation (II.14). Jusqu'à présent nous avons utilisé SAIL pour générer les réflectances spectro-directionnelles. Or, ce modèle, s'il représente convenablement les effets spectraux, n'est pas le mieux adapté pour générer des signatures directionnelles réalistes. En effet, SAIL représente la végétation uniquement comme un milieu turbide alors que le modèle de Roujean comporte explicitement un terme représentant la diffusion volumique (cas turbide) et un terme représentant la diffusion géométrique (effets d'ombre et de lumière). De fait, l'inversion du modèle de Roujean avec des réflectances simulées par SAIL produit des jeux de coefficients k_i dans lesquels le terme k_l représentant la contribution géométrique est nul, comme cela est visible sur la figure II.14.

La solution que nous avons adoptée est d'utiliser à la place de SAIL le modèle GHOST introduit au chapitre I.4.2. Ce modèle a en effet été conçu pour représenter à la fois la réflectance d'un milieu turbide et celle d'un milieu discontinu. Nous avons ainsi généré avec GHOST un ensemble de réflectances spectro-directionnelles en utilisant la même base de données spectrales que pour SAIL. Les paramètres d'entrée du modèle sont spécifiés dans le tableau II-14. Le LAI équivalent varie ainsi entre 0 et 4, l'indice de groupage entre 0,3

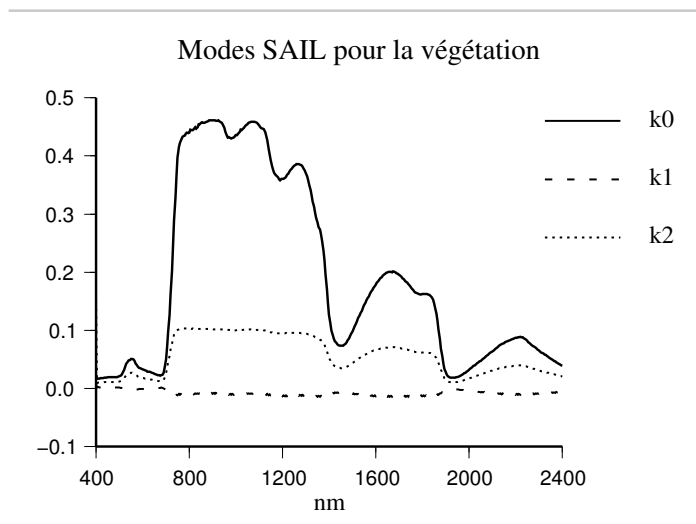


Figure II.14 : Modes spectro-directionnels obtenus à partir de SAIL pour la végétation.

(couverts très agglomérés) et 1,5 (distribution régulière) et le paramètre γ qui peut être assimilé à la fraction de végétation entre 0 (végétation dispersée) et 0,95 (végétation fermée). La hauteur relative est prise égale au carré du LAI équivalent (il y a en effet une corrélation claire entre la hauteur du couvert et l'indice foliaire). L'angle de pénétration du couvert est fixé à 20° . Ces spécifications sont en grande partie empirique, la paramétrisation de GHOST n'ayant été étudiée en profondeur que pour les forêts boréales. Elle permettent toutefois de générer une grande variété de signatures angulaires à même de représenter la variabilité naturelle de la réflectance. Nous avons enfin défini un échantillonnage angulaire permettant de réaliser l'inversion du modèle directionnel à noyau. Nous avons ainsi retenu une cinquantaine de configurations géométriques dont la figure II.15 montre la distribution pour un angle d'éclairement donné (celui-ci pouvant prendre les valeurs 0, 15 et 45°).

Entrées GHOST	Paramétrisation
Configuration géométrique	Échantillonnage angulaire
Réflectance spectrale du sol	ASTER + humidité
Réflectance spectrale des feuilles	ASTER, LOPEX'93, BOREAS, HAPEX-Sahel, PROSPECT
Indice foliaire équivalent (LAI_e)	[0 ; 4] Distribution gaussienne ($m = 1,5$; $\sigma = 2$)
Indice de groupage (Ω)	[0,3 ; 1,5] Distribution gaussienne ($m = 0,8$; $\sigma = 0,3$)
Fraction de végétation (γ)	[0 ; 0,95] Distribution uniforme
Hauteur relative du couvert (H_r)	[0 ; 16] (LAI_e^2)
Angle de pénétration du couvert (θ_c)	20°

Tableau II-14 Paramétrisation de GHOST.

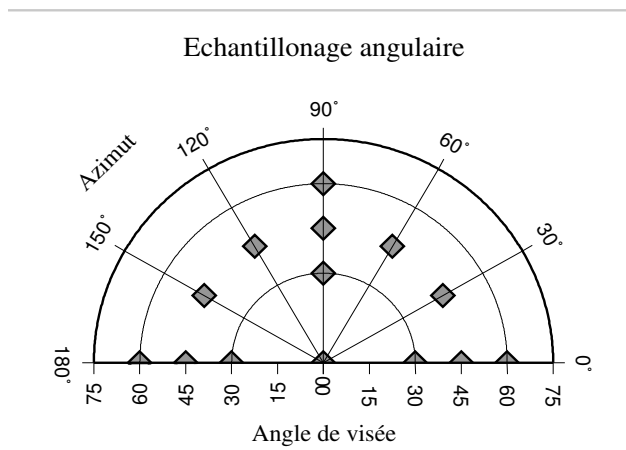


Figure II.15 : Échantillonnage angulaire utilisé pour l'inversion du modèle directionnel

La figure II.16 montre les modes des coefficients spectraux $k_{i,j}(\lambda)$ obtenus pour les quatre modes identifiés au chapitre précédent, c'est à dire le sol limono-argileux, le sable blanc, la végétation verte et la végétation sénescente. Contrairement à SAIL, la composante k_l pour la végétation n'est pas nulle mais suit une évolution comparable à celle de la composante isotrope k_0 , sans être toutefois exactement homothétique (valeurs plus faibles dans le proche et moyen infrarouge). Que ce soit pour la végétation verte ou la végétation sénescente, les composantes k_1 et k_2 sont relativement proches, le terme k_1 étant légèrement inférieur, ce qui traduit une importance égale des phénomènes de diffusion géométrique et volumique. Pour le sol au contraire, la composante géométrique k_l est plus faible, ce qui est caractéristique d'une surface ne présentant pas de rugosité à l'échelle de l'observation. Le sol peut donc être vu comme un milieu turbide optiquement épais.

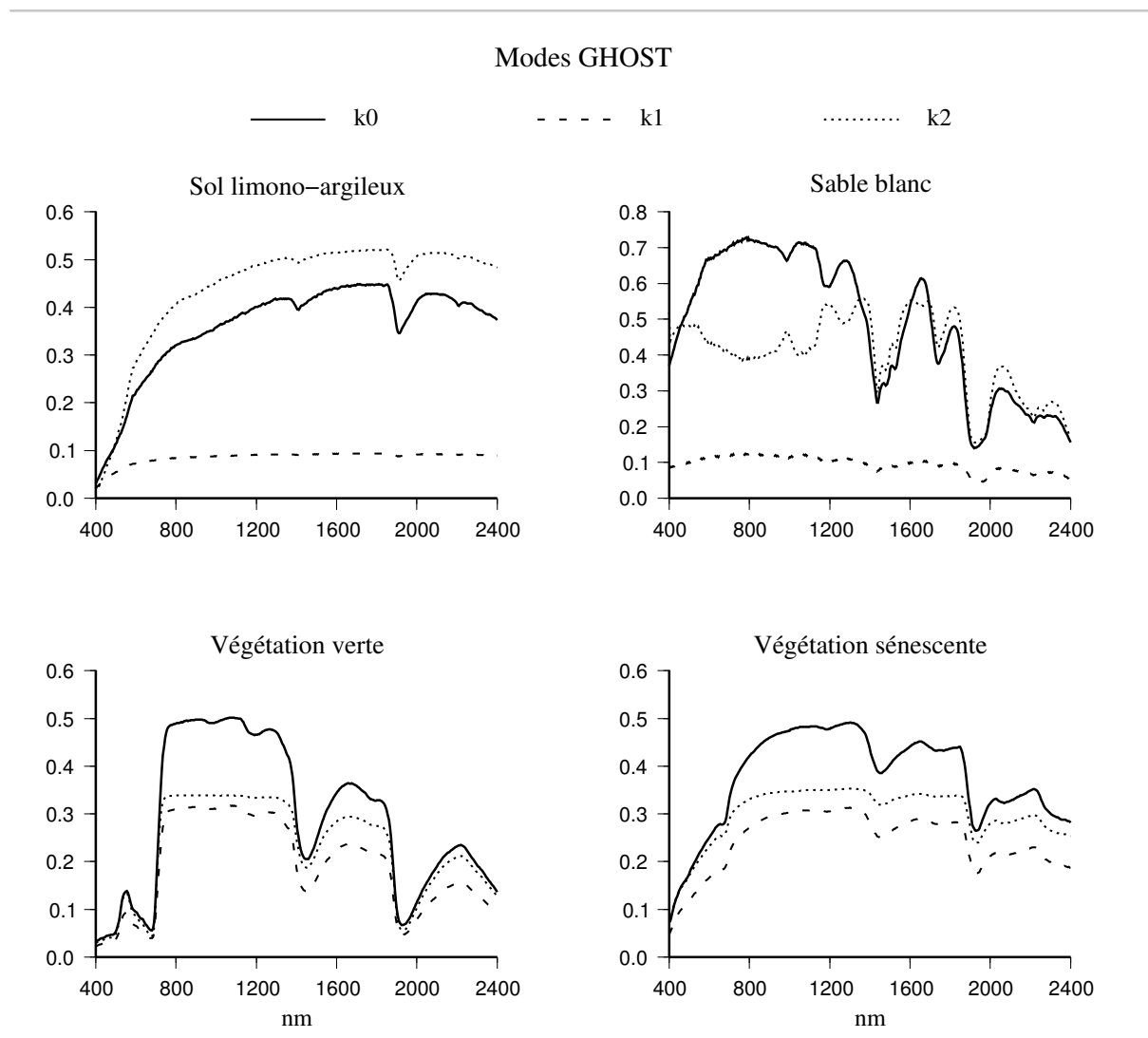


Figure II.16 : Modes spectraux-directionnels obtenus avec GHOST et le modèle de FDRB à noyaux de Roujean.

II.2.6 Validation avec les données AVIRIS

Afin de tester les deux méthodes de normalisation spectrale avec un jeu de données indépendant, nous avons utilisé des images du capteur hyperspectral AVIRIS. Il s'agit d'un instrument aéroporté ayant une résolution de 10 nm entre 400 et 2500 nm. Les vols sont effectués à une altitude de 20 km et les images produites ont une résolution d'environ 10 m. Un certain nombre de prises de vues sont librement téléchargeables sur le site internet <http://aviris.jpl.nasa.gov> et utilisables à des fins de recherche. Nous avons utilisé les mesures effectuées en 1997 sur trois sites différents : Jasper Ridge (3 avril), qui est constitué essentiellement de végétation, Mofett fields (20 juin) qui est une zone côtière comprenant de la végétation et des zones urbaines, et enfin Cuprite (19 juin) qui est un désert recouvert de divers types de sable et de roches volcaniques. La figure II.17 montre une image reconstituée en fausses couleurs de la zone Jasper Ridge.

En effectuant la composition entre la réflectance spectrale mesurée par AVIRIS et la réponse spectrale des différents capteurs avec la formule (II.3), nous pouvons calculer leur réflectance équivalente pour chacune des bandes. Il est alors possible d'utiliser ces réflectances équivalentes pour calculer les différences entre capteurs. Il est également possible d'appliquer nos deux méthodes de normalisation spectrale sur ces réflectances équivalentes afin d'évaluer leur efficacité à réduire l'écart entre les capteurs.

Dans le cas de la méthode statistique, il s'agit simplement d'appliquer les formules de régression dont les coefficients se trouvent dans les tableaux II-8 à II-13. Dans le cas de la méthode des modes spectraux, l'opération est un peu plus complexe dans la mesure où il faut au préalable déterminer les coefficients des modes spectraux, c'est à dire inverser le modèle spectro-directionnel défini par l'équation (II.15a), pour ensuite appliquer la formule de normalisation (II.16). Cependant, les mesures AVIRIS ayant déjà fait l'objet d'une normalisation directionnelle, nous n'avons pas besoin de considérer ici la dépendance angulaire des modes spectraux : Seule la composante k_0 de chacun des modes a besoin d'être utilisée. Lorsqu'on compare deux capteurs, la restitution des coefficients associés aux modes spectraux se fait en utilisant l'ensemble des bandes spectrales de ces deux capteurs afin de se placer dans le cas d'une utilisation de la méthode pour la fusion avec des données réelles. Par exemple, pour comparer MERIS et VEGETATION, on dispose de toutes les bandes de MERIS, plus les bandes à 458, 657, 830 et 1644 nm de VEGETATION. Mais cela signifie que si on compare AVHRR et SEVIRI, on ne dispose que de trois bandes spectrales distinctes, ce

Image Aviris – Jasper Ridge



Composition couleurs :

Rouge = 1450 nm

Vert = 955 nm

Bleu = 445 nm

Figure II.17 : Recomposition en fausses couleurs de la zone Jasper Ridge.

Modes spectraux – Jasper Ridge

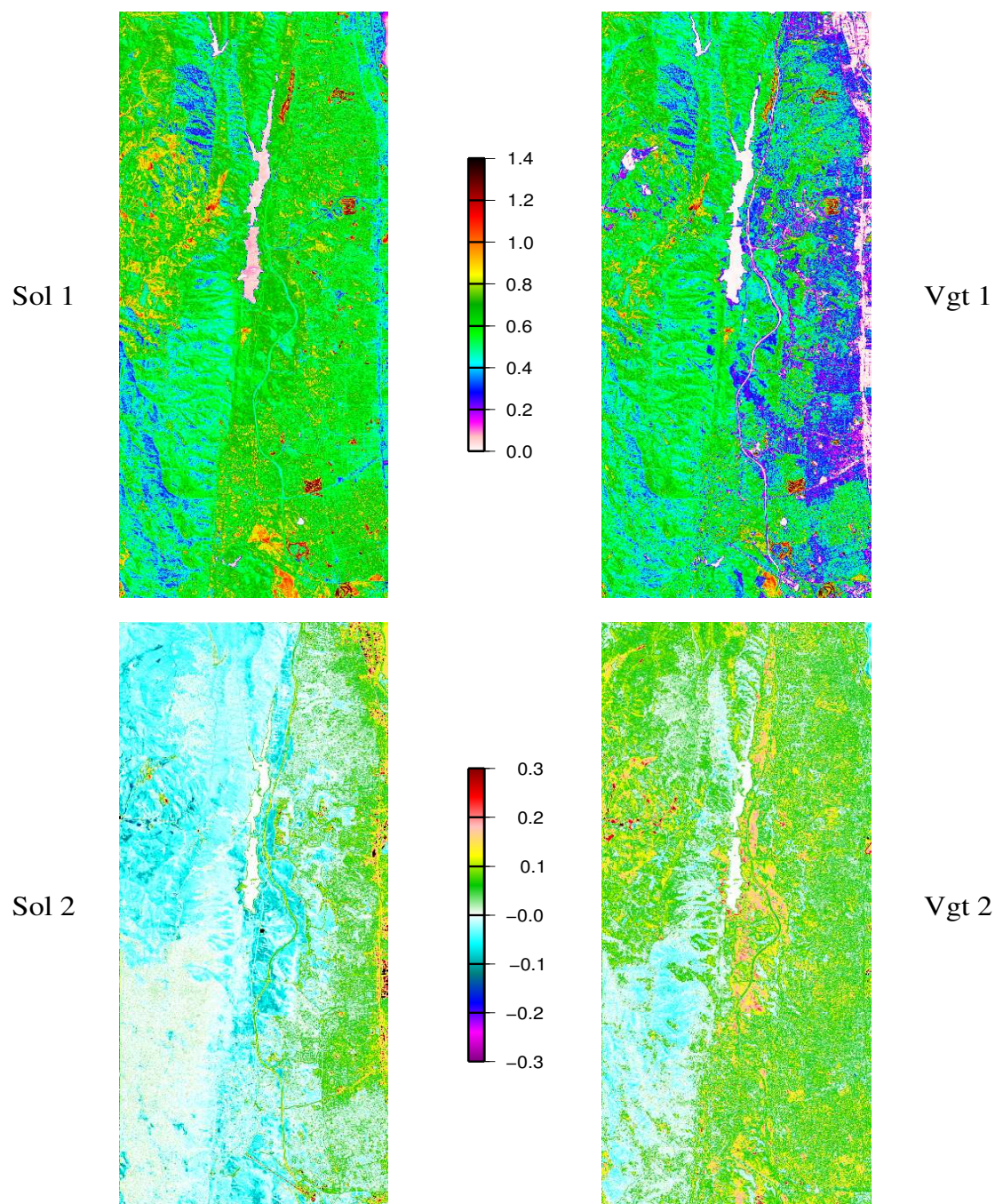


Figure II.18 : Restitution des modes spectraux sur la zone Jasper Ridge à l'aide des bandes de MERIS et VEGETATION.

qui rend plus difficile la restitution des modes spectraux. La figure II.18 montre la restitution des modes pour l'ensemble de la zone Jasper Ridge en utilisant les bandes spectrales de MERIS et de VEGETATION, tandis que la figure II.19 illustre la reconstruction d'un des spectres AVIRIS à l'aide de ces modes spectraux.

La figure II.20 montre sous la forme d'histogrammes les erreurs relatives entre les bandes de MERIS et celles des autres capteurs en l'absence de normalisation spectrale et après normalisation, suivant l'une des deux méthodes proposées. Comme avec les simulations SAIL, on observe que les plus gros écarts en l'absence de normalisation se produisent pour les bandes bleu et rouge de VEGETATION, et pour le moyen infrarouge avec AVHRR et SEVIRI. Cependant, contrairement à nos observations précédentes, l'écart dans le bleu pour VEGETATION est plus important pour la zone Jasper Ridge, qui possède la végétation la plus dense, que pour Cuprite composée de sol nu. On s'attendait normalement à ce que l'écart soit plus fort dans le cas du sol nu. La raison vient du fait que les réflectances AVIRIS présentent souvent des valeurs de réflectance anormalement fortes entre 400 et 450 nm, comme cela est visible sur la figure II.21. Ce défaut tend à « aplatir » la pente de la réflectance dans le cas du sol, d'où un écart moindre que prévu pour la zone Cuprite. Dans le cas de la végétation, il conduit à avoir une réflectance qui augmente aux faibles longueurs d'onde, ce qui détériore fortement la réflectance équivalente et explique l'écart plus important pour Jasper Ridge.

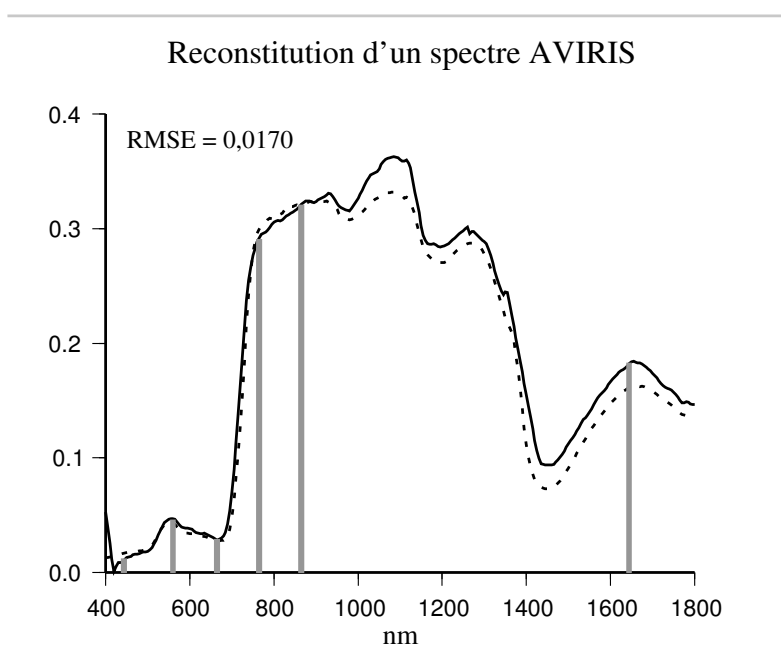


Figure II.19 : Exemple de reconstitution de spectre AVIRIS (trait continu) à l'aide des modes spectraux (pointillés). Les barres verticales représentent les bandes spectrales utilisées pour la restitution des modes.

La fusion multi-capteur

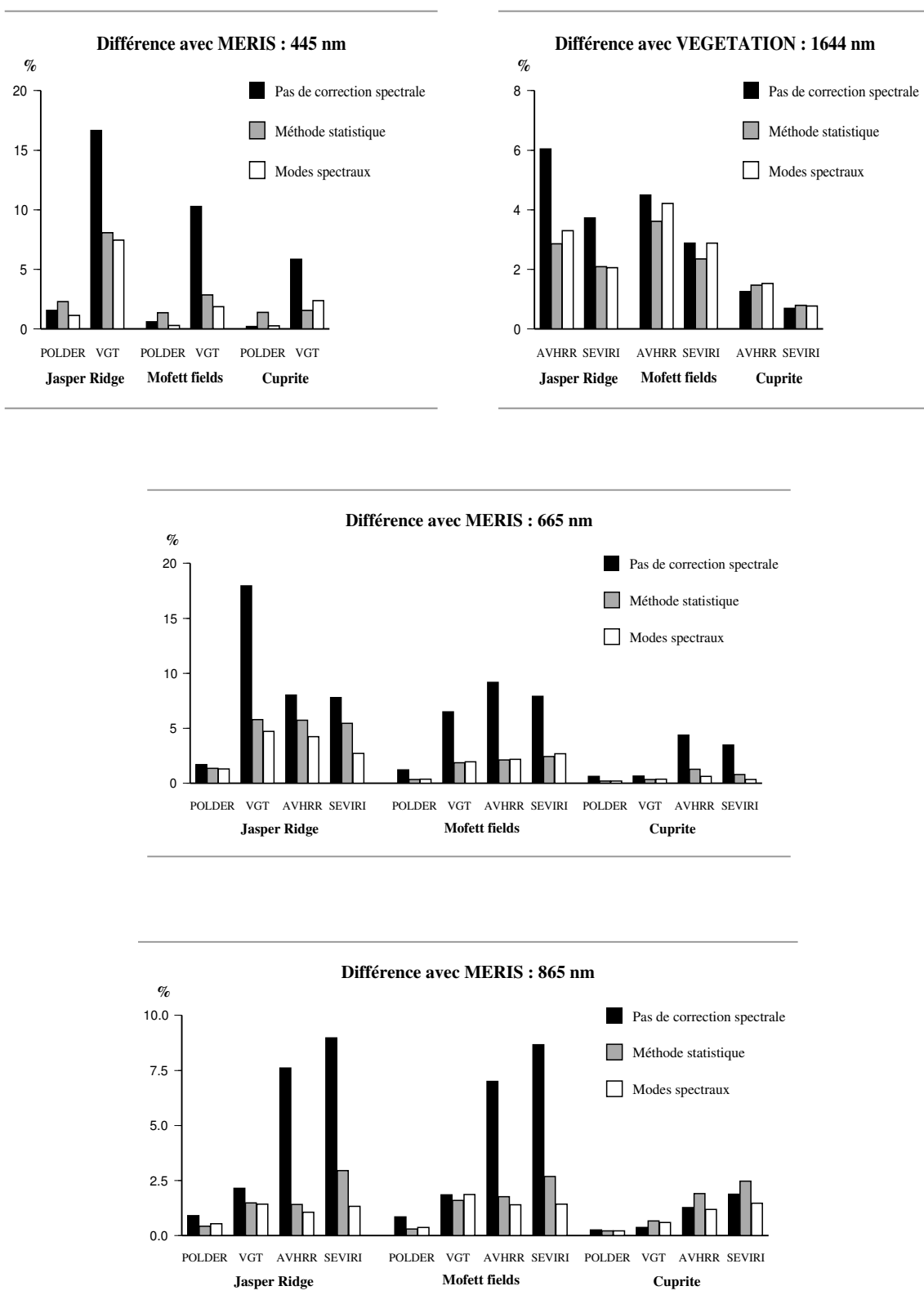


Figure II.20 : Différence entre capteurs en utilisant des réflectances équivalentes calculées à partir des données AVIRIS, exprimée en pourcentage du signal.

La fusion multi-capteur

Dans le rouge on observe une bonne réduction de l'écart des différents capteurs par rapport à MERIS pour l'ensemble des sites et quelle que soit la méthode de normalisation utilisée. Toutefois, pour Jasper Ridge et Cuprite, la méthode des modes spectraux est plus efficace pour AVHRR et SEVIRI. Dans le proche infrarouge la méthode des modes spectraux apparaît également plus efficace mais on note que la normalisation spectrale n'apporte rien dans le cas de Cuprite, l'écart augmentant même légèrement avec la méthode statistique. Cependant, l'écart étant initialement faible, cette augmentation a peu de conséquences. Dans le moyen infrarouge enfin, la normalisation spectrale ne réduit l'écart que pour la zone Jasper Ridge, la méthode statistique étant même légèrement plus efficace que celle des modes spectraux.

Dans l'ensemble, la normalisation spectrale est d'autant plus efficace que l'écart initial est fort, ce qui est plutôt satisfaisant. Les cas pour lesquels l'écart n'est pas réduit sont généralement ceux où l'écart initial est faible (cas de POLDER). Par rapport à l'efficacité théorique de la normalisation (tableau II-13), les performances sont légèrement moindres avec des écarts relatifs résiduels au maximum de l'ordre de 4-5% au lieu 3-4%. Ces valeurs restent toutefois acceptables dans la perspective de la fusion multi-capteur.

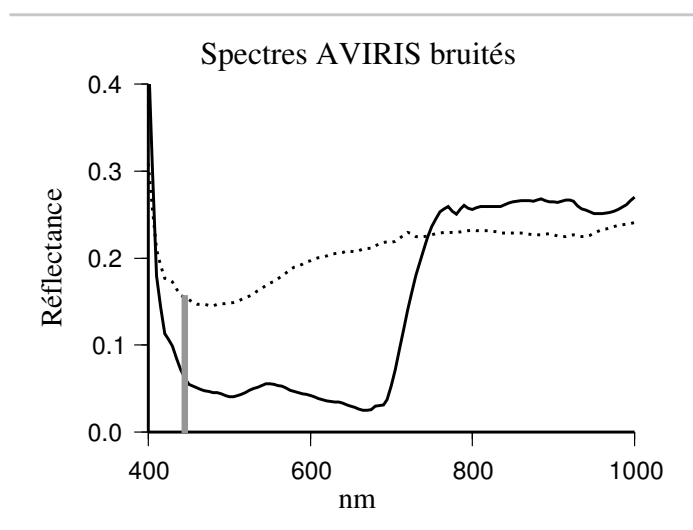


Figure II.21 : Exemples de spectres AVIRIS bruités dans le bleu, pour un pixel de végétation (trait plein) et un pixel de sol nu (pointillés). La barre verticale grise représente la position de la bande spectrale de référence dans le bleu.

II.2.7 Conversion bande large

Certaines applications nécessitent de connaître la valeur de la réflectance ou de l'albédo intégrés sur l'ensemble du spectre et non pas pour des bandes spectrales spécifiques. En particulier l'albédo bande large permet de calculer le bilan radiatif total de la surface qui, avec les flux de chaleur sensible et latente, détermine l'évolution de la température de surface. L'albédo bande large correspondant à l'intervalle de longueur d'onde $[\lambda_1, \lambda_2]$ se définit comme :

$$a_{[\lambda_1, \lambda_2]} = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} a(\lambda) E(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} E(\lambda) d\lambda} \quad (\text{II.19})$$

où $a(\lambda)$ est l'albédo spectral et $E(\lambda)$ est l'éclairement à la surface déjà utilisé dans l'équation (II.3) de la réflectance équivalente. La formule peut s'appliquer indifféremment à l'albédo directionnel ou à l'albédo diffus (se reporter aux définitions du chapitre §I.3.1). Plusieurs albédos bande large peuvent également être définis suivant l'intervalle $[\lambda_1, \lambda_2]$ retenu. Traditionnellement, on distingue l'albédo visible entre 0,4 et 0,7 μm , l'albédo proche infrarouge entre 0,7 et 2,5 μm , et l'albédo total, correspondant à l'ensemble du spectre solaire, entre 0,4 et 2,5 μm . La définition de ces bornes peut cependant différer dans la littérature. En toute rigueur, le spectre solaire s'étend en fait de 0,3 à 4 μm , mais son intensité est faible entre 0,3 et 0,4 μm , et quasiment négligeable entre 2,5 et 4 μm (moins de 1,4% du rayonnement total). Les résultats diffèrent donc relativement peu selon les bornes retenues.

Le problème est de parvenir à estimer l'albédo bande large à partir des bandes spectrales disponibles pour chaque capteur. Or nous montrons dans les deux chapitres suivants que les méthodes utilisées pour la normalisation spectrale dans les chapitres précédents fournissent également un moyen de calculer l'albédo bande large.

II.2.7.a) Méthode statistique

Comme dans le cas de la réflectance de référence la méthode consiste à exprimer l'albédo bande large comme une combinaison linéaire entre les bandes spectrales du capteur :

$$a_{[\lambda_1, \lambda_2]} = \sum_{j=1}^N \beta_j a_j + \beta_0 \quad (\text{II.20})$$

où a_j sont les albédos spectraux calculées à partir des bandes spectrales de tel ou tel capteur.

La fusion multi-capteur

Les coefficients β_i sont déterminés par régression à partir des réflectances équivalentes calculées avec les simulations SAIL, qui sont ensuite intégrées selon toutes les directions de l'hémisphère (équations (I.16) et (I.17)). Comme pour la normalisation spectrale, la relation est valable quel que soit la configuration géométrique. Par conséquent, elle s'applique aussi bien à l'albédo direct qu'à l'albédo diffus. L'incertitude sur l'albédo bande large se calcule par la formule :

$$Cov(a_{[\lambda_1, \lambda_2]}) = B^T Cov(A) B + \sigma_{reg}^2 \quad (II.21)$$

où $Cov(A)$ est la matrice de covariance des albédos spectraux telle que donnée au chapitre §I.4 par l'équation (I.61) dans le cas des modèles à noyau, B est le vecteur contenant les coefficients β_i et σ_{reg} est l'écart type résiduel après régression. Comme dans le cas de la normalisation spectrale, le bruit de mesure des capteurs est pris en compte (cf. tableau II-7) dans les simulations.

Cette méthode de calcul de l'albédo bande large a déjà été utilisée par Liang (2000) pour un grand nombre de capteurs incluant AVHRR, POLDER et VEGETATION, ainsi que par Van Leeuwen et Roujean (2001) pour les capteurs AVHRR et SEVIRI. La difficulté de la méthode réside principalement dans la constitution de la base de données spectrales la plus complète possible afin de couvrir tous les types de surface possible. Nous avons donc utilisé la base de données constituée pour la normalisation spectrale en rajoutant en plus le spectre de la neige. La méthode décrite ici a servi à fournir les coefficients de conversion bande large pour le projet CYCLOPES, pour les capteurs MERIS, POLDER, VEGETATION et AVHRR.

Par rapport à la normalisation spectrale, la technique de régression est en fait légèrement différente. En effet, dans le cas de l'albédo bande large, la détermination des coefficients β_i par régression classique conduit parfois à des valeurs très instables qui varient en fonction du jeu d'albédos spectraux utilisés lors de la régression. Ce cas de figure se produit en particulier lorsque de nombreuses bandes spectrales sont mises en jeu, comme c'est le cas pour POLDER ou MERIS. En effet, il existe alors des corrélations assez importantes entre bandes spectrales proches, ce qui tend à déstabiliser le système. Dans le cas limite où deux bandes sont entièrement corrélées, il existe un grand nombre de combinaisons possibles de ces deux bandes produisant le même résultat. Le risque est que les formules obtenues avec des réflectances simulées ne soient pas robustes lors de l'utilisation avec des données réelles, soit en raison du bruit de mesure, soit parce que un type de surface n'était pas représenté dans la base de données spectrales. Pour palier à ce phénomène, on a recours à un type particulier de

régression appelé « ridge regression » (Hoerl et Kennard, 1970) qui a pour effet de stabiliser la solution des problèmes linéaires qui sont mal conditionnés. J'en rappelle ici le principe.

La solution classique de la régression est trouvée en résolvant l'équation matricielle :

$$(A^T A) X = A^T B \quad (\text{II.22})$$

où :

- $X = [\beta_0 \ \beta_1 \ \dots \ \beta_N]^T$ est le vecteur des inconnues.
- $B = [a_{bb,1} \ a_{bb,2} \ \dots \ a_{bb,m}]^T$ est un vecteur de dimension m contenant les valeurs de la réflectance de référence pour différents types de surface et différentes configurations géométriques.

$$\bullet \ A = \begin{bmatrix} 1 & a_{1,1} & a_{1,2} & \dots & a_{1,N} \\ 1 & a_{2,1} & a_{2,2} & \dots & a_{2,N} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 1 & a_{m,1} & a_{m,2} & \dots & a_{m,N} \end{bmatrix} \text{ est une matrice de dimension } m \times (N+1) \text{ contenant les}$$

valeurs de l'albédo spectral correspondant aux bandes de l'instrument.

La méthode de la « ridge regression » consiste à ajouter un biais dans l'équation (II.22) de la façon suivante :

$$(A^T A + \Delta) X = A^T R \quad (\text{II.23})$$

où Δ est une matrice diagonale de la forme :

$$\Delta = \begin{bmatrix} \delta_0 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \delta_1 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & 0 & \delta_N \end{bmatrix} \quad (\text{II.24})$$

En première approximation, et dans le cas où il n'y a qu'une seule inconnue ($N=1$), la solution de l'équation (II.23) est donnée par :

$$x = x_0 - \frac{\delta}{m a^3} \quad (\text{II.25})$$

où x_0 est la solution de (II.22) et a est la moyenne des éléments de la matrice A . Le coefficient δ a donc pour effet de diminuer l'amplitude de la solution. De manière générale, les éléments de la matrice Δ viennent pénaliser dans le calcul de la solution les coefficients β_i qui s'écartent de 0 et cette pénalisation est inversement proportionnelle au nombre d'observation m et au cube de a . Pour conserver un effet homogène pour toutes les bandes et identique quel

que soit le nombre de simulations, on paramètre finalement les éléments δ_i de la façon suivante :

$$\delta_i = d \times a_i^3 \left(\frac{m}{500} \right) \quad (\text{II.26})$$

où a_i est la moyenne des colonnes de A et d est un paramètre que l'on détermine de façon empirique, en procédant à des tests avec différentes valeurs, comme cela est présenté dans le tableau II-15 pour le capteur MERIS. En l'absence de « ridge regression » ($d = 0$), on remarque la présence de plusieurs coefficients négatifs et d'autres ayant une valeur supérieure à 0,4. À mesure que le paramètre d augmente, pratiquement tous les coefficients deviennent positifs et leur valeur absolue tend à diminuer, notamment pour les bandes à 560 et 865 nm. En revanche, le coefficient pour la bande à 445 nm tend de son côté à augmenter en valeur absolue. Nous avons pris comme critère quantitatif de l'efficacité de la « ridge régression » la somme des coefficients β_i en valeur absolue, reportée également dans le tableau II-15. On vérifie que dans l'ensemble, cette somme diminue pour atteindre un minimum à $d = 1$ avant d'augmenter à nouveau pour $d = 2$, ce qui signifie que cette valeur est excessive pour l'objectif souhaité. Comme prévu, l'écart type σ_{reg} après régression tend à augmenter avec d , mais dans des proportions relativement faibles. La valeur optimale de d que nous retiendrons est finalement de 1. Les résultats pour l'ensemble des capteurs sont fournis par les tableaux II-16 à II-20.

Paramètre d	Bandes MERIS							$\sum \beta_i $	σ_{reg}
	445 nm	490 nm	560 nm	665 nm	760 nm	865nm	β_0		
0	-0,1154	-0,1379	0,4096	0,2508	-0,2161	0,5546	0,0347	1,7191	0,0121
0,5	-0,1979	0,0632	0,2254	0,3077	-0,0466	0,3989	0,0373	1,2771	0,0122
1	-0,2311	0,1125	0,1926	0,3174	-0,0021	0,3582	0,0379	1,2518	0,0123
2	-0,2535	0,1438	0,1664	0,3277	0,0490	0,3110	0,0384	1,2898	0,0125

Tableau II-15 : Résultats pour la conversion albédo bande large [0,3 - 4 μm] pour MERIS, en utilisant différentes valeurs de d pour la « ridge regression ».

Albédo bande large	Bandes MERIS							σ_{reg}
	445 nm	490 nm	560 nm	665 nm	760 nm	865 nm	β_0	
[0,4-0,7 μm]	0,2289	0,1426	0,3155	0,3095	0	0	0,0004	0,0057
[0,7-4 μm]	0	-0,6730	0,2376	0,4271	-0,0370	0,6386	0,0618	0,0197
[0,3-4 μm]	-0,2310	0,1125	0,1926	0,3174	-0,0020	0,3582	0,0379	0,0123

Tableau II-16 : Coefficients pour la conversion albédo bande large pour MERIS.

Albédo bande large	Bandes POLDER						β_0	σ_{reg}
	443 nm	490 nm	565 nm	670 nm	765 nm	865 nm		
[0,4-0,7 μm]	0,2560	0,1228	0,3413	0,2754	0	0	0,0008	0,0057
[0,7-4 μm]	0	-0,6370	0,1459	0,4665	0,0216	0,5935	0,0618	0,0201
[0,3-4 μm]	-0,3110	0,2478	0,1211	0,3211	0,0336	0,3317	0,0380	0,0124

Tableau II-17 : Coefficients pour la conversion albédo bande large pour POLDER.

Albédo bande large	Bandes VEGETATION					σ_{reg}
	458 nm	657 nm	830 nm	1644 nm	β_0	
[0,4-0,7 μm]	0,5217	0,4792	0	0	0	0,0063
[0,7-4 μm]	0	0,0241	0,5553	0,3137	0,0252	0,0120
[0,3-4 μm]	0,1313	0,2334	0,3361	0,1627	0,0166	0,0085

Tableau II-18 : Coefficients pour la conversion albédo bande large pour VEGETATION.

Albédo bande large	Bandes AVHRR				σ_{reg}
	634 nm	847 nm	1605 nm	β_0	
[0,4-0,7 μm]	0,8958	0,0879	0	-0,0440	0,0222
[0,7-4 μm]	-0,0030	0,6031	0,3105	0,0208	0,0111
[0,3-4 μm]	0,3719	0,3807	0,0988	0,0190	0,0094

Tableau II-19 : Coefficients pour la conversion albédo bande large pour AVHRR.

Albédo bande large	Bandes SEVIRI				σ_{reg}
	644 nm	810 nm	1640 nm	β_0	
[0,4-0,7 μm]	0,8884	0,0972	0	-0,0480	0,0227
[0,7-4 μm]	0,0097	0,5622	0,3305	0,0233	0,0127
[0,3-4 μm]	0,3780	0,3599	0,1095	0,0197	0,0101

Tableau II-20 : Coefficients pour la conversion albédo bande large pour SEVIRI.

II.2.7.b) Méthode des modes spectraux

Comme nous l'avons vu au chapitre §II.2.5, les modes spectraux permettent d'aboutir à un modèle de réflectance spectro-directionnel avec l'équation (II.14). Il est alors possible de calculer l'albédo bande large en intégrant directionnellement et spectralement ce modèle. Ainsi les albédo spectraux direct a^{dh} et diffus a^{hh} s'obtiennent par :

$$a^{direct}(\lambda, \theta_s) = \sum_{j=1}^M q_j \sum_{i=1}^N k_{i,j}(\lambda) I_i^{dh}(\theta_s) \quad (\text{II.27a})$$

$$\text{et } a^{diffus}(\lambda) = \sum_{j=1}^M q_j \sum_{i=1}^N k_{i,j}(\lambda) I_i^{hh} \quad (\text{II.28b})$$

où $I_i^{dh, hh}$ sont les intégrales directionnelle-hémisphérique et bi-hémisphérique des fonctions de noyau f_i définies au chapitre §I.4.3. En intégrant alors par rapport à la longueur d'onde sur l'intervalle $[\lambda_1, \lambda_2]$, les albédos bande large ont pour expression :

$$a_{[\lambda_1, \lambda_2]}^{direct, diffus} = \sum_{j=1}^M q_j g_{j, [\lambda_1, \lambda_2]} \quad (\text{II.29a})$$

$$\text{avec } g_{j, [\lambda_1, \lambda_2]} = \sum_{i=1}^N k_{i, j[\lambda_1, \lambda_2]} I_i^{dh, hh} \quad (\text{II.30b})$$

$$\text{et } k_{i, j[\lambda_1, \lambda_2]} = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} k_{i, j}(\lambda) E(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} E(\lambda) d\lambda}, \quad (\text{II.31c})$$

les coefficients $k_{i, j[\lambda_1, \lambda_2]}$ pouvant être pré-calculés pour chaque mode spectral et chaque intervalle de longueur d'onde (soit 36 coefficients au total avec $M=4$, $N=3$ et trois intervalles correspondant au visible, à l'infrarouge et au spectre solaire complet). L'incertitude sur l'albédo bande large calculé de cette manière est donnée par :

$$Cov(a_{[\lambda_1, \lambda_2]}) = G^T Cov(Q) G \quad (\text{II.32})$$

où $Cov(Q)$ est la matrice de covariance des coefficients du modèle spectral q_j et G est le vecteur contenant les modes intégrés spectralement $g_{j, [\lambda_1, \lambda_2]}$.

II.2.7.c) Validation avec AVIRIS

Les données AVIRIS utilisées pour la validation des méthodes de normalisation spectrale peuvent à nouveau être utilisées pour tester la conversion bande large. Les mesures AVIRIS étant fournies pour une seule configuration géométrique, nous ne pouvons calculer en fait que l'intégrale de la réflectance sur l'intervalle de longueur d'onde, soit ce que l'on peut nommer la réflectance bande large. La figure II.22 présente les résultats pour les instruments POLDER et VEGETATION, en utilisant la méthode des modes spectraux, la méthode statistique, ainsi que les formules de Liang (2000) pour la conversion bande large, qui ont l'avantage de correspondre aux mêmes intervalles de longueur d'onde que ceux que nous avons retenu pour le visible, le proche infrarouge et le spectre solaire total.

D'une manière générale, l'erreur est logiquement plus faible pour POLDER que pour VEGETATION dans le visible grâce à un plus grand nombre de bandes spectrales. Pour le proche infrarouge et le spectre solaire total, c'est au contraire VEGETATION qui est meilleur

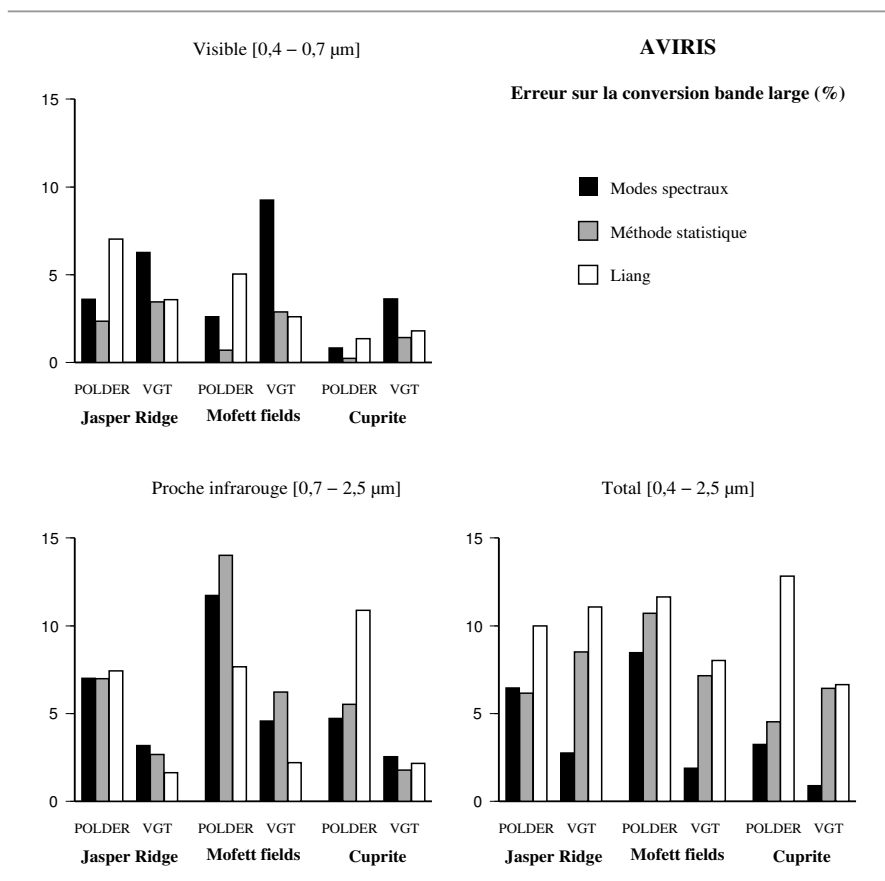


Figure II.22 : Comparaison entre différentes méthodes de conversion bande large avec les mesures AVIRIS.

grâce à sa bande dans le moyen infrarouge. On retrouve donc là encore l'intérêt que peut représenter la fusion entre des capteurs aux bandes spectrales complémentaires comme POLDER et VEGETATION. La méthode statistique est plus précise que la méthode des modes spectraux dans le visible. A l'inverse, la méthode des modes spectraux est plus efficace pour le spectre total, les deux méthodes ayant des résultats similaires dans le proche infrarouge. Les formules de Liang (2000) donnent parfois de meilleurs résultats que les deux autres méthodes, comme c'est le cas pour VEGETATION dans le proche infrarouge. En revanche elle est systématiquement plus mauvaise pour le spectre total et pour POLDER dans le visible.

Le fait que la méthode des modes spectraux soit moins bonne pour le visible tout en étant meilleure pour le spectre solaire total s'explique par le fait que la restitution des modes se fait avec des bandes étalées sur tout le spectre. Si on ne considérait que les bandes dans le visible, la reconstruction de la réflectance spectrale serait plus précise sur cette région car le modèle spectral gagnerait en degrés de liberté en n'ayant pas à reproduire la réflectance dans le

La fusion multi-capteur

proche infrarouge. La conversion bande large s'en trouverait alors améliorée pour le visible. Mais cela impliquerait d'utiliser des jeux de modes spectraux distincts pour les différents intervalles bande large. Une autre solution consisterait à pondérer les bandes spectrales utilisées pour la restitution des modes en fonction de l'éclairement solaire $E(\lambda)$. On assurerait alors une meilleure restitution à la fois dans le visible et pour le spectre solaire total. En revanche, les résultats risquent d'être moins bons pour l'intervalle proche infrarouge. En effet, l'éclairement solaire étant plus faible dans cette région spectrale que dans le visible, ce type de pondération conduirait à donner moins d'importance à la restitution du spectre dans le proche infrarouge.

II.3 Fusion temporelle

II.3.1 Principe

En l'absence d'information à priori, l'inversion d'un modèle de FDRB nécessite la collecte d'un nombre de mesures au moins égal au nombre de variables du modèle, et si possible des mesures couvrant convenablement l'espace angulaire afin de contraindre suffisamment le modèle. Or, les capteurs optiques fournissent des mesures de la réflectance bidirectionnelle de la surface qui sont étalées dans le temps. Qui plus est, la disponibilité de ces mesures n'est pas constante : En fonction de la couverture nuageuse, les mesures sont plus ou moins nombreuses et il se peut même qu'il n'y ait pas de mesures du tout pendant une période relativement longue (plus de 15 jours par exemple). Par conséquent, il n'est pas possible d'effectuer l'inversion d'un modèle de réflectance pour chaque date et il est nécessaire d'utiliser des mesures acquises sur une période plus ou moins longue. A titre d'illustration, les figures II.23 et II.24 montrent le nombre d'observations collectées par VEGETATION sur l'Europe et l'Afrique respectivement du 1^{er} au 15 avril et du 15 au 30 mars 2003, soit dans les deux cas sur une période de 15 jours. On observe dans les deux cas que pour une grande partie de l'image le nombre d'observations disponibles est inférieur à 3, ce qui constitue la limite pour l'inversion d'un modèle de FDRB à noyau à 3 paramètres. Pour l'Afrique, on remarque en particulier l'effet de la zone intertropicale qui est presque constamment couverte par les nuages. Pour l'Europe, on a ici un cas où il y avait sans doute un anticyclone au nord et des nuages sur la zone méditerranéenne. Cependant, ce sont généralement aux hautes latitudes que l'on trouve le plus de nuages.

La fusion temporelle désigne donc la manière de combiner des mesures effectuées à différentes dates dans le but d'estimer la FDRB aux dates qui intéressent l'utilisateur. Les deux sections qui suivent présentent deux méthodes différentes permettant d'atteindre cet objectif : La méthode dite de la fenêtre de composition, et le filtre de Kalman.

VEGETATION – Nombre d'observations

1->15 mai 2003

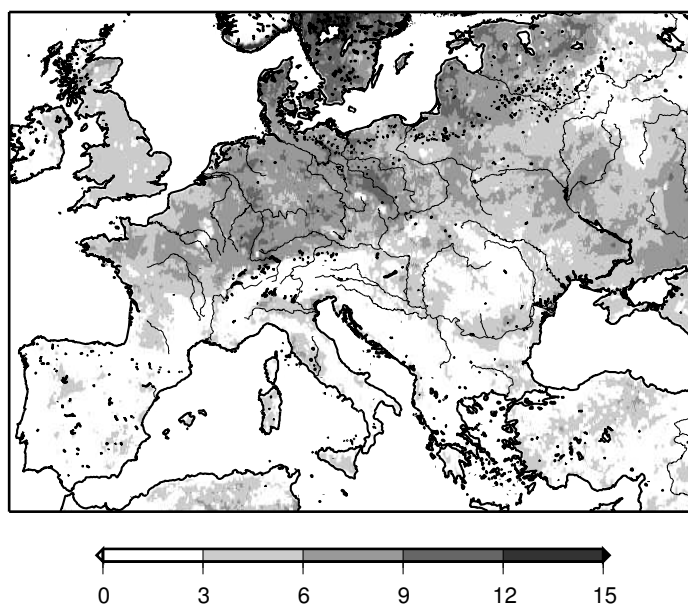


Figure II.23 : Nombre d'observations claires acquises par VEGETATION du 1^{er} au 15 avril 2003 sur l'Europe.

VEGETATION – Nombre d'observations

15->30 mars 2003

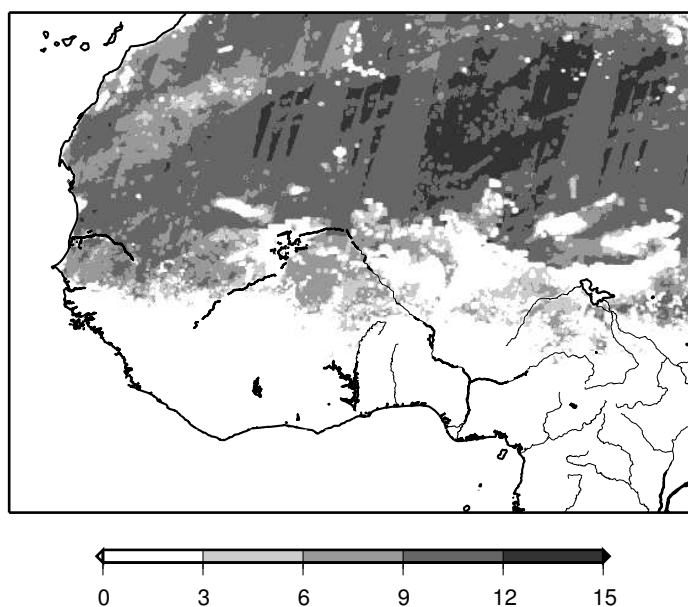


Figure II.24 : Nombre d'observations claires acquises par VEGETATION du 15 au 30 mars 2003 sur l'Afrique de l'ouest.

II.3.2 Fenêtre de composition

Le principe de la fenêtre de composition est de considérer une fenêtre temporelle, centrée autour de la date pour laquelle on recherche à estimer la FDRB, en supposant que celle ci est constante au cours de la période. Supposons qu'au cours de cette période, on dispose de m mesures de réflectance pour un pixel donné. En considérant un modèle de FDRB à noyaux à trois paramètres comme c'est le cas pour le modèle de Roujean, on obtient un système de m équation linéaires :

$$\rho^j(\theta_s^j, \varphi_s^j, \theta_v^j, \varphi_v^j) = \sum_{i=0}^n k_i f_i^j(\theta_s^j, \varphi_s^j, \theta_v^j, \varphi_v^j) \quad (j=1, \dots, m) \quad (\text{II.33})$$

Ce système peut s'écrire sous la forme matricielle suivante :

$$F X = R \quad (\text{II.34})$$

où :

- $X = [k_0 \quad k_1 \quad k_2]^T$ est le vecteur des inconnues.
- $R = [\rho^1 \quad \rho^2 \quad \dots \quad \rho^m]^T$ est un vecteur contenant les m mesures de réflectance bi-directionnelles.

- $F = \begin{bmatrix} f_0^1 & f_1^1 & f_2^1 \\ f_0^2 & f_1^2 & f_2^2 \\ \dots & \dots & \dots \\ f_0^m & f_1^m & f_2^m \end{bmatrix}$ est une matrice de dimension $m \times 3$ contenant les fonctions de

noyau calculées pour chaque mesure en fonction de la configuration géométrique.

En dehors du cas particulier où le nombre d'observations m est égal au nombre d'inconnues, le système ne possède pas de solution exacte. Le problème est dit *sous-déterminé* lorsque m est inférieur au nombre d'inconnues. Il y a alors une infinité de solutions, à moins de contraindre le modèle en ajoutant de l'information à priori. Le problème est dit *sur-déterminé* lorsque m est supérieur au nombre d'inconnues. Dans ce dernier cas, il est possible de déterminer la meilleure solution au sens statistique, celle qui minimise l'écart W entre le modèle et les observations et défini par :

$$W = \|F X - R\|_2 = \sqrt{(F X - R) \cdot (F X - R)^T} \quad (\text{II.35})$$

Dans cette formulation, toutes les mesures sont équivalentes : Elles ont le même « poids » dans le calcul de W . Afin de prendre en compte le fait que certaines mesures sont plus pertinentes que d'autres (parce que moins bruitées par exemple), on introduit le vecteur

La fusion multi-capteur

$V=(v_1, \dots, v_m)$ où chaque élément v_j correspond au poids attribué à chaque mesure. L'une des définitions possibles est $v_j = 1 / \sigma[\rho^j]$ où $\sigma[\rho^j]$ représente l'écart type associé à chaque mesure. Ainsi la fonction à minimiser devient :

$$W' = \|AX - B\|_2 = \sqrt{\sum_{j=1}^m v_j (F_j X - R_j) \cdot (F_j X - R_j)^T} \quad (\text{II.36})$$

où A et B sont dérivés de F et de R à l'aide des relations suivantes :

$$A_{ji} = v_j F_{ji} \quad (\text{II.37a})$$

$$B_j = v_j R_j \quad (\text{II.37b})$$

La solution au problème est obtenue en résolvant l'équation :

$$(A^T A) X = A^T B \quad (\text{II.38})$$

Contrairement à l'équation (II.34), le système ci-dessus est correctement posé, puisque par définition la matrice $(A^T A)$ est carrée de dimension 3. À condition que cette matrice soit inversible, la solution est donnée par :

$$X = (A^T A)^{-1} A^T B \quad (\text{II.39a})$$

et la covariance associée à la solution a pour expression :

$$P = (A^T A)^{-1} \quad (\text{II.39b})$$

les éléments diagonaux de P correspondant au carré de l'écart type théorique $\sigma[k_i]$ associé à chaque paramètre du modèle et caractérisant l'incertitude sur la restitutions des paramètres.

La fenêtre de composition utilisée pour la restitution du modèle de FDRB est typiquement de 15 à 30 jours. Plus la largeur augmente, plus l'opération est coûteuse en temps de calcul. Une solution de compromis parfois avancée est de faire varier la largeur de la fenêtre de composition en fonction du nombre effectif d'observations, de manière à toujours disposer du nombre minimum de mesures nécessaires à l'inversion. Cependant, cette méthode conduit dans de nombreux cas à aller chercher des observations très loin dans le temps. Or, la méthode suppose que les paramètres de surface sont constants, ou du moins qu'ils varient peu le long de la période, ce qui en réalité n'est pas le cas. Trop élargir la fenêtre de composition reviendrait donc à violer une des hypothèses de départ de la méthode. De manière générale, l'augmentation de la largeur de la fenêtre tend à réduire la résolution temporelle du produit final, car on ne verra pas alors les variations temporelles ayant lieu au cours de la période. Afin de tenir compte de la variation possible dans le temps de la surface et afin de maintenir une meilleure résolution temporelle, une pondération temporelle est appliquée aux mesures.

La fusion multi-capteur

Le principe est d'affecter un poids maximal au centre t_0 de la fenêtre de composition et un poids plus faible à mesure que les mesures s'éloignent de la date centrale. On adopte pour cela une pondération gaussienne fonction du temps t de la forme :

$$v_t(t) = e^{-0.5 \left(\frac{t-t_0}{\tau} \right)^2} \quad (\text{II.40})$$

où τ est l'écart type associé à la courbe gaussienne. La valeur de τ peut être considérée comme la résolution temporelle effective des paramètres de surface produits avec cette pondération. En pratique, cette pondération temporelle vient multiplier à la pondération v_j du bruit de mesure.

II.3.3 Filtre de Kalman

II.3.3.a) Formulation générale

Contrairement à la méthode de la fenêtre de composition, dans laquelle toutes les mesures sont traitées en même temps, la méthode proposée en 1960 par Rudolf E. Kalman procède de manière séquentielle, prenant les mesures les unes après les autres. À l'origine, le filtre a pour objectif de parvenir à estimer la variable d'état $x \in \mathfrak{R}^n$ d'un processus discret et gouverné par une équation linéaire stochastique de la forme :

$$x_k = A x_{k-1} + B u_{k-1} + w_{k-1} \quad (\text{II.41})$$

où :

- A est une matrice $n \times n$ décrivant l'évolution de l'état du système entre les instants $k-1$ et k .
- $u \in \mathfrak{R}^l$ est un signal extérieur servant à commander le système par l'intermédiaire de la matrice B de dimension $n \times l$. Les matrices A et B sont susceptibles de varier au cours du processus.
- w est un bruit blanc gaussien, de moyenne nulle et de covariance Q .

Afin d'estimer la variable X , on dispose de mesures $z \in \mathfrak{R}^m$ définies par :

$$Z_k = H x_k + v_k \quad (\text{II.42})$$

où la matrice H de dimension $m \times n$ est appelée matrice d'observation ou observateur et v est à nouveau un bruit blanc gaussien, de moyenne nulle et de covariance R .

On note \hat{x}_k^a l'estimation *a priori* de la variable d'état x à l'instant k , connaissant uniquement l'état précédent $k-1$, et \hat{x}_k l'estimation *a posteriori* ayant prit connaissance de la mesure z_k . On peut alors définir les erreurs *a priori* et *a posteriori* définies par :

$$e_k^a = x_k - \hat{x}_k^a \quad (\text{II.43a})$$

$$\text{et } e_k = x_k - \hat{x}_k \quad (\text{II.43b})$$

et ayant respectivement pour covariance :

$$P_k^a = E[e_k^a e_k^{aT}] \quad (\text{II.44a})$$

$$P_k = E[e_k e_k^T] \quad (\text{II.44b})$$

Les valeurs de \hat{x}_k^a et de P_k^a s'obtiennent à partir de l'équation de propagation (II.41) :

$$\hat{x}_k^a = A \hat{x}_{k-1} + B u_{k-1} \quad (\text{II.45a})$$

La fusion multi-capteur

$$P_k^a = A P_{k-1} A^T + Q \quad (\text{II.45b})$$

On recherche alors à exprimer \hat{x}_k comme une combinaison linéaire de l'estimation *a priori* \hat{x}_k^a , de la mesure z_k et de la prévision de la mesure $H \hat{x}_k^a$. En s'appuyant sur les règles de probabilité conditionnelle de Bayes, on démontre que l'erreur d'estimation est minimisée pour :

$$\hat{x}_k = \hat{x}_k^a + G_k (z_k - H \hat{x}_k^a) \quad (\text{II.46})$$

où la matrice G_k de dimension $n \times m$, appelée gain de Kalman, est définie par :

$$G_k = P_k^a H^T (H P_k^a H^T + R)^{-1} \quad (\text{II.47})$$

La nouvelle matrice de covariance a alors pour expression :

$$P_k = (1 - G_k H) P_k^a \quad (\text{II.48})$$

Les formules (II.45a) à (II.48) forment les équations du filtre de Kalman. Dans l'expression (II.46), le terme $(z_k - H \hat{x}_k^a)$ est appelé *l'innovation* et traduit le désaccord entre la mesure prédite et la mesure réelle. La correction apportée à \hat{x}_k est d'autant plus forte que l'innovation est importante. Dans (II.47), on remarquera que lorsque le bruit de mesure R tend vers zéro, le gain de Kalman se simplifie de sorte que :

$$\lim_{R \rightarrow 0} G_k = H^{-1} \quad (\text{II.49})$$

et alors \hat{x}_k tend simplement vers $H^{-1} z_k$. Autrement dit, le filtre fait entièrement confiance aux mesures en s'alignant dessus à chaque pas de temps. A l'inverse, lorsque R est très grand ou lorsque la covariance P_k^a est très faible, le gain de Kalman tend vers zéro :

$$\lim_{P_k^a \rightarrow 0} G_k = 0 \quad (\text{II.50})$$

ce qui signifie que les nouvelles mesures ne sont pratiquement pas prises en compte; le filtre fait d'avantage confiance à l'équation de propagation (II.46).

En pratique, le filtre fonctionne comme illustré à la figure II.24 : Des valeurs initiales doivent tout d'abord être attribuées à \hat{x}_k et à P_k . A chaque pas de temps, ces deux variables sont propagées à l'aide de (II.45a) et (II.45b). Si au cours de ce pas de temps des mesures z_k sont disponibles, elle servent à corriger l'estimation du vecteur d'état et sa covariance. Dans le cas où la valeur réelle de x est constante, on observe que le filtre converge progressivement vers cette valeur. La rapidité de cette convergence dépend du niveau de bruit de mesure R et

de l'erreur initiale e_0 . Dans le cas d'une variable d'état scalaire, on montre que la covariance converge vers la valeur :

$$\lim_{k \rightarrow \infty} P_k = Q \sqrt{1 + R/Q} \quad (\text{II.51})$$

Le fonctionnement du filtre de Kalman dépend donc fortement des valeurs des bruits R et Q . Or, ces deux valeurs ne sont pas toujours simples à estimer. Pour le bruit de mesure R , on peut avoir recours à une analyse préalable des mesures afin d'en estimer la variance. Il est également possible d'effectuer cette analyse au cours de l'exécution du filtre, une fois que l'on estime que le filtre a convergé. La tâche est plus difficile en ce qui concerne Q , dans la mesure où on ne sait pas toujours bien estimer la précision du modèle. Il peut également arriver que les bruits ne soient pas gaussiens ou qu'ils aient une moyenne non nulle (présence d'un biais), ne répondant pas ainsi aux hypothèses du filtre de Kalman. En cas d'incertitude, il est toujours possible de sur-évaluer les valeurs de R et Q afin de garantir la stabilité du filtre. Il en résultera toutefois une utilisation non optimale des mesures.

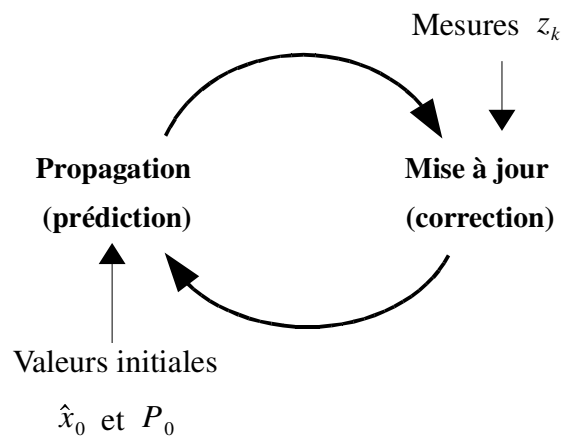


Figure II.25 : Principe du filtre de Kalman

II.3.3.b) Application à un modèle de réflectance à noyaux

Dans le cas où les observations sont les réflectances bi-directionnelles, le modèle de réflectance à noyau est associé l'observateur H défini par :

$$\rho(\theta_s, \varphi_s, \theta_v, \varphi_v) = \sum_{i=0}^n k_i f_i(\theta_s, \varphi_s, \theta_v, \varphi_v) = H x \quad (\text{II.52a})$$

avec pour un modèle à trois noyaux :

$$x = \begin{bmatrix} k_0 \\ k_1 \\ k_2 \end{bmatrix} \quad (\text{II.52b})$$

$$\text{et } H = \begin{bmatrix} f_0^1 & f_1^1 & f_2^1 \\ f_0^2 & f_1^2 & f_2^2 \\ \dots & \dots & \dots \\ f_0^m & f_1^m & f_2^m \end{bmatrix} \quad (\text{II.52c})$$

m étant le nombre de mesures acquises au cours du pas de temps considéré et $f_{i=0,1,2}^j$ les fonctions de noyau correspondant à la mesure j et calculées en fonction de la configuration géométrique propre à cette mesure. Le pas de temps pourra être choisit en fonction des besoins en terme de résolution temporelle.

II.3.3.c) Choix du modèle d'évolution

Avec l'opérateur d'observation H , le modèle de propagation temporelle représenté par la matrice A constitue une partie essentielle du filtre de Kalman. La mise en place d'un modèle d'évolution de la surface est une entreprise très complexe en soit. Parmi les schémas de surface existant on peut citer le modèles ISBA de Météo-France et ORCHIDEE de l'IPSL (Institut Pierre Simon Laplace). Ces modèles visent à représenter les interactions ayant lieu à la surface et qui incluent les processus radiatifs, thermiques, hydrologiques et biologiques. Le couplage de ce type de modèle avec les observation satellitaires via un filtre de Kalman (le terme utilisé alors est celui d'assimilation) est sans aucun doute une voie très prometteuse. La mise en place d'un tel système dépasse cependant de loin le cadre de cette thèse. Pour le moment, nous avons donc simplement considéré un modèle stationnaire (la matrice A est la matrice identité) qui fait donc l'hypothèse que les variables de surfaces ne varient pas dans le temps. Comme cela n'est bien sûr pas le cas, pour tenir compte de la dégradation de la connaissance de la surface, nous avons défini un terme d'accroissement quotidien de la matrice de covariance P_k , qui correspond au bruit de modèle Q , égal à 0,1% de l'amplitude

La fusion multi-capteur

du vecteur d'état. Cette valeur a été déterminée de manière empirique après avoir mené plusieurs essais. Une valeur plus forte conduit à un accroissement trop rapide de la covariance qui entraîne une sensibilité excessive du filtre par rapport au bruit de mesure (le filtre ne rempli pas son rôle de lissage). A l'inverse, une valeur de Q trop faible produit une convergence irréaliste du filtre et par conséquent un manque de réactivité aux nouvelles observations. En présence d'observation, cette dégradation de la covariance est compensée par l'apport d'information nouvelle, la covariance convergeant vers la valeur définie par (II.51). En l'absence d'observations en revanche, la covariance du vecteur d'état augmente régulièrement, traduisant ainsi la perte de confiance dans le modèle de surface.

II.4 Fusion spatiale

II.4.1 Généralités

Dans ce chapitre, nous abordons la question de la combinaison entre capteurs de différente résolution. Schématiquement, on peut distinguer trois approches du problème : La première et la plus simple consiste à dégrader la résolution spatiale de tous les capteurs au niveau de la résolution la plus faible. Cette solution n'est évidemment pas satisfaisante puisque une grande part de l'information est alors perdue. Elle peut cependant convenir pour des applications où la résolution désirée est faible, comme par exemple les modèles de climat qui utilisent généralement des paramétrisations de surface à 1 ou 0,5° de précision. La seconde approche consiste au contraire à interpoler toutes les mesures au niveau de la plus haute résolution. Sa limite est que le sur-échantillonnage des mesures ne crée malheureusement pas d'information supplémentaire et que l'emploi de mesures à basse résolution se ressentira malgré tout dans le produit final. En particulier, le risque est de voir ainsi apparaître des effets de « pixelisation » sur les zones présentant une forte variabilité spatiale. En terme de finesse spatiale, cette solution est toutefois meilleure que la simple dégradation de la résolution.

Pour une véritable prise en compte des mesures à basse résolution sans dégradation de l'information à haute résolution, la troisième approche fait appel à des algorithmes multi-résolution ou à des filtres qui analysent le contenu en information des images. Ainsi, des méthodes à base de transformation de Fourier (Showengerdt, 1980) ou de Brovey (Gillespie, 1987), de décomposition en composantes principales (Chavez *et al.*, 1991) et plus récemment de décomposition en ondelettes (Garguet-Duport *et al.*, 1996, Zhou *et al.*, 1998) ont été proposées pour combiner des mesures panchromatiques à hautes résolution du type SPOT ou IKONOS avec des mesures multi-spectrales ou radar à plus basse résolution. Ces méthodes sont principalement utilisées dans le but d'accroître le contraste des images ou à des fins de classification, notamment dans le cas des villes (Benediktsson *et al.*, 2003). Elles ne s'appliquent cependant qu'à des prises de vue sans nuages et sont donc difficilement exploitables pour les capteurs optiques à grand champ. L'utilisation d'un extrapolateur multi-échelle de Kalman (Chou *et al.*, 1994) permet en revanche de combiner des jeux de données parcellaires dans l'espace et dans le temps. Cette dernière méthode est cependant actuellement trop lourde pour pouvoir envisager son utilisation pour la production à l'échelle globale de variables biophysiques. En réalité, peu de solutions sont actuellement disponibles pour effectuer une fusion multi-résolution sur des données à large échelle en conservant des temps

de calcul raisonnables. Dans les chapitres suivants, nous proposons deux méthodes susceptibles de répondre à ce problème.

II.4.2 Cas de pixels imbriqués

On part ici de l'hypothèse que la largeur d'un pixel à basse résolution est un multiple entier m de la largeur d'un pixel à haute résolution. Cela est par exemple le cas pour une haute résolution de 1 km et une basse résolution de 2, 4 ou 8 km. On suppose aussi que les grilles de projection géographiques sont telles que les pixels à hautes résolution se trouvent imbriqués à l'intérieur d'un pixel basse résolution. La figure II.26 représente une telle situation avec une haute résolution deux fois plus fine que la basse résolution, ce qui donne quatre pixels imbriqués P_1 à P_4 à l'intérieur d'un grand pixel P_0 . La méthode décrite ici consiste à inverser un modèle de réflectance à noyau pour l'ensemble des pixels en une seule opération. Nous en livrons ci-après le principe théorique.

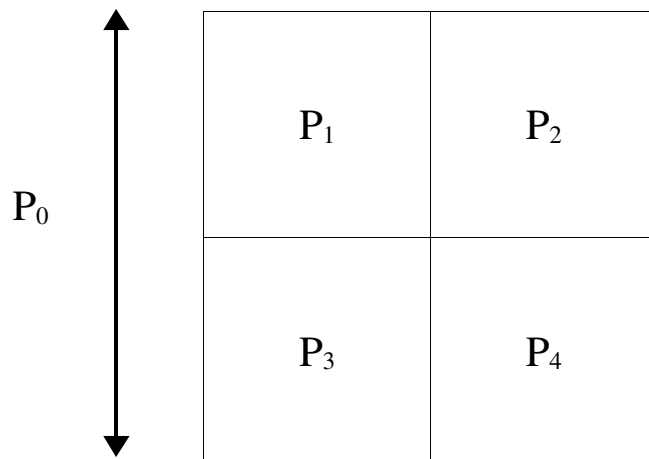


Figure II.26 : Pixels imbriqués dans le cas d'une haute résolution double de la basse résolution

Pour chacun des pixels d'index j , la réflectance peut être représentée à l'aide d'un modèle à noyau selon :

$$\rho^j(\theta_s^j, \theta_v^j, \phi^j) = \sum_{i=0}^{N-1} k_i^j f_i^j \quad j \in [1, m^2] \quad (\text{II.53})$$

$$\text{où } f_i^j = f_i(\theta_s^j, \theta_v^j, \phi^j) \quad , \quad (\text{II.54})$$

les angles $\theta_s^j, \theta_v^j, \phi^j$ correspondant aux conditions d'observation pour chaque pixel.

La fusion multi-capteur

On fait de plus l'hypothèse que la réflectance mesurée pour le grand pixel P_0 est la moyenne des réflectances mesurées pour les pixels imbriqués (hypothèse de linéarité) :

$$\rho^0(\theta_s^j, \theta_v^j, \phi^j) = \frac{1}{m^2} \sum_{j=1}^{m^2} \rho^j(\theta_s^j, \theta_v^j, \phi^j) \quad (\text{II.55})$$

En reportant (II.53) à l'intérieur de cette dernière équation, on obtient :

$$\rho^0(\theta_s^j, \theta_v^j, \phi^j) = \frac{1}{m^2} \sum_{j=1}^{m^2} \sum_{i=0}^{N-1} k_i^j f_i^j = F_0 K \quad (\text{II.56a})$$

$$\text{où } F_0^T = \frac{1}{m^2} M \begin{bmatrix} f_0^1 & f_1^1 & f_2^1 & f_0^2 & f_1^2 & f_2^2 & \dots & f_0^{m^2} & f_1^{m^2} & f_2^{m^2} \end{bmatrix} \quad (\text{II.56b})$$

$$\text{et } K = [k_0^1 k_1^1 k_2^1 \quad k_0^2 k_1^2 k_2^2 \quad \dots \quad k_0^{m^2} k_1^{m^2} k_2^{m^2}] \quad (\text{II.56c})$$

le vecteur inconnue K correspondant ici à la concaténation de l'ensemble des coefficients k_i des pixels imbriqués. En utilisant ce vecteur, on peut reformuler les équations (II.53) en :

$$\rho^j(\theta_s^j, \theta_v^j, \phi^j) = F_j K \quad j \in [1, m^2] \quad (\text{II.57a})$$

$$\text{où } \begin{aligned} F_j^T[(j-1)N+1, jN] &= [f_0^j f_1^j f_2^j] \\ F_j^T[l] &= 0, l \notin [(j-1)N+1, jN] \end{aligned} \quad (\text{II.57b})$$

Ainsi, l'ensemble du problème peut être ramené au système linéaire :

$$R = F K \quad (\text{II.58a})$$

$$\text{où } R = [\rho^0 \quad \rho^1 \quad \dots \quad \rho^{m^2}] \quad (\text{II.58b})$$

$$\text{et } F = [F_0 \quad F_1 \quad \dots \quad F_{m^2}] = \begin{bmatrix} (f_0^1 f_1^1 f_2^1)/m^2 & (f_0^2 f_1^2 f_2^2)/m^2 & \dots & (f_0^{m^2} f_1^{m^2} f_2^{m^2})/m^2 \\ f_0^1 f_1^1 f_2^1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & f_0^1 f_1^1 f_2^1 & \dots & 0 \\ 0 & \dots & 0 & f_0^{m^2} f_1^{m^2} f_2^{m^2} \end{bmatrix} \quad (\text{II.58c})$$

Si on analyse le contenu de la matrice F , on constate que s'il n'y avait pas la première ligne, le système serait exactement équivalent à la résolution du problème pour chaque pixel individuellement, la matrice ayant dans ce cas une forme diagonale par morceaux qui reviendrait à découpler les inconnues liées à chaque pixel. Mais la prise en compte de l'équation (II.55) vient apporter une contrainte supplémentaire pour la restitution des inconnues dans les pixels imbriqués en reliant ces pixels entre eux. Cette contrainte additionnelle est la traduction mathématique de l'information apportée par la mesure à haute résolution.

La fusion multi-capteur

Comme pour l'inversion du modèle à noyau dans le cas mono-résolution, la résolution de (II.58a) se fait soit en collectant les mesures pour tous les pixels au cours d'une période temporelle donnée (méthode de la fenêtre de composition), soit en utilisant un filtre de Kalman. Seule la taille du vecteur inconnue K change de taille. L'implémentation de cette méthode se heurte cependant à des difficultés techniques importantes. En effet, la construction de la matrice F est très lourde sur le plan informatique, d'autant plus que le rapport entre la haute et la basse résolution est important. Dans le cas de mesures à 1 km de résolution provenant de MERIS ou VEGETATION, combinées à des données AVHRR à 8 km ($m = 8$), la matrice F présente une dimension de 65×192 . Cette taille combinée au volume de données déjà important dans le cas de mesures à haute résolution fait que le traitement de telles matrices nécessite un temps de calcul relativement important. On remarquera cependant que la plupart des éléments de F sont nuls, ce qui permet d'envisager de représenter cette matrice sous forme « creuse » pour laquelle des bibliothèques de calcul existent. Cela représente toutefois un travail supplémentaire qu'il n'a pas été possible de mener au cours de cette thèse.

Une autre limitation prévisible de cette méthode est que le système peut ne pas avoir de solution à partir du moment où un nombre insuffisant de mesures est collecté pour un ou plusieurs des pixels imbriqués. Cela peut conduire à ce que la détermination des coefficients du modèle de réflectance échoue pour l'ensemble des pixels, alors qu'avec la technique classique en mono-résolution, la résolution serait possible pour au moins une partie des pixels. Il faut alors prévoir un algorithme « de secours » en mono-résolution pour palier à ce cas de figure, ce qui augmente d'autant la complexité de la chaîne de traitement à mettre en place.

II.4.3 Méthode de la désagrégation

On se propose ici de combiner les mesures en sur-échantillonnant les données à basse résolution, comme nous l'avons présenté en introduction de ce chapitre, mais en appliquant une correction aux mesures à basse résolution, pour chaque pixel imbriqué, de manière à restituer la variabilité spatiale de la réflectance. Cette opération est schématisée par la figure II.27, dans laquelle les niveaux de gris représentent les différentes valeurs possibles de la réflectance. La réflectance pour le grand pixel P_0 est aussi la moyenne des réflectances pour l'ensemble des pixels imbriqués.

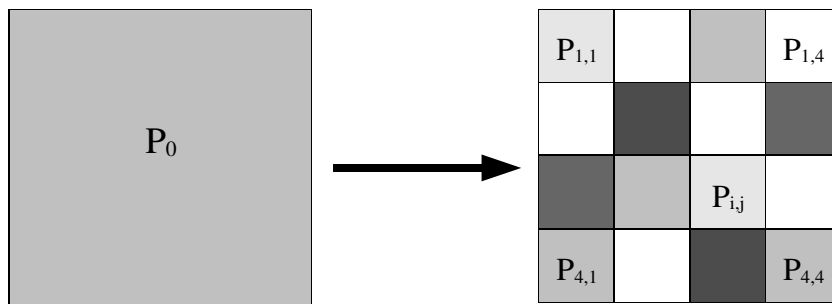


Figure II.27 : Pixels imbriqués dans le cas d'une haute résolution double de la basse résolution

Afin de pouvoir utiliser l'information du grand pixel P_0 à l'intérieur de chaque pixel imbriqué sans introduire de biais, le terme de correction ε à appliquer aux mesures à basse résolution s'exprime comme la différence entre la réflectance à haute résolution $\rho_{m,n}$, pour un pixel imbriqué de coordonnées (m,n) et la réflectance ρ_0 correspondant au pixel P_0 :

$$\varepsilon_{m,n} = \rho_{m,n} - \rho_0 = \rho_{m,n} - \bar{\rho} \quad (\text{II.59})$$

Ce calcul repose sur l'hypothèse que l'on dispose d'une cartographie à priori de la réflectance permettant d'estimer à l'avance le terme ε . Lors de l'utilisation d'un filtre de Kalman, cette cartographie est disponible via l'estimation du vecteur d'état au pas de temps précédent et l'expression de la réflectance à partir du modèle de réflectance à noyau :

$$\rho_{m,n} = \sum_{i=1}^3 \hat{k}_{i,j-1}(m,n) f_i[\theta_{s,j}, \theta_{v,j}, \phi_j] \quad (\text{II.60})$$

où $\hat{k}_{i,k-1}(m,n)$ est l'estimation pour le modèle directionnel au pas de temps précédent $j-1$, et où $\theta_{s,j}$, $\theta_{v,j}$ et ϕ_j sont les angles d'observation pour le pixel P_0 au pas de temps j . L'utilisation de cette formule dans l'équation (II.59) permet de calculer le terme ε pour

chacun des pixels imbriqués. Il est toutefois nécessaire de prendre en compte l'incertitude sur ε qui est liée à l'incertitude sur le vecteur d'état. En supposant les erreurs décorréliées entre les différents pixels imbriquée et la covariance uniforme sur ces pixels (ce qui est généralement le cas à petite échelle), on montre que :

$$\text{var}(\varepsilon_{m,n}) \approx \text{var}(\rho_{m,n}) \left[1 + \frac{1}{np} \right] \quad (\text{II.61})$$

où np est le nombre total de pixels imbriqués, et avec :

$$\text{var}(\rho_{m,n}) = F_j^T \text{cov}(\hat{K}_{j-1}) F_j \quad (\text{II.62})$$

où \hat{K}_{j-1} et F_j sont les vecteurs correspondant au vecteur d'état et aux fonction de noyau. L'incertitude sur le terme de correction ε doit être reportée sur le bruit de mesure pour les observations à basse résolution, de sorte que la variance σ'^2 du bruit de mesure final à utiliser pour ces mesures, s'obtient par la relation :

$$\sigma'^2(\rho_{0 \rightarrow m,n}) = \sigma^2(\rho_0) + \text{var}(\rho_{m,n}) \left[1 + \frac{1}{np} \right] \quad (\text{II.63})$$

Dans cette formule, il est à souligner que le terme $\text{var}(\rho_{m,n})$, avec un filtre de Kalman, est grand en début de simulation, le filtre n'ayant pas encore eu le temps de converger. Les mesures à basse résolution sont alors fortement pénalisées et interviennent peu dans la mise à jour du modèle directionnel. En revanche, à mesure que le filtre converge, ce terme diminue et permet alors une plus grande valorisation des mesures à basse résolution. En d'autres termes, les propriétés de la surface doivent d'abord être bien définie à l'aide des mesures à haute résolution pour pouvoir ensuite accorder de la confiance aux mesures à basse résolution. Lorsque les mesures à haute résolution ne sont pas disponibles en début de simulation, les mesures à basse résolution peuvent être malgré tout profitables, en l'absence de tout autre information, mais l'incertitude associée sera plus importante.

Cette méthode, que nous appliquerons au chapitre III avec des données VEGETATION à 1 km et des données AVHRR à 8 km, permet une utilisation intéressante du filtre de Kalman, dont nous avons déjà montré l'intérêt sur le plan temporel.

Chapitre III

Applications et résultats

III Applications et résultats

III.1 Données utilisées

III.1.1 Les données du projet CYCLOPES

Nous avons utilisé pour nos travaux des données issues des capteurs MERIS, VEGETATION et AVHRR. Ces données ont été collectées et traitées par l'équipe de production du projet CYCLOPES au sein de MEDIAS France (CYCLOPES Level 1 processing, Hagolle et Cabot, 2003). Il s'agit de réflectances dites « niveau 2 », c'est à dire les réflectances bidirectionnelles de surface TOC (Top Of Canopy), accompagnées des champs d'angles zénithaux et azimutaux d'éclairage et d'observation. Le bruit de mesure associé à ces réflectances de niveau 2 a été estimé selon la procédure décrite au chapitre §II.2.4 (tableau II-7). Les différents traitements ayant été effectués sur ces données sont :

- L'application des coefficients d'étalonnage de l'instrument. Ces coefficients permettent de compenser la variation dans le temps de la sensibilité du capteur. Ils sont fournis par les centres de mission qui gèrent le fonctionnement des capteurs.
- La correction des effets atmosphériques. Elle est réalisée à l'aide du code de transfert radiatif SMAC (Rahman and Dedieu, 1994) et fait appel à des archives météorologiques pour les variables telles que la pression au niveau de la mer ou la concentration en vapeur d'eau. La concentration en ozone stratosphérique est issue du capteur TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer). Un point crucial pour la correction atmosphérique est la prise en compte de l'effet des aérosols sur l'épaisseur optique de l'atmosphère. En l'absence de données quotidiennes fiables à l'échelle globale, la correction est effectuée en utilisant une climatologie mensuelle d'aérosols. Les mêmes données atmosphériques ont été utilisées pour l'ensemble des capteurs.
- La reprojexion géographique des données. Suivant les capteurs, le type de projection géographique pour la distribution des données varie : plate carrée, sinusoïdale, etc. Pour le

projet CYCLOPES, toutes ces données ont été reprojettées selon une projection plate carrée, c'est à dire utilisant un repère cartésien en longitude et en latitude, à 1 km de résolution pour MERIS et VEGETATION, et 8 km pour AVHRR.

III.1.2 Inter-étalonnage entre les capteurs

L'inter-étalonnage des données CYCLOPES est réalisé à partir de mesures de réflectances extraites pour une sélection de sites dans la zone saharienne (Cosnefroy *et al.*, 1996). Ces sites présentent comme avantage d'être homogènes ce qui permet de les utiliser même avec des capteurs ayant une médiocre résolution. Ils possèdent également des propriétés stables dans le temps et ne sont que rarement masqués par les nuages, ce qui facilite la comparaison entre capteurs. L'inter-étalonnage étant effectuée au niveau des réflectances bidirectionnelles, seules les mesures acquises dans la même configuration géométrique d'observation peuvent être comparées. Pour cette raison, l'instrument pris comme référence est le capteur POLDER car il permet de couvrir presque la totalité des configurations géométriques grâce à sa grande résolution angulaire. Ainsi pour chaque mesure de l'un des autres capteurs, il est possible de trouver une mesure de POLDER ayant une géométrie d'observation proche (différences inférieures à $2,5^\circ$ pour les angles zénithaux d'éclairement et d'observation et inférieures à 5° pour l'angle azimutal relatif). Le problème de la réponse spectrale des capteurs se pose bien entendu pour la phase d'inter-étalonnage. Le problème est cependant moins complexe que pour la normalisation spectrale présentée au chapitre II du fait que les surfaces correspondent ici à du sol nu. Pour simuler les effets spectraux, l'équipe de production du projet CYCLOPES a adopté un spectre de la surface avec une fonction trigonométrique de la forme :

$$\rho_s(\lambda) = a \arctan(\alpha\lambda + \beta) + b \quad , \quad (\text{III.1})$$

les coefficients a , b , α et β étant déterminés par inversion à l'aide des bandes spectrales de

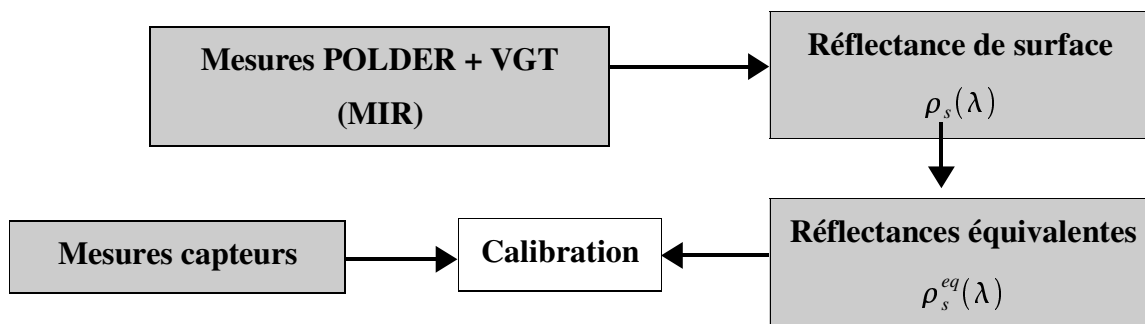


Figure III.1 : Procédure d'inter-étalonnage pour les données CYCLOPES

POLDER dans le visible ainsi que la bande à 1644 nm de VEGETATION pour le proche infrarouge. En utilisant la formule (II.3) établie au chapitre II, ce spectre de la surface est utilisé pour calculer les réflectances équivalentes pour chacune des bandes des capteurs à inter-étalonner, qui sont comparées aux mesures effectivement réalisées par ces instruments.

III.1.3 Choix de la période et des zones géographiques

L'utilisation des données à l'échelle globale ou même continentale étant extrêmement lourde, nous avons retenu deux zones géographiques pour lesquelles nous avons extrait les données satellitaires du projet CYCLOPES. La première zone couvre l'ensemble de la France selon une boîte de -5 à 8° de longitude et de 42 à $51,5^\circ$ de latitude. Le travail de thèse ayant lieu au sein du CNRM, il existe en effet un besoin particulier de bénéficier de variables biophysiques sur la France pour alimenter les modèles de surface comme ISBA. La seconde zone dénommée CATCH (Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique) se situe au niveau du Bénin en Afrique de l'ouest et est également d'un grand intérêt pour la recherche dans le domaine des interactions sol-atmosphère. Couvrant une boîte de -3° à 5° de longitude et de 2° à 18° de latitude, elle correspond en effet à une zone devant faire l'objet de campagnes de mesures intensives dans le cadre du projet AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine). Il s'agit d'un projet scientifique international ayant pour objectif d'améliorer la compréhension et la prévision de la mousson et ses impacts socio-économiques. Un des aspects importants de ce projet est l'étude des rétroactions entre la surface et l'atmosphère, grâce au suivi d'un certain nombre de sites à l'aide de mesures de terrain et de mesures satellitaires.

Les figures III.2 et III.3 représentent les zones FRANCE et CATCH pour lesquelles nous avons superposé les classes de surface de la classification GLC2000 (Global Land Cover, année 2000, Bartholomé *et al.*, 2002). Pour ces deux zones, nous avons traité les données issues des capteurs MERIS et VEGETATION pour l'ensemble de l'année 2003 et les données issues de AVHRR pour la période d'avril à juillet 2003 pour la zone FRANCE uniquement. L'année 2003 est en effet une des années pour lesquelles les données du projet CYCLOPES ont été disponibles en premier. De plus, il s'agit d'une année pour laquelle on dispose potentiellement d'un nombre appréciable de capteurs. Outre MERIS, VEGETATION et AVHRR, les données du capteur POLDER sont également disponibles de février à octobre 2003. Nous ne les avons cependant pas utilisé au cours de cette thèse car elles n'avaient pas encore été converties dans la même projection géographique que les autres capteurs.

Applications et résultats

Dans le but de pouvoir plus aisément comparer les produits issus des différents capteurs ainsi que les différentes techniques de fusion présentées au chapitre II, nous avons également sélectionné pour chaque zone une dizaine de sites pour lesquels nous avons extrait les profils temporels des variables de surface en sortie de notre chaîne de traitement. Pour la France (tableau III-1), nous nous sommes appuyés pour le choix des sites sur les réseaux de mesures sur le terrain VALERI et BSRN. Ces deux réseaux ont été constitués pour servir à la validation des produits satellitaires. Le réseau VALERI propose essentiellement des mesures d'indice foliaire tandis que le réseau BSRN effectue des mesures de rayonnement permettant notamment de calculer l'albédo. Pour la zone CATCH (tableau III-2), nous n'avons pas utilisé de tels réseaux, mais nous avons plutôt essayé d'échantillonner au sein de la zone la plupart des types de surfaces possible, de la forêt tropicale au sud jusqu'à la savane sèche au nord, en s'appuyant sur la classification GLC2000 pour l'Afrique. Afin de faciliter le repérage géographique des sites d'extraction, nous les avons choisis à proximité de villes de la région, plus exactement à 22 km au nord des villes en question afin de se placer à l'extérieur des zones urbaines.

GLC2000 France

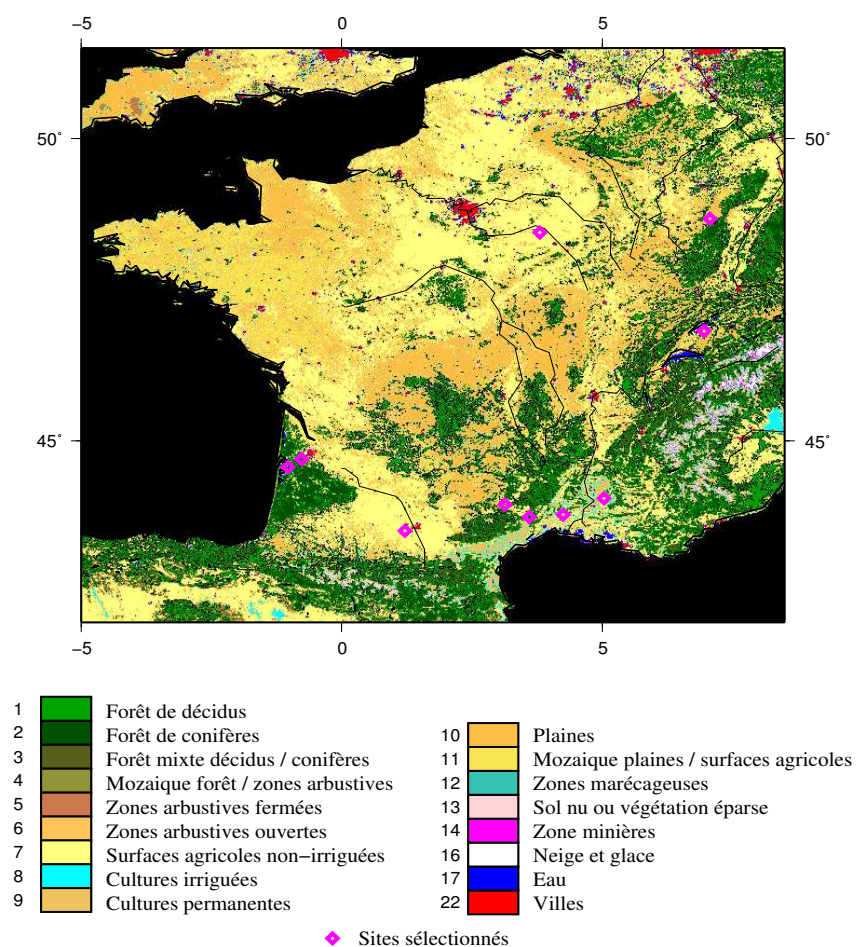


Figure III.2 : Classification GLC2000 pour la zone FRANCE.

Site	Longitude (°)	Latitude (°)	Type de surface	Réseau
Hesse (Moselle)	7,065	48,674	Forêt de décidus	CARBOEUROPE
Romilly (Aube)	3,800	48,450	Culture	VALERI
Payerne (Suisse)	6,950	46,817	Prairies	BSRN
Le Bray (Gironde)	-0,767	44,700	Forêt de conifères	CARBOEUROPE
Nezer (Gironde)	-1,033	44,566	Forêt de conifères	VALERI
Carpentras (Vaucluse)	5,033	44,050	Mixte urbain/prairies	BSRN
Larzac (Hérault)	3,133	43,950	Plaine	VALERI
Alpilles (Bouches du Rhône)	4,250	43,783	Cultures	VALERI
Puechabon (Hérault)	3,597	43,741	Foret méditerranéenne	VALERI
Colomiers (Haute-Garonne)	1,217	43,517	Cultures	VALERI

Tableau III-1 : Sites d'extraction pour la zone FRANCE.

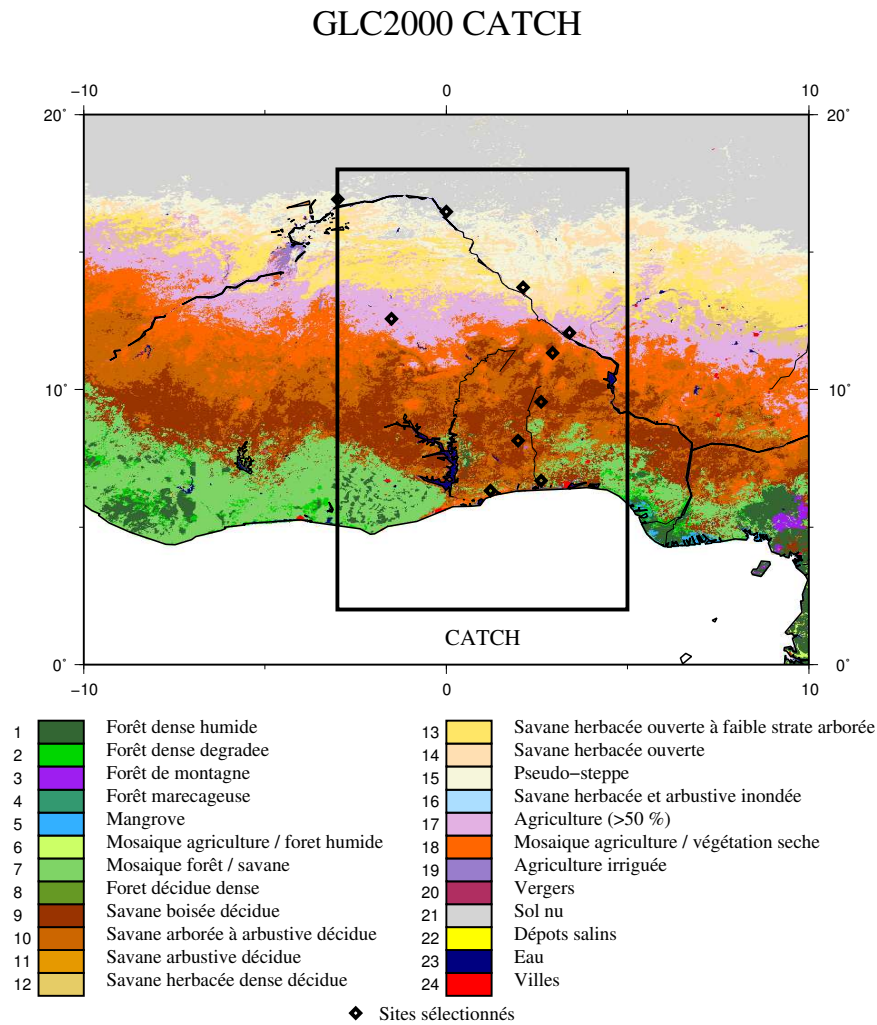


Figure III.3 : Classification GLC2000 pour la zone CATCH.

Site	Longitude (°)	Latitude (°)	Type de surface
Tombouctou (Mali)	-3,000	16,920	Pseudo steppe
Gao (Mali)	0,000	16,470	Pseudo steppe
Niamey (Niger)	2,116	13,716	Savane herbacée
Ouagadougou (Burkina Fasso)	-1,516	12,566	Agriculture/savane
Malanville (Benin)	3,400	12,066	Agriculture/savane
Kandi (Benin)	2,930	11,333	Agriculture/végétation sèche
Parakou (Benin)	2,616	9,550	Savane arborée
Savalou (Benin)	1,983	8,133	Savane arborée
Porto-novo (Benin)	2,616	6,683	Mosaïque forêt/savane
Lome (Togo)	1,216	6,316	Mosaïque forêt/savane

Tableau III-2 : Sites d'extraction pour la zone CATCH.

III.2 Description de la chaîne de traitement

Pour traiter les mesures satellitaires décrites au chapitre précédent, nous avons mis en place une chaîne de traitement qui devait être la plus générique possible afin de pouvoir utiliser les données de différents capteurs, en mode mono-capteur ou en mode fusion. Elle devait également pouvoir fonctionner sur différentes zones en laissant la possibilité d'utiliser différentes méthodes pour la normalisation spectrale ou le calcul de l'albédo bande large. La figure III.4 illustre les différentes opérations de cette chaîne dans le cas de l'utilisation de la méthode de la fenêtre composition décrite au chapitre §II.3. Dans le cas du filtre de Kalman, du fait du bouclage temporel, l'architecture de la chaîne est légèrement différente, comme nous le verrons plus loin au chapitre §III.5.

La première opération consiste à collecter toutes les mesures qui rentrent dans la fenêtre de composition. La largeur de la fenêtre est fixée à 30 jours avec une pondération temporelle conférant une résolution temporelle de 10 jours. Un fichier d'initialisation permet de sélectionner les capteurs qui sont utilisés. Pour chaque mesure, les fonctions f_i et g_j du modèle directionnel à noyau et du modèle spectral sont calculées en fonction des angles d'éclairement solaire et d'observation qui sont fournis avec les mesures de réflectance. Pour les modes spectraux, on utilise à ce stade les coefficients spectro-directionnels $k_{i,j}^{eq}$ définis par l'équation (II.15b) qui ont été déterminés pour chaque capteur à l'aide des simulations GHOST.

Les premières variables à être restituées sont les coefficients q_i associés aux modes spectraux, par inversion du modèle défini par l'équation (II.15a). Ces variables servent ensuite à effectuer la normalisation spectrale des réflectances mesurées, dans le cas où c'est la méthode des modes spectraux qui est sélectionnée. Lorsque on utilise la méthode statistique, on utilise simplement les coefficients des tableaux II-8 à II-12 pour corriger les réflectances.

La troisième étape est l'inversion du modèle directionnel à noyau, pour chaque bande spectrale, à l'aide des mesures de réflectance spectralement normalisées. Une procédure de filtrage est utilisée pour rejeter les mesures trop bruitées (artefacts de mesure, nuages mal détectés, forte présence d'aérosols, etc.). La réflectance de référence utilisée pour juger quelles mesures doivent être éliminées est calculée à partir des modes spectraux qui ont été restitués à l'étape précédente. La restitution des coefficients du modèle directionnel permet ensuite de calculer l'albédo spectral grâce à la méthode décrite au chapitre §I.4.3. Parmi les différents

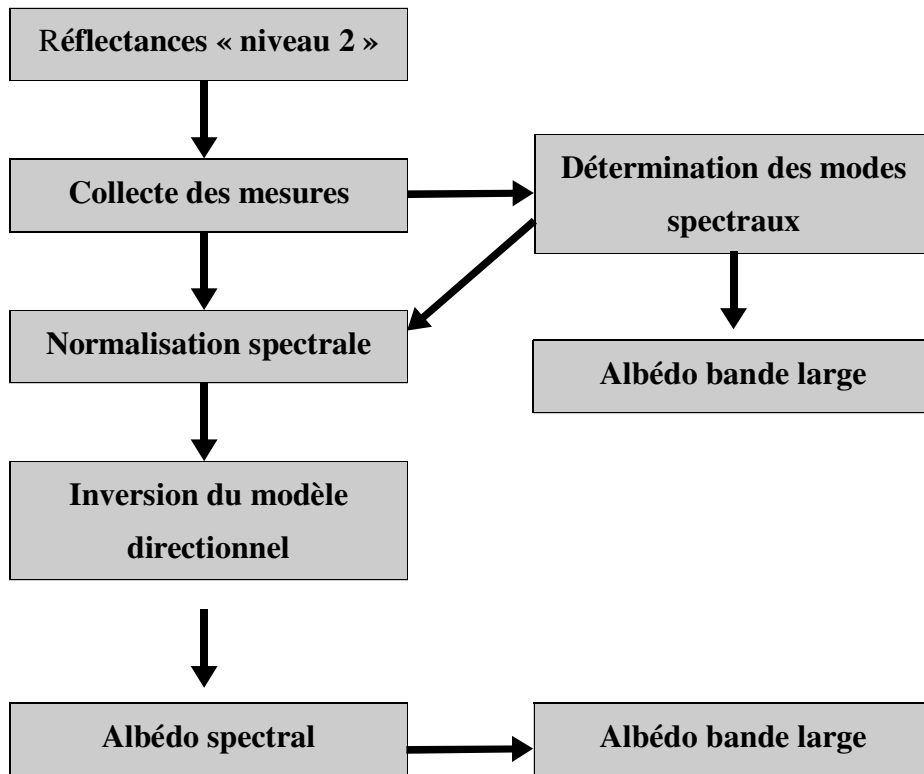


Figure III.4 : Représentation schématique de la chaîne de traitement.

types d'albédo possibles (direct, diffus), nous avons choisi de calculer l'albédo diffus car cette grandeur à l'avantage de ne dépendre que de la surface.

La dernière étape consiste à calculer l'albédo bande large, en utilisant les deux méthodes possibles : La première utilise les coefficients de conversion issus de la méthode statistique et contenus dans les tableaux II-16 à II-20. La seconde est basée sur l'intégration des modes spectraux sur les différents intervalles de longueurs d'onde que nous avons retenus, c'est à dire l'intervalle visible de 0,4 à 0,7 μm , le proche infrarouge de 0,7 à 2,5 μm et le spectre solaire total de 0,4 à 2,5 μm .

A travers toutes ces étapes, un effort important a été fait pour propager les incertitudes associées à chaque variable calculée, depuis le bruit de mesure jusqu'à la covariance de l'albédo bande large. L'analyse de ces incertitudes nous aidera plus loin à évaluer l'impact en terme de précision de la fusion multi-capteur par rapport aux produits mono-capteur.

III.3 Comparaison entre MERIS et VEGETATION

III.3.1 Vérification de l'inter-étalonnage

La première comparaison que nous avons menée entre MERIS et VEGETATION a consisté à vérifier l'inter-étalonnage entre ces deux capteurs. Il s'agit de s'assurer que, après application de la normalisation spectrale, il ne subsiste pas de biais systématique entre les deux instruments. La variable que nous avons choisi pour mener cette comparaison est le coefficient k_0 du modèle directionnel. Ce coefficient correspond à la réflectance que mesureraient les capteurs pour une visée au nadir et un angle zénithal solaire nul. Pour cette comparaison, les valeurs de k_0 utilisées ont été extraites pour des sites de la zone CATCH pour l'ensemble de l'année 2003. Ces sites ont l'avantage de couvrir une bonne diversité de types de surface, ce qui permet de vérifier l'inter-étalonnage sur toute la dynamique du signal. Pour la normalisation spectrale, nous avons choisi la méthode des modes spectraux car elle est apparue plus efficace lors de la validation avec les données AVIRIS.

La figure III.5 présente le tracé des valeurs obtenues avec VEGETATION par rapport à celles obtenues avec MERIS pour les trois bandes que les capteurs ont en commun, à savoir les bandes bleu, rouge et proche infrarouge. De façon assez surprenante, il apparaît que les valeurs pour VEGETATION sont beaucoup plus faibles que celles de MERIS, avec un biais moyen de l'ordre de -0,015 pour le bleu, -0,025 pour le rouge et -0,055 pour le proche infrarouge. Ces biais sont importants et ne peuvent s'expliquer par une normalisation spectrale qui serait déficiente car ils ne correspondent pas aux effets attendus à partir de l'analyse des réponses spectrales (par exemple; écart important dans le rouge aux fortes réflectances et plus petit aux faibles réflectances alors que l'on prévoit le contraire). L'équipe responsable de la production des données niveau 2 CYCLOPES nous a également confirmé que des écarts significatifs entre MERIS et VEGETATION ont été observés sans que la raison n'ait été encore identifiée.

Pour pouvoir poursuivre les inter-comparaisons entre MERIS et VEGETATION et, plus loin, réaliser la fusion entre les deux capteurs, il est indispensable de corriger en premier ces biais systématiques. En utilisant l'inter-comparaison sur la zone CATCH, nous avons tiré des relations de correction de la forme :

$$\rho_c = c_1 \rho + c_0 \quad (\text{III.2})$$

où ρ est la réflectance mesurée et ρ_c la réflectance corrigée. Dans le cas présent, nous avons

Applications et résultats

calibré VEGETATION par rapport à MERIS. Ce choix est cependant arbitraire en l'absence d'éléments permettant de savoir quel est le capteur qui se rapproche le plus de la réalité, ce qui pourrait être fait avec des validations utilisant des mesures sur le terrain. Les coefficients c_0 et c_1 pour les bandes de MERIS et de VEGETATION sont reportés dans le tableau III-3 . Après application de ces formules, on obtient la deuxième série de graphiques au bas de la figure III.5, où les biais sont presque intégralement supprimés. Après application des relations de calibration, on peut également remarquer que la cohérence entre MERIS et VEGETATION est relativement bonne, peu de points se trouvant franchement en dehors de la ligne médiane. La dispersion est cependant un peu plus forte dans le bleu à cause d'une moins bonne correction des effets atmosphériques.

Canal	c_0	c_1
Bleu	0,017	1,00
Rouge	-0,009	1,15
PIR	0,030	1,08

Tableau III-3 : Coefficients de calibration à appliquer sur les bandes VEGETATION.

VGT vs MERIS – Zone CATCH

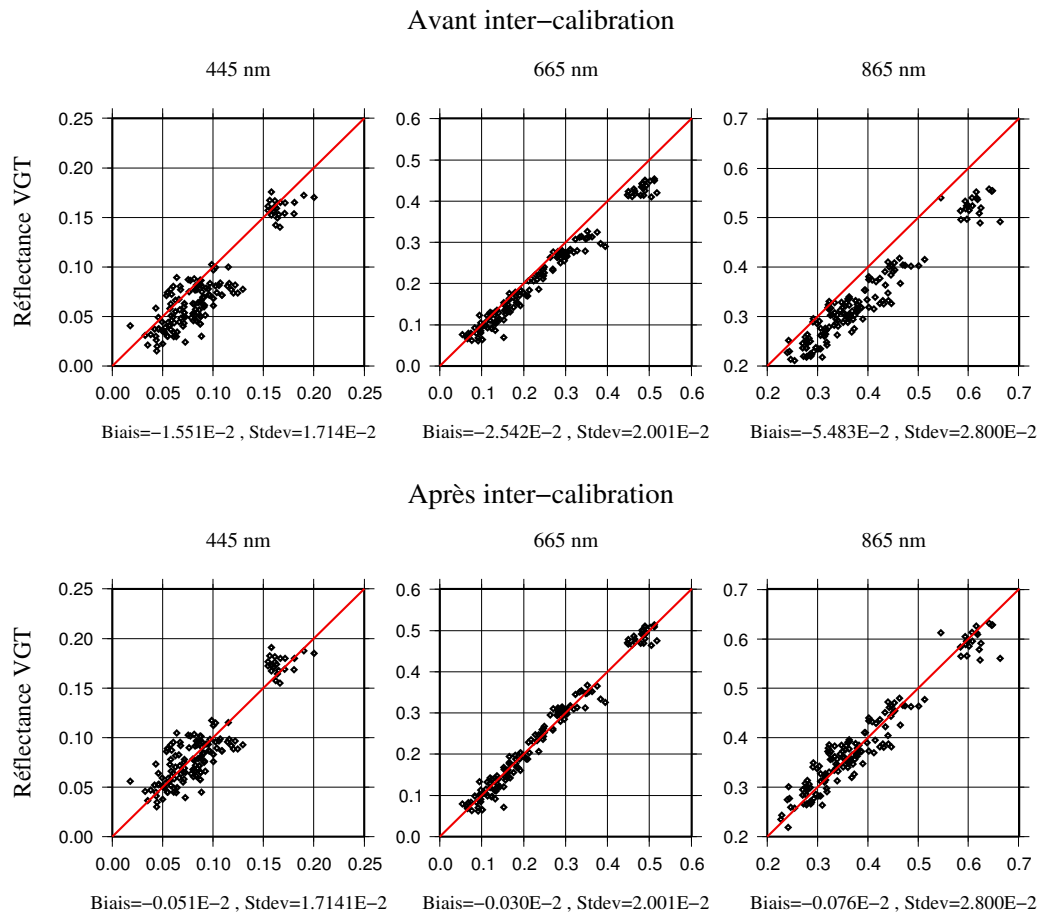


Figure III.5 : Réflectance au nadir de VEGETATION par rapport à MERIS, zone CATCH. L'écart type (Stdev), est calculé après suppression du biais.

III.3.2 Effet de la normalisation spectrale

III.3.2.a) Impact sur les données VEGETATION

La nécessité d'avoir à inter-étalonner nous mêmes les capteurs MERIS et VEGETATION rend délicate l'analyse de la normalisation spectrale, puisque ces deux opérations sont en fait liées. Dans l'idéal, l'opération d'inter-étalonnage décrite au chapitre §III.1.2 devrait utiliser la même méthode de normalisation que celle utilisée ensuite dans la chaîne de traitement. Or nous avons vu qu'un modèle de réflectance de sol spécifique avait été utilisé pour les sites désertiques. Nous tentons néanmoins ici de mener une étude qualitative de l'impact de la normalisation spectrale. Les figures III.6 et III.7 montrent la différence apportée sur le coefficient k_0 obtenu avec VEGETATION lorsque la normalisation spectrale est appliquée, respectivement pour la date du 1^{er} août 2003 pour la zone FRANCE et le 1^{er} avril 2003 pour la zone CATCH. L'impact de la normalisation avec la méthode des modes spectraux pour la zone FRANCE est de 0 à -5% dans le bleu, de 0 à -20% dans le rouge, et de l'ordre de +4% dans le proche infrarouge. Pour la zone CATCH, l'impact est de -10 à -20% dans le bleu, de 0 à -5 % dans le rouge et de l'ordre de +4%, à nouveau, pour le proche infrarouge. Ces résultats sont cohérents avec l'effet théorique de la normalisation d'après les analyses du chapitre II, à la fois d'un point de vue qualitatif (sens de la normalisation) que quantitatif.

Avec la méthode statistique, les résultats sont plus contrastés : En dehors du proche infrarouge où les résultats sont analogues à ceux de la méthode des modes spectraux, l'impact de la normalisation alterne valeurs positives et négatives sans réelle cohérence avec le type de surface concerné. Les zones de correction positive pour le bleu et le rouge au sud des deux zones ne paraissent pas réalistes, tout comme les fortes valeurs négatives pour le bleu sur le nord de la France. La visualisation de cartes du même type mais pour d'autres dates fait également ressortir que l'impact de la normalisation avec la méthode statistique est très variable d'une date sur l'autre. Ce phénomène s'explique par le fait que la méthode statistique utilise pour chaque canal les mesures des autres bandes spectrales. Celles-ci peuvent alors introduire un bruit supplémentaire, en particulier si la correction atmosphérique ou l'élimination des nuages n'est pas parfaite. Ce problème est atténué avec la méthode des modes spectraux car les modes sont restituées à partir de mesures sur l'ensemble de la période de composition, si bien que le bruit de mesure est lissé.

Effet de la normalisation spectrale – 1/08/2003

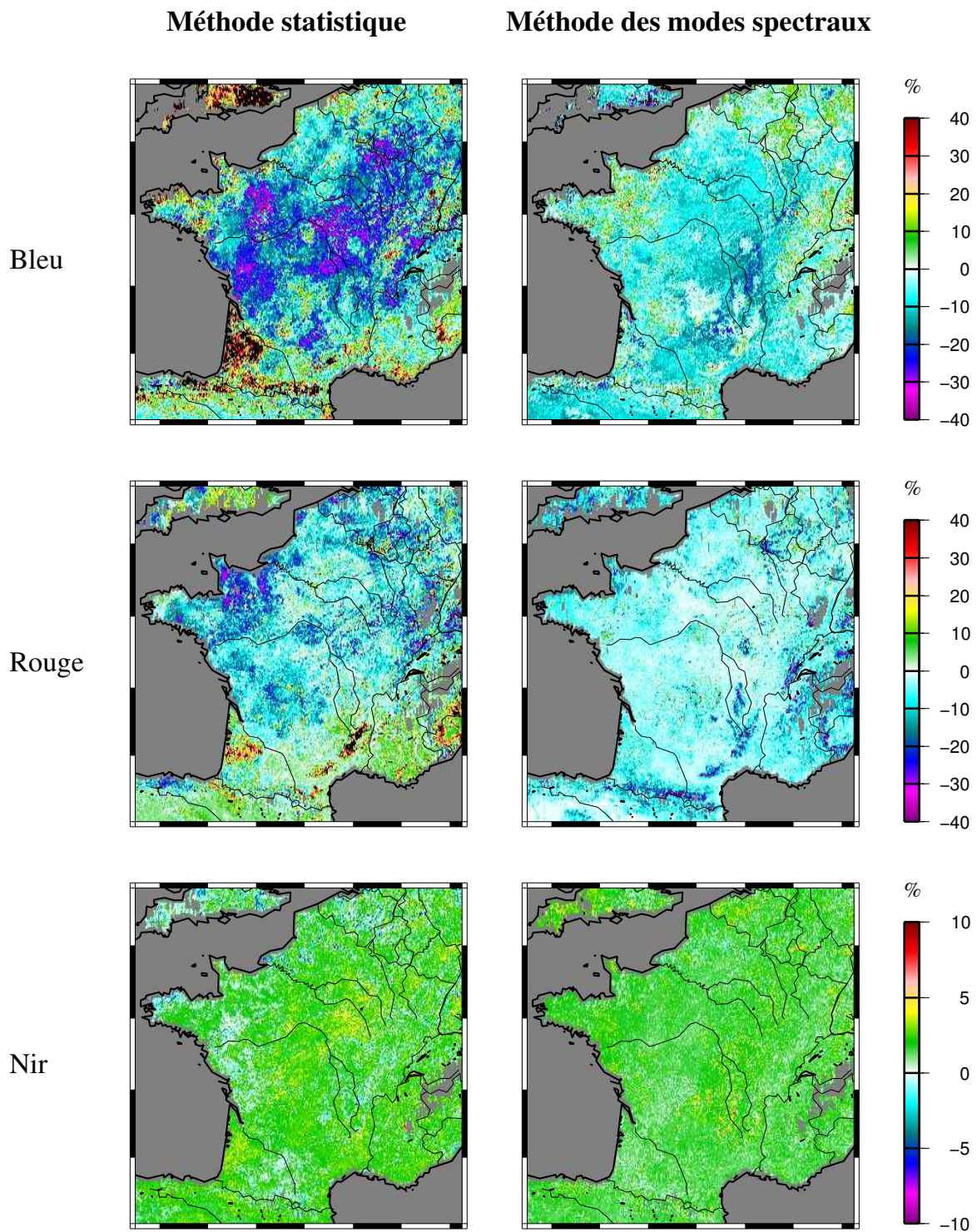


Figure III.6 : Effet de la normalisation spectrale pour VEGETATION sur la zone FRANCE, en pourcentage du signal.

Effet de la normalisation spectrale – 1/04/2003

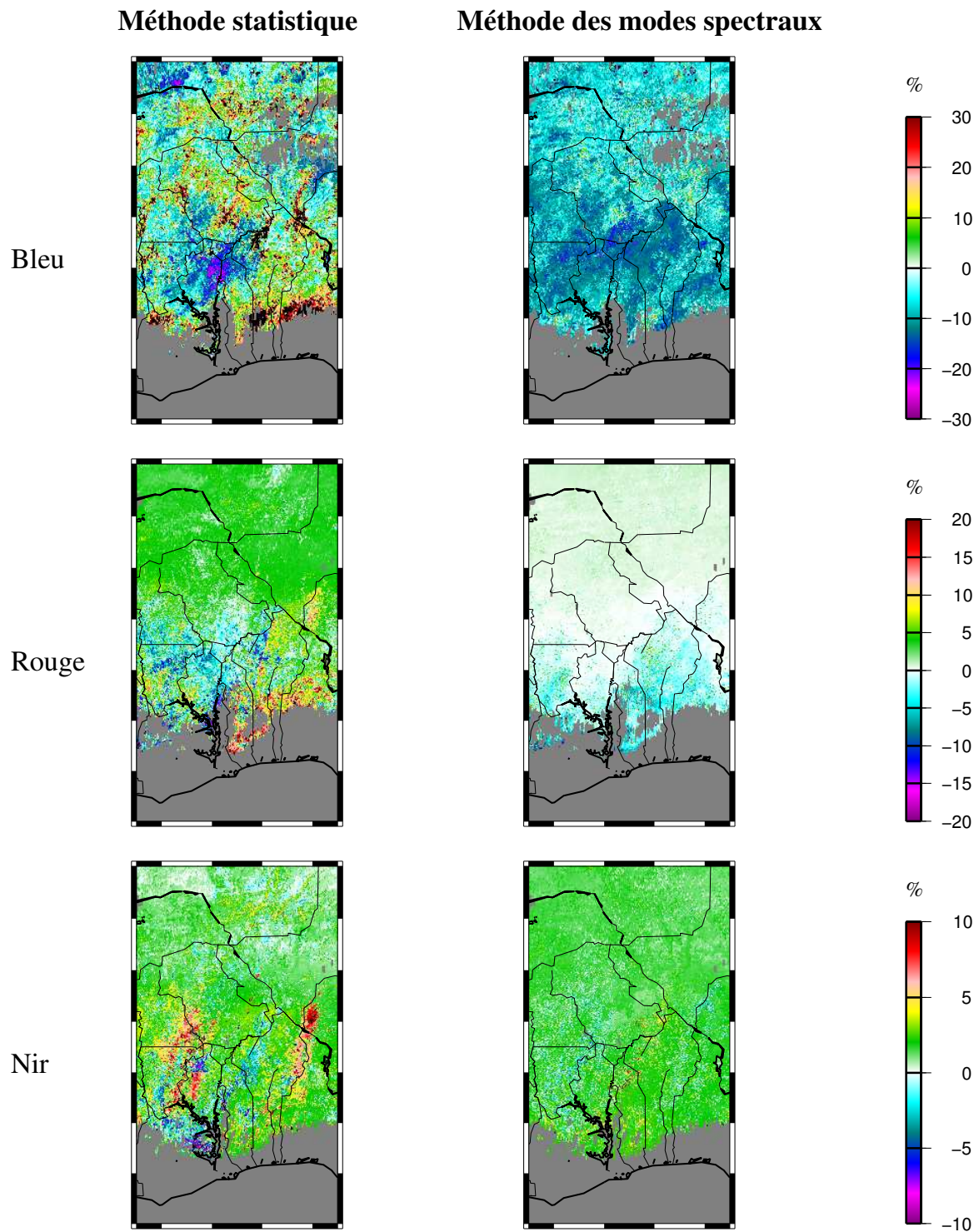


Figure III.7 : Effet de la normalisation spectrale pour VEGETATION sur la zone CATCH, en pourcentage du signal.

III.3.2.b) Différence entre MERIS et VEGETATION

Le tableau III-4 présente les différences entre VEGETATION et MERIS pour les sites extraits de la zone CATCH et de la zone FRANCE. En l'absence de normalisation spectrale, VEGETATION présente un biais positif par rapport à MERIS pour les bandes bleu et rouge et un biais négatif pour la bande proche infrarouge. Ces résultats sont conformes à ce qui est attendu de par l'analyse des réponses spectrales des capteurs. Dans le bleu, l'écart est plus fort dans le cas de la zone CATCH, ce qui s'explique également par la présence plus fréquente du sol nu. À l'inverse, l'écart dans le rouge est plus fort pour la zone FRANCE en raison d'une végétation globalement plus dense. L'application de la normalisation spectrale par l'une des deux méthodes, statistique ou modes spectraux, permet de réduire ces écarts pour les trois bandes. Dans tous les cas, la réduction du biais est plus importante lorsque la méthode des modes spectraux est utilisée. On observe également que la méthode des modes spectraux parvient dans certains cas à réduire l'écart quadratique après suppression du biais, alors que cette valeur a tendance à augmenter avec la méthode statistique, du fait d'une plus grande sensibilité au bruit de mesure. Ce dernier résultat confirme donc de manière globale ce que nous avons observé pour une date avec les figures III.6 et III.7.

De cette comparaison, il apparaît que la méthode des modes spectraux est plus performante que la méthode statistique à la fois pour la correction du biais et la réduction de la dispersion. Cette conclusion doit cependant être relativisée du fait que c'est la méthode des modes spectraux qui a été utilisée sur la zone CATCH pour réaliser l'inter-étalonnage au chapitre précédent. Ces résultats ont toutefois permis de vérifier la cohérence de la normalisation spectrale par rapport aux analyses théoriques du chapitre II.

	Sans normalisation		Méthode statistique		Modes spectraux	
	Biais	Stdev	Biais	Stdev	Biais	Stdev
CATCH						
445 nm	12,21	26,76	2,89	29,71	-0,77	25,97
665 nm	1,73	12,98	-0,41	13,93	-0,20	13,09
865 nm	-1,18	7,26	-0,49	7,16	-0,20	7,21
FRANCE						
445 nm	5,91	18,11	2,67	18,59	1,91	17,53
665 nm	2,42	9,96	1,53	11,28	-0,54	9,59
865 nm	-1,84	5,77	-1,14	5,92	-0,92	5,90

Biais : Écart moyen en % du signal
 Stdev : Écart quadratique moyen après suppression du biais, en % du signal.

Tableau III-4 : Écarts moyens entre VEGETATION et MERIS à partir des sites des zones CATCH et FRANCE.

III.3.3 Modes spectraux

Comme autre type de comparaison, il est intéressant d'examiner les modes spectraux restitués avec les bandes de MERIS, comparés à ceux restitués avec les bandes de VEGETATION. Les deux capteurs n'ayant pas exactement les mêmes bandes spectrales, il s'agit de vérifier si les modes sont restitués de la même manière. Les figures III.8 III.9 montrent les 4 modes du modèle spectral pour la zone FRANCE au 1^{er} juillet 2003 et pour la zone CATCH au 15 avril 2003. Globalement, on observe un bon accord entre les deux instruments, la répartition entre les 2 modes du sol pouvant être légèrement différentes : Sur la zone FRANCE en particulier, le mode sol 1 (sol standard) de MERIS est plus faible que celui de VEGETATION, mais le modes sol 2 (sable blanc) est plus élevé, celui de VEGETATION ayant tendance à être négatif. Le même phénomène se produit pour la moitié inférieure de la zone CATCH.

Sur les deux zones, il y a un très bon accord au niveau du mode vgt 1 (végétation verte), ainsi que pour le mode vgt 2 (végétation sénescente). Sur la zone CATCH, on retrouve le gradient nord-sud de végétation, caractéristique de l'Afrique de l'ouest. La disparition de la végétation qui intervient vers 15° de latitude est un peu plus marquée pour MERIS que pour VEGETATION, pour lequel on trouve encore des traces de végétation au nord de 15°. Sur la zone FRANCE, on retrouve les grandes zones de forêt au niveau des massifs montagneux : Pyrénées, massif central, arc alpin. Curieusement, la forêt des Landes se manifeste non pas par un mode végétation faible mais par un mode sol plus faible que pour le reste de la France. Ce phénomène pourrait être lié à une signature spectrale des conifères différente du reste de la végétation, ou encore à l'influence du sous-bois. Au niveau du mode vgt 2, on observe une alternance de zones positives et négatives, les différences étant plus marquées dans le cas de MERIS.

A ce stade, il est délicat de dire quel est le capteur ayant la meilleure restitution des modes spectraux. D'un côté, MERIS possède une plus grande résolution spectrale dans le visible, de l'autre, VEGETATION a l'avantage d'avoir une mesure dans le moyen infrarouge, ce que n'a pas MERIS. Une des axes de recherche possible à l'issue de cette thèse serait d'étudier plus en détail les modes spectraux obtenus avec ces deux capteurs pour vérifier, par exemple, si les modes vgt 1 et vgt 2 sont en accord avec l'évolution de la végétation sur le terrain (croissance, sénescence...).

Modes spectraux – 1/07/2003

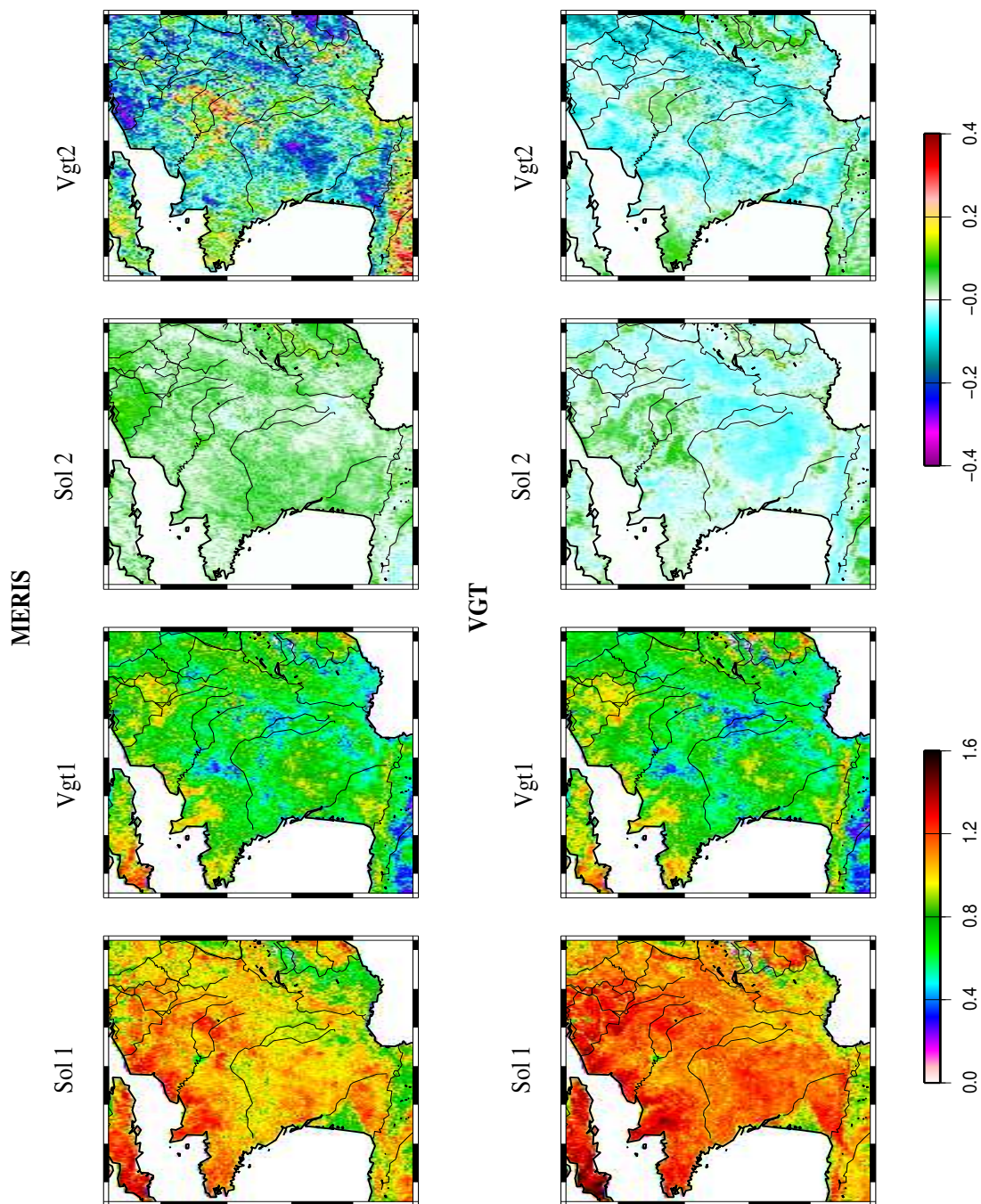


Figure III.8 : Modes spectraux obtenus avec MERIS et VEGETATION pour la zone FRANCE.

Modes spectraux – 15/04/2003

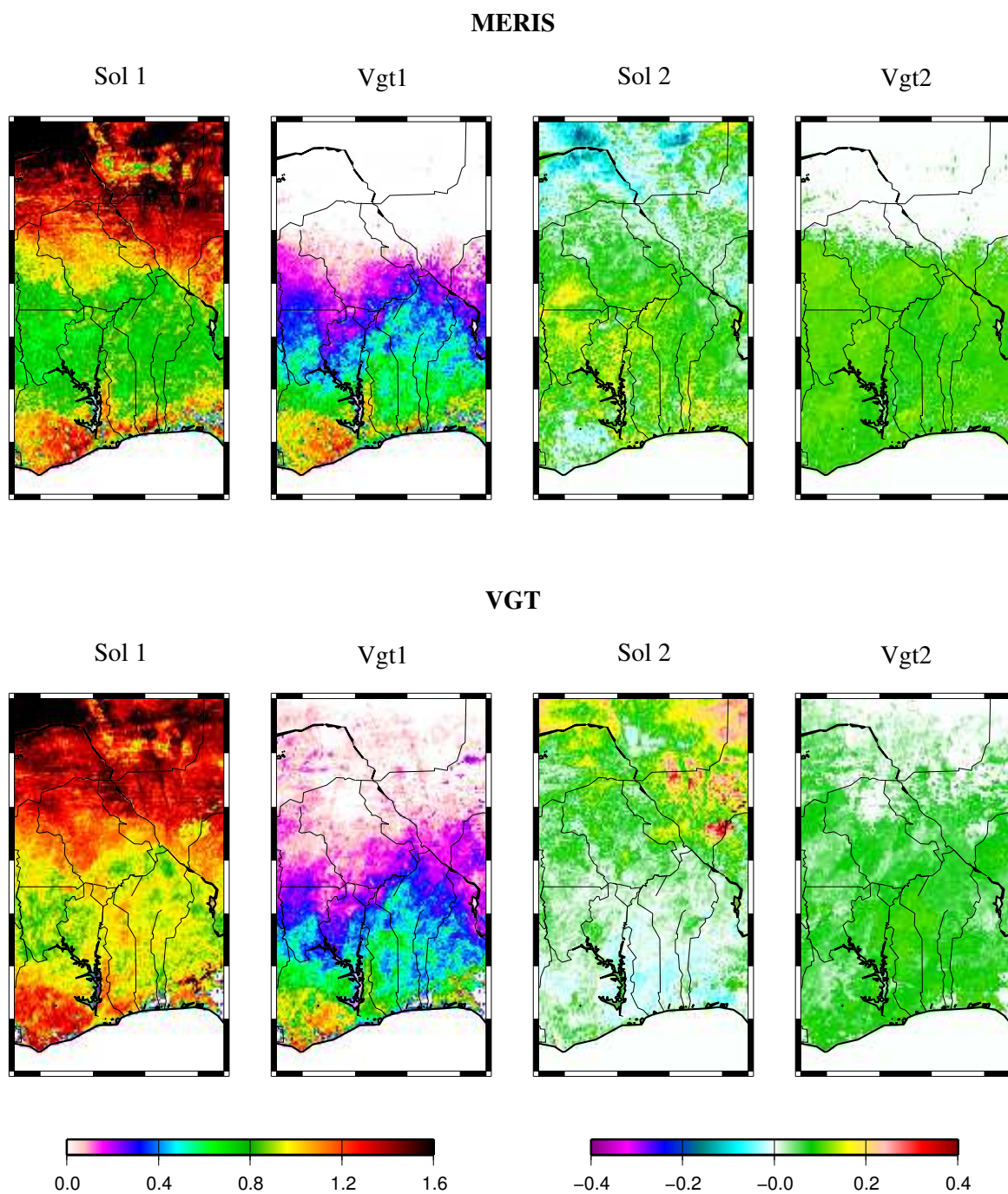


Figure III.9 : Modes spectraux obtenus avec MERIS et VEGETATION pour la zone CATCH.

III.3.4 Albédo bande large

Une façon supplémentaire de comparer MERIS et VEGETATION peut être faite à travers l'albédo bande large, qui est censé être identique pour les deux capteurs, indépendamment de la normalisation spectrale. La figure III.10 montre le tracé de l'albédo VEGETATION en fonction de l'albédo MERIS pour l'ensemble des sites des zones FRANCE et CATCH, en utilisant les deux méthodes de calcul de l'albédo bande large : la méthode statistique et la méthode des modes spectraux. Pour les deux zones, on observe un bon accord entre les deux capteurs avec les deux méthodes de calcul de l'albédo, les biais systématiques restant relativement faible. On observe cependant une dispersion plus importante avec la méthode des modes spectraux pour l'albédo visible et l'albédo total.

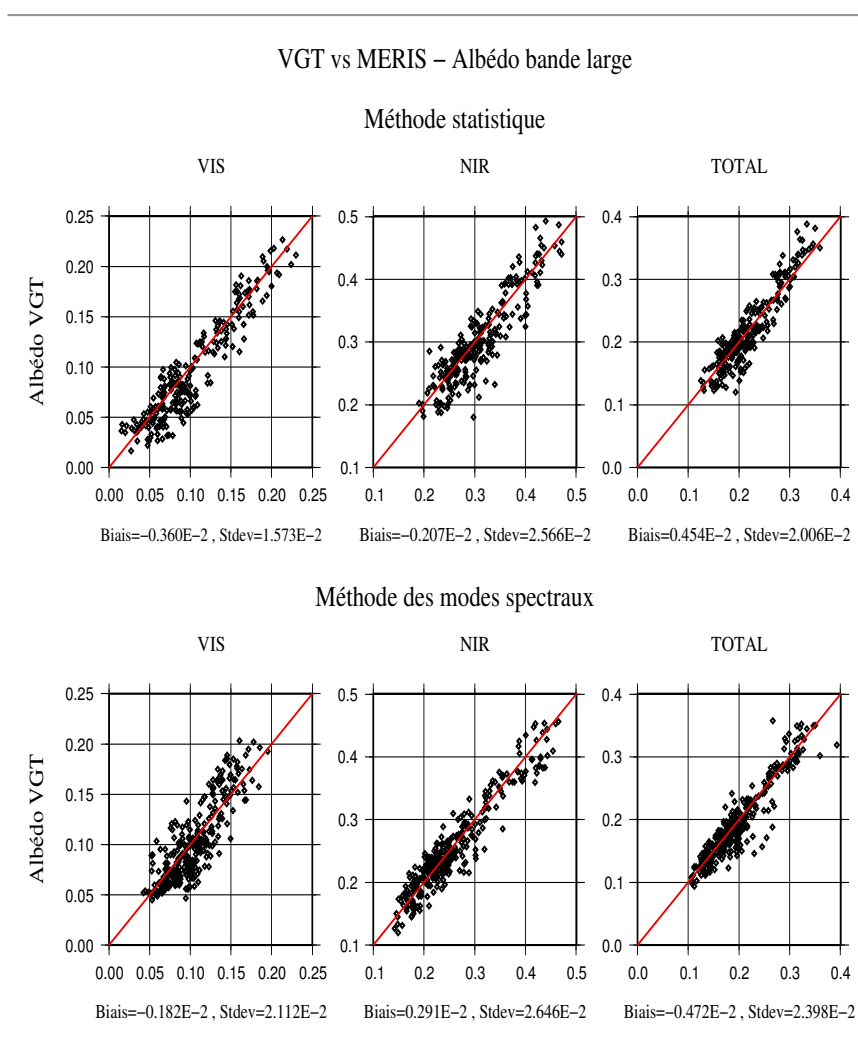


Figure III.10 : Albédo bande large VEGETATION par rapport à l'albédo MERIS.

III.4 Fusion entre MERIS et VEGETATION

Dans ce chapitre, nous présentons les produits de surface résultant de la fusion entre les capteurs MERIS et VEGETATION, et nous les comparons avec les produits issus du capteur VEGETATION seul. Ce dernier capteur est choisi pour représenter les produits mono-capteur car c'est actuellement l'un des capteurs les plus utilisés alors que MERIS n'en est qu'à ses débuts. Nos principaux critères pour l'évaluation des produits multi-capteurs par rapport aux produits mono-capteur sont la couverture spatio-temporelle, c'est à dire la présence ou non de trous de mesure, et l'estimation de l'incertitude via le calcul de la covariance des produits. L'idéal serait de bénéficier d'un jeu de mesures terrain qui puisse être confronté aux produits de synthèse afin de pouvoir évaluer leur précision absolue. Par exemple, le réseau BSRN permet de calculer un albédo bande large qui pourrait être confronté aux produits satellitaires. La constitution de ce jeu est cependant une tâche difficile car les sites de mesure doivent-être suffisamment homogènes pour que la comparaison avec des mesures satellitaires à 1 km de résolution ou plus ait un sens, sans compter les erreurs possibles de géolocalisation des images. La plupart du temps, il faut avoir recours à des images satellitaires ou aéroportées à très haute résolution (du type SPOT) sur ces sites afin de déterminer la différence entre la mesure locale qui est effectuée sur ces sites et la mesure intégrée sur l'ensemble du pixel à 1 km.

III.4.1 Profils temporels

Sur les figures III.11 et III.12, nous avons reporté les séries temporelles de l'albédo spectral dans le rouge pour une sélection de sites extraits respectivement de la zone FRANCE et de la zone CATCH. Il s'agit des sites Alpilles, Payerne et Le Bray pour la première et les sites Tombouctou, Parakou et Lomé pour la seconde. Sur ces graphiques sont superposés l'albédo produit avec MERIS+VEGETATION et celui produit avec VEGETATION uniquement. À chaque valeur d'albédo est associée une barre d'erreur dont l'amplitude correspond à l'écart type estimé pour cette valeur. Est également indiqué sous forme d'histogrammes le nombre de mesures effectivement utilisées dans chacun des cas.

Ces graphiques montrent que lorsque les mesures sont abondantes sur une période de l'année, comme c'est le cas en été pour la zone FRANCE et pour le site de Tombouctou pour la zone CATCH, les produits mono et multi-capteur sont très proches avec des écarts types faibles. Conformément à ce qui était prédit par le théorème de Bayes au chapitre II, l'écart type

Applications et résultats

de l'albédo multi-capteur est toujours inférieur à celui du produit mono-capteur. Quelques exceptions existent cependant dans les cas où le nombre d'observations est plus faible dans le cas multi-capteur que dans le cas mono-capteur. Ce cas de figure peut se produire à cause du filtrage qui élimine certaines mesures jugées trop bruitées au moment de l'inversion du modèle directionnel. Il faut également garder à l'esprit que l'écart type ici calculé correspond à l'incertitude théorique et non à la précision absolue des produits. Cependant, en l'absence d'un jeu de données de référence (par exemple des mesures terrain), cette incertitude théorique constitue notre principale moyen pour évaluer l'impact de la fusion multi-capteur.

A certaines périodes, on constate qu'il n'y a pas assez de mesures pour fournir un résultat avec VEGETATION uniquement. C'est ce qui se produit à la période automnale pour les sites Payerne et Le Bray, pendant la période de la mousson pour le site de Parakou, et pendant presque la totalité de l'année pour le site de Lomé qui se trouve en zone tropicale. Lorsqu'on rajoute les mesures de MERIS, on voit que l'on parvient à combler une bonne partie des dates manquantes. Pour les sites de la zone FRANCE, la fusion entre MERIS et VEGETATION permet ainsi de couvrir l'intégralité de l'année 2003. On note cependant que pour ces dates là l'incertitude sur l'albédo est généralement beaucoup plus grande, ce qui permet de souligner à cette occasion l'intérêt de disposer de cette estimation pour juger de la qualité des produits. Pour les sites de la zone CATCH, la fusion entre MERIS et VEGETATION permet également d'obtenir des points supplémentaires, sans aller toutefois jusqu'à compléter l'année 2003 pour Parakou et Lomé. Lorsque la couverture nuageuse est quasi permanente, comme c'est le cas pendant la mousson, rajouter des capteurs a en effet un impact limité. Pour le site de Lomé, on passe tout de même de deux dates pour toute l'année 2003 avec VEGETATION seul à 10 dates en combinaison avec MERIS.

Le tableau III-5 présente la moyenne de l'écart type associé à l'albédo pour les sites des zones FRANCE et CATCH, sur l'ensemble de l'année 2003, pour les cas VEGETATION seul et MERIS+VEGETATION. Pour que la comparaison soit valable, nous n'avons cependant utilisé que les dates pour lesquelles les deux produits étaient disponibles. En particulier, lorsqu'il n'y a pas assez de mesures pour calculer un albédo avec VEGETATION seul, cette date n'est pas prise en compte pour le calcul de l'écart type avec MERIS+VEGETATION. D'après ces chiffres, la réduction de l'écart type lorsque l'on passe de l'albédo mono-capteur à l'albédo multi-capteur est de l'ordre de 10%. Ce résultat est comparable avec la réduction de l'incertitude mise en évidence par Jin *et al.* (2002) en combinant les données de MODIS avec celles de MISR, qui est également de l'ordre de 10%.

Applications et résultats

Canal	Zone FRANCE			Zone CATCH		
	VGT seul	MERIS+VGT	Gain (%)	VGT seul	MERIS+VGT	Gain (%)
445 nm	8,41	7,44	11,5	6,42	5,45	15,1
665 nm	4,82	4,28	11,2	4,67	4,19	10,3
865 nm	6,87	6,23	9,3	5,00	4,62	7,6

Tableau III-5 : Écart type moyen sur l'albédo pour les zones FRANCE et CATCH, exprimé en pourcentage de réflectance. Le gain correspond à la réduction de l'écart type quand on passe de l'albédo mono-capteur à l'albédo multi-capteur.

Albédo diffus 665 nm

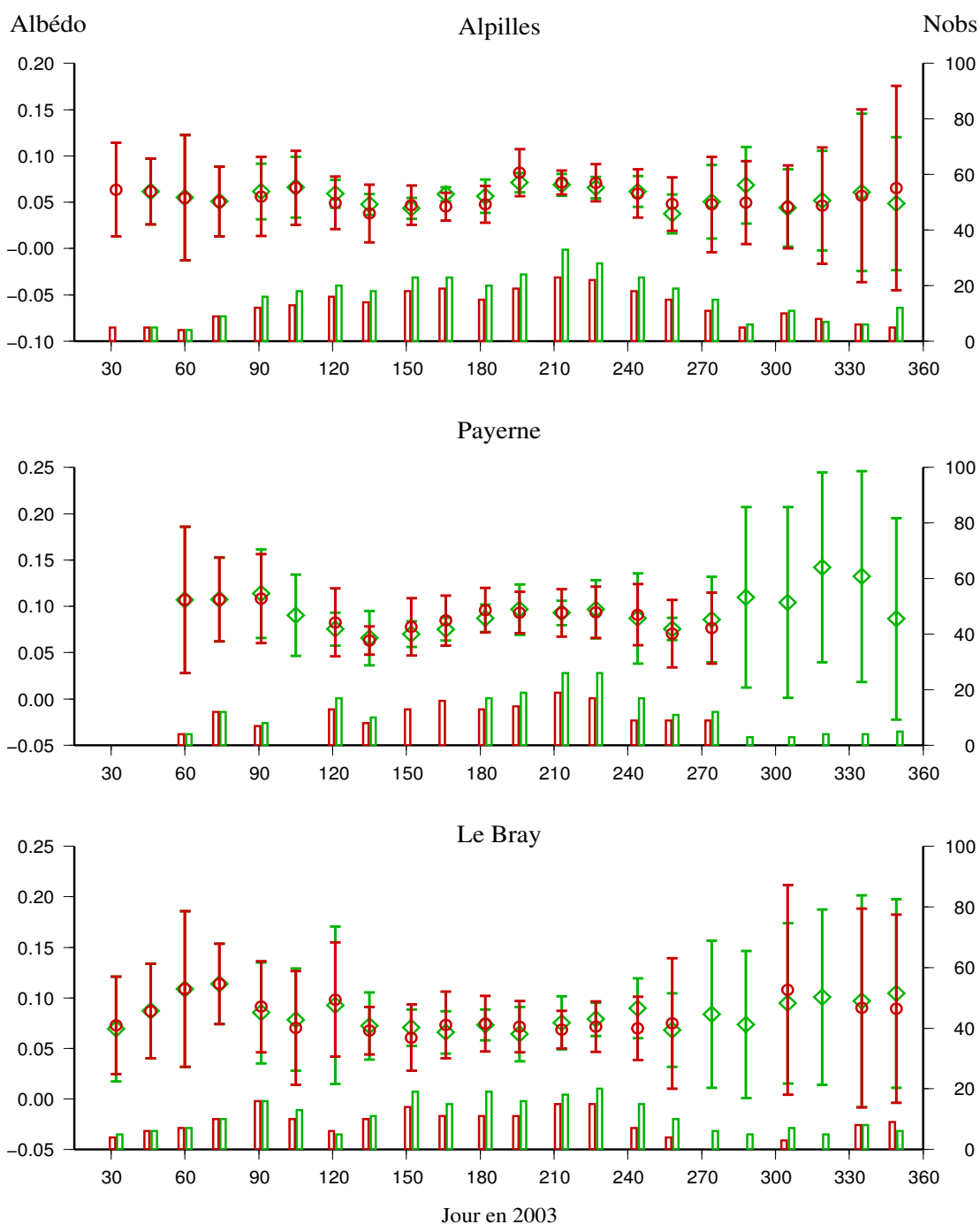


Figure III.11 : Albédo spectral pour des sites de la zone FRANCE obtenu avec la fusion entre MERIS et VEGETATION (vert) et avec VEGETATION seul (rouge). Les barres verticales représentent l'écart type associé à chaque valeur. Les histogrammes correspondent au nombre de mesures collectées.

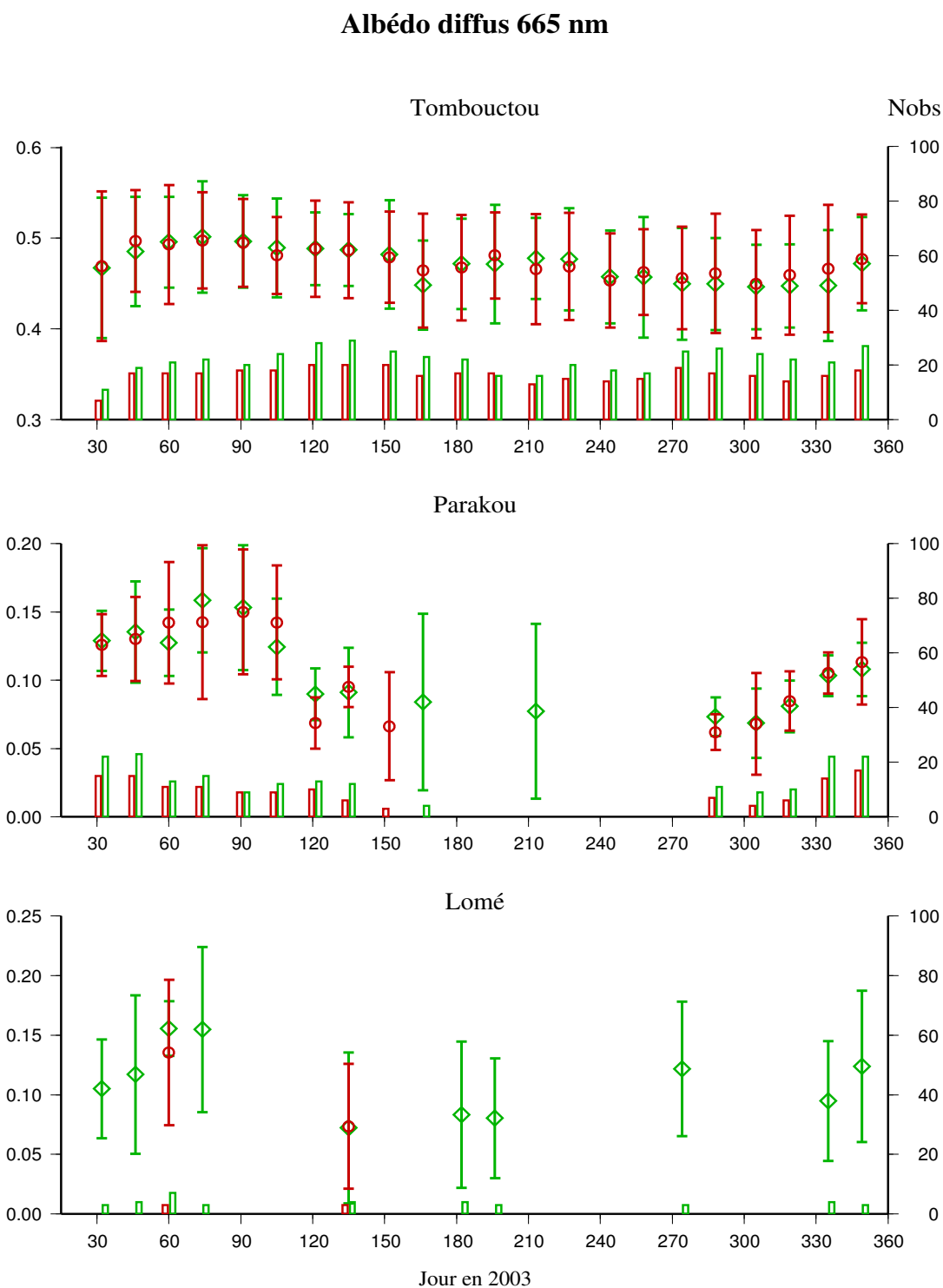


Figure III.12 : Albédo spectral pour des sites de la zone CATCH obtenu avec la fusion entre MERIS et VEGETATION (vert) et avec VEGETATION seul (rouge). Les barres verticales représentent l'écart type associé à chaque valeur. Les histogrammes correspondent au nombre de mesures collectées.

III.4.2 Cartes d'albédo spectraux

Les figures III.13 et III.15 montrent les albédos spectraux obtenus respectivement pour la zone FRANCE à la date du 1^{er} novembre 2003, et la zone CATCH à la date du 1^{er} mai 2003, obtenus en utilisant le capteur VEGETATION seul ou le couple VEGETATION + MERIS. Les dates ont été choisies afin de mettre en évidence l'intérêt de la fusion multi-capteur par rapport à un produit mono-capteur. En effet, avec le produit mono capteur, de nombreux pixels dans les trois bandes spectrales apparaissent en blanc car il n'y a pas assez de mesures pour inverser le modèle directionnel. Dans le cas MERIS+ VEGETATION, la plupart des valeurs manquantes sont comblées pour la zone FRANCE, à l'exception des zones montagneuses pour lesquelles il est très difficile d'avoir des mesures de réflectances valides. L'écart type théorique associé à l'albédo (figure III.14) est réduit significativement pour certaines parties de la France comme la Bretagne et le Nord pour le bleu, la façade ouest pour le rouge, l'est et le massif central pour le proche infrarouge. La réduction peut atteindre 30% de l'incertitude lorsque peu de mesures sont disponibles avec VEGETATION seul.

Pour la zone CATCH, une partie de la zone inter-tropicale est comblée, mais subsistent encore de nombreux pixels pour lesquels il n'y a pas assez d'observations. Ce phénomène s'aggrave d'ailleurs à l'époque de la pleine mousson, pour les mois de juin à septembre, comme nous l'avons vu sur les profils temporels. Ces cartes illustrent ainsi les limites de l'approche multi-capteur quand la couverture nuageuse est quasi continue. Pour réduire encore le nombre de trous de mesures, une solution serait d'accroître la largeur de la fenêtre de composition, qui est pourtant déjà relativement grande avec 30 jours. Cette largeur ne peut cependant pas être étendue indéfiniment car cela alourdit d'autant le traitement des données. De plus, l'hypothèse de stationnarité de la surface au cours de la fenêtre de composition finit par ne plus être valable si on considère une durée supérieure à un mois.

Albédo – 1/11/2003

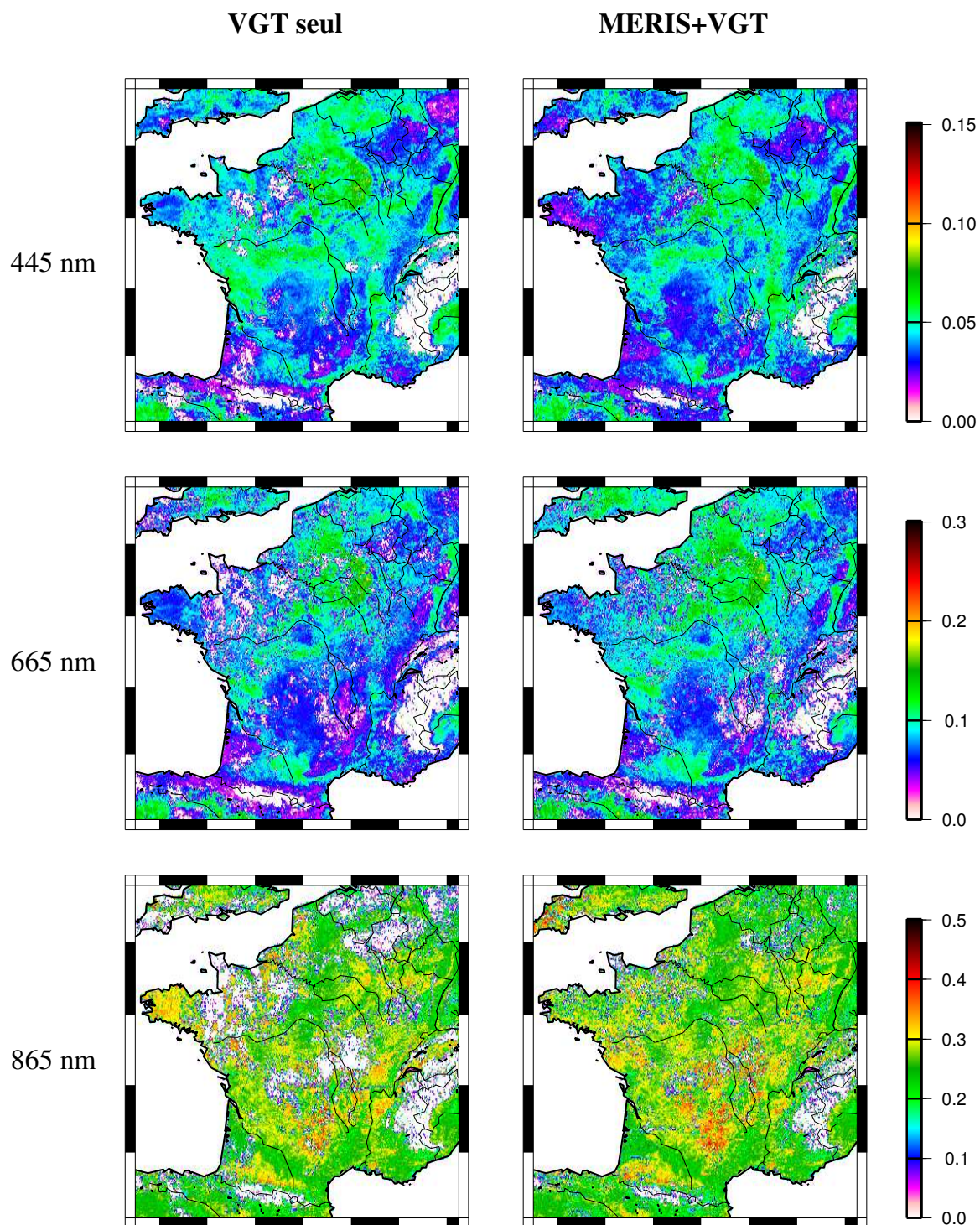


Figure III.13 : Albédo spectral pour la zone FRANCE pour le 1^{er} novembre 2003 obtenu avec VEGETATION seul ou avec la fusion entre MERIS et VEGETATION.

Stdev(albédo) – 1/11/2003

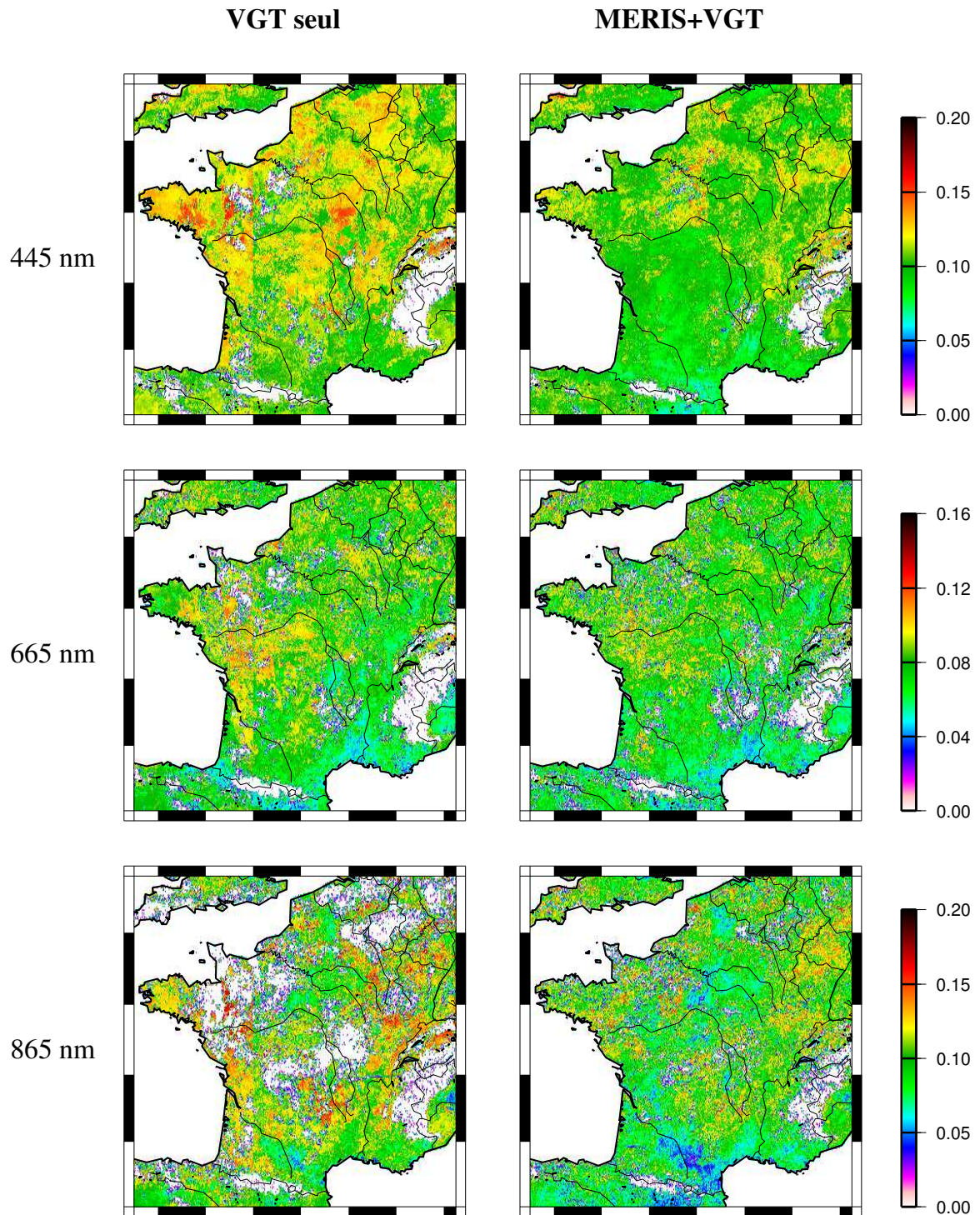


Figure III.14 : Écart type de l'albédo spectral pour la zone FRANCE pour le 1^{er} novembre 2003 obtenu avec VEGETATION seul ou avec la fusion entre MERIS et VEGETATION.

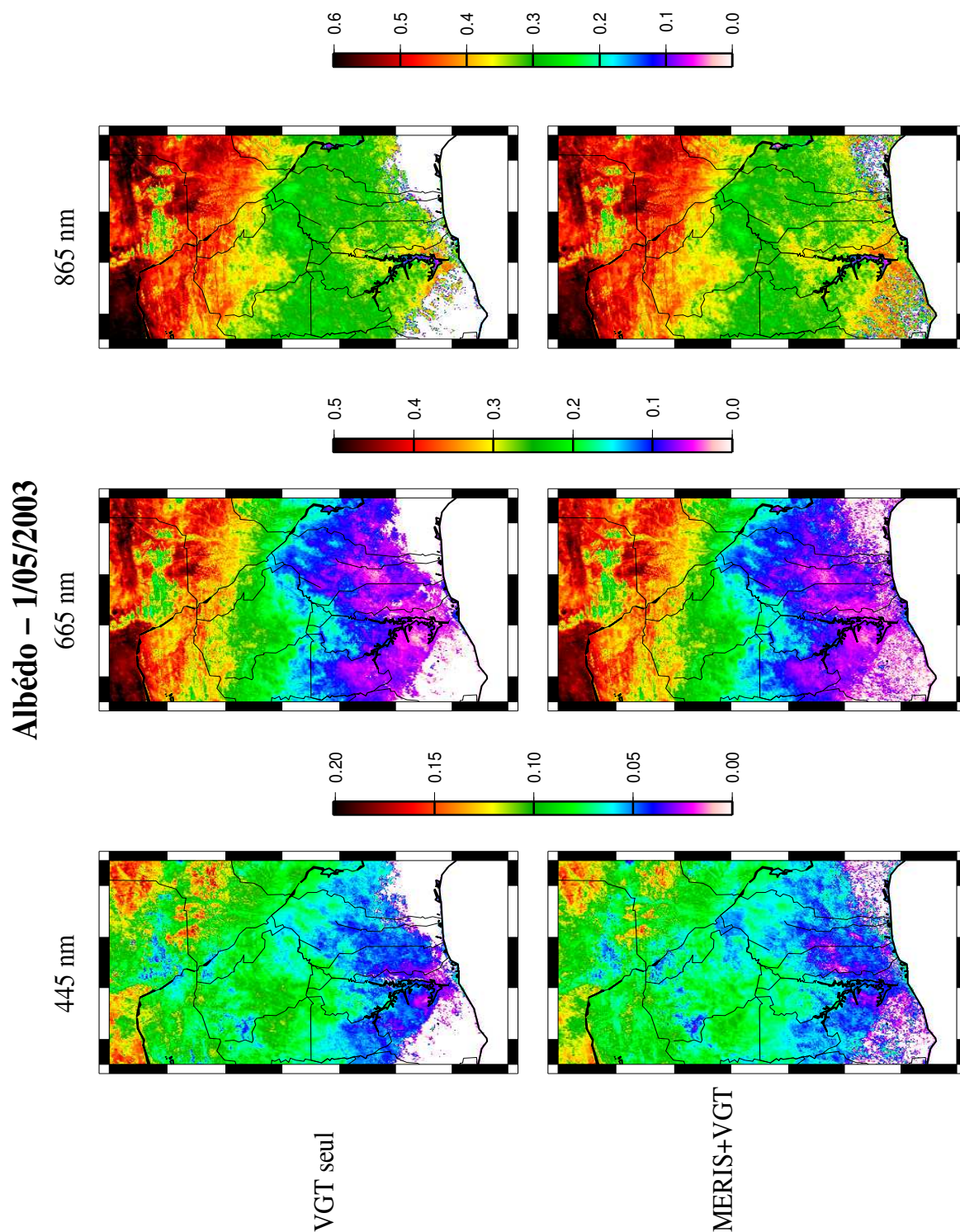


Figure III.15 : Albédo spectral pour la zone CATCH pour le 1^{er} mai 2003 obtenu avec VEGETATION seul ou avec la fusion entre MERIS et VEGETATION.

Applications et résultats

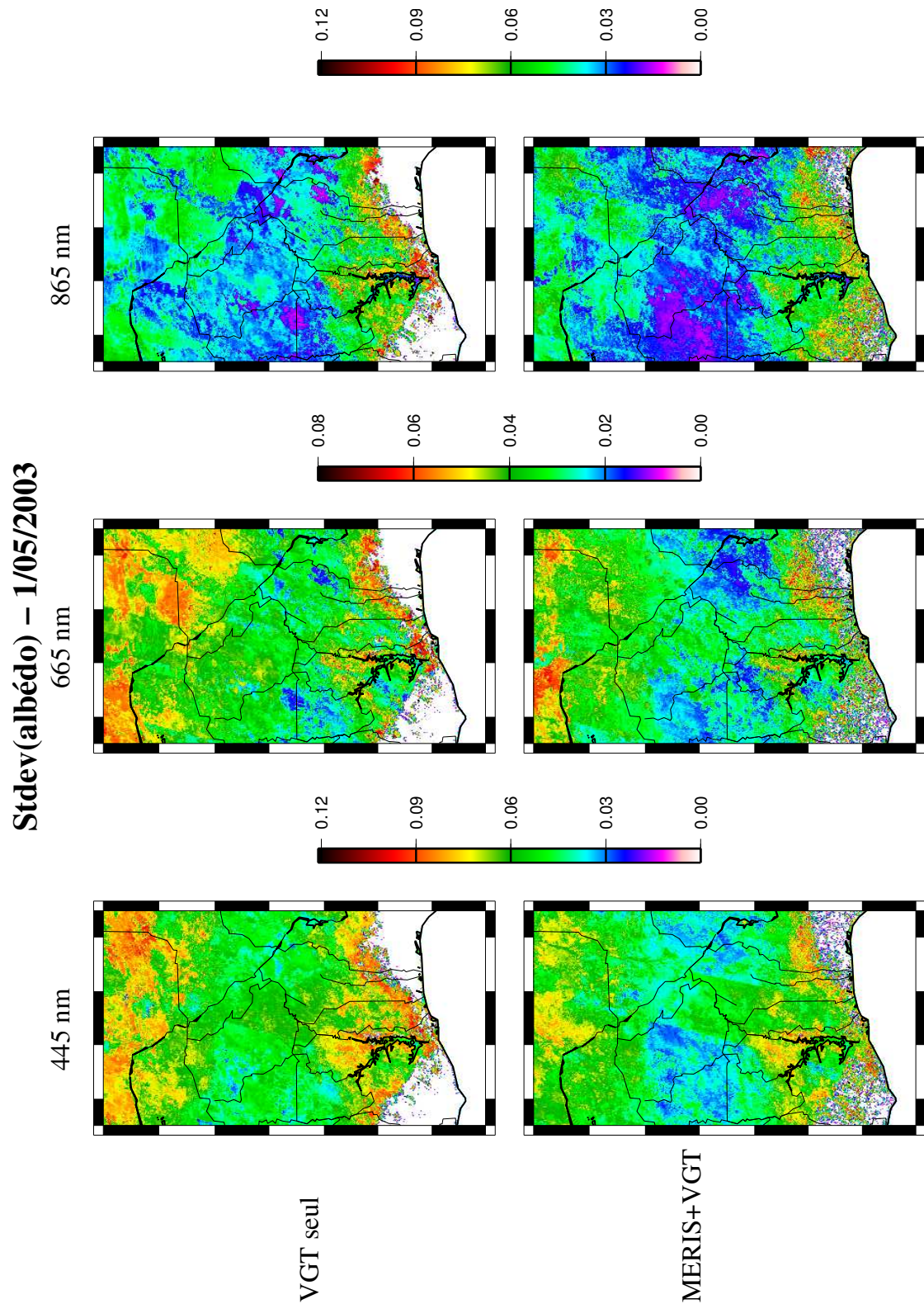


Figure III.16 : Écart type de l'albedo spectral pour la zone CATCH pour le 1^{er} mai 2003 obtenu avec VEGETATION seul ou avec la fusion entre MERIS et VEGETATION.

III.4.3 Albédo bande large

Disposant de deux méthodes de calcul de l'albédo bande large, par la méthode statistique classique et la méthode des modes spectraux, il est intéressant de savoir laquelle des deux produit le meilleur résultat. La figure III.17 permet de comparer les deux méthodes pour la date du 1^{er} juillet 2003 sur la zone FRANCE. Nous présentons ici les résultats en combinant les observations de MERIS et de VEGETATION. Il apparaît que l'albédo bande large produit par la méthode des modes spectraux est notablement plus faible que celui calculé avec la méthode statistique pour les domaines proche infrarouge et total. Pour le domaine visible à l'inverse, la méthode des modes spectraux produit un albédo plus fort. Par ailleurs, l'albédo produit par la méthode des modes spectraux semble moins bruitées que celui produit avec la méthode statistique. Pour cette dernière, certains pixels sont également manquants alors qu'avec les modes spectraux la carte ne présente aucun trou. La raison est que l'application de la méthode statistique nécessite la disponibilité de toutes les bandes spectrales. Si l'une d'elles est manquante, le calcul ne peut aboutir, d'où un plus grand nombre de pixels manquants. La méthode est en particulier affectée par l'absence de mesures pour les bandes spectrales présentes sur un seul des deux capteurs, comme la bande moyen infrarouge de VEGETATION ou des bandes à 560 et 760 nm de MERIS. Cet aspect doit pouvoir être amélioré en prévoyant des formules de conversion de « secours » n'utilisant pas toutes les bandes spectrales. Cependant, l'albédo restitué de cette façon sera inévitablement de moins bonne qualité.

Pour tenter de déterminer laquelle des deux méthodes se rapproche le plus de la réalité, nous avons comparé les séries temporelles d'albédo sur le site de Payerne (Suisse) avec les mesures du réseau BSRN (Baseline Surface Radiation Network) qui sont disponibles pour ce site. L'albédo BSRN est calculé toutes les deux minutes grâce à la mesure des flux radiatifs montants et descendants. Pour notre comparaison, des moyennes journalières sont effectuées de sorte que la valeur finale est comparable à l'albédo diffus. Les mesures BSRN intégrant de plus tout le spectre solaire et doivent donc être comparées avec l'albédo bande large total diffus de notre chaîne de traitement. Le résultat de cette comparaison est présenté sur la figure III.18. Conformément à ce que nous avons observé à l'aide de la figure III.17, on constate que l'albédo calculé par la méthode statistique n'est pas disponible pour un grand nombre de points. Pour le site de Payerne, environ la moitié de l'année est ainsi manquante alors que la couverture est nettement supérieure avec la méthode des modes spectraux. Cependant, il apparaît que l'albédo par la méthode statistique se rapproche plus des mesures BSRN que

MERIS+VGT – Albédo bande large – 1/07/2003

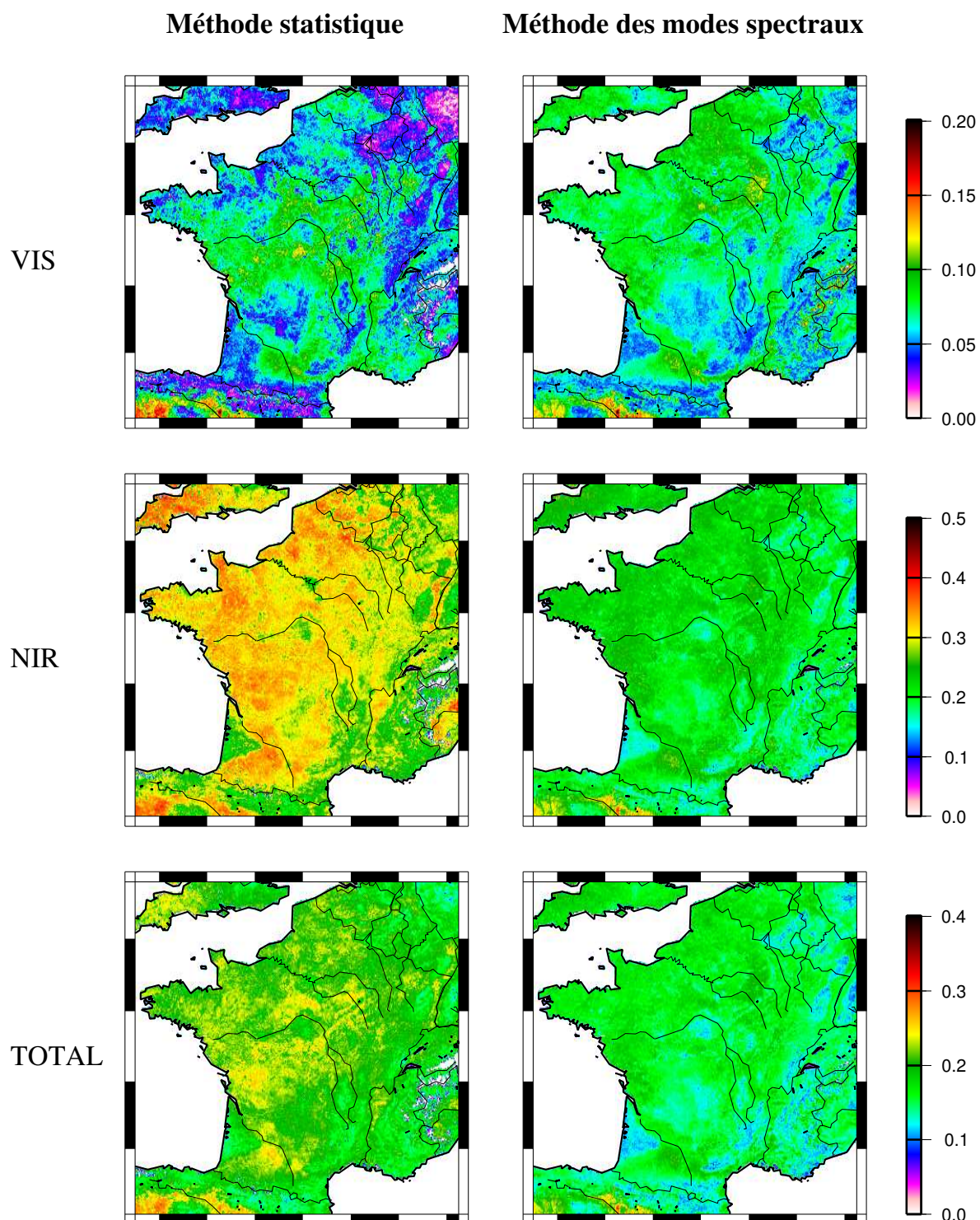


Figure III.17 : Albédo bande large calculé pour le 1^{er} juillet 2003 sur la France à l'aide des données MERIS et VEGETATION.

l'albédo calculé par la seconde méthode. Ce dernier est en effet trop faible pour la période de avril à juillet 2003. A l'inverse, la méthode des modes spectraux semble produire un albédo trop fort à partir du mois de novembre. La forte augmentation de l'albédo s'explique cependant ici par la présence de la neige. Du fait de la forte hétérogénéité de la couverture neigeuse à cette période, la différence par rapport aux mesures BSRN peut être liée au caractère local de la mesure, qui n'est pas toujours comparable avec des mesures satellitaires couvrant une surface de 1 km².

L'explication de la sous-estimation en été de l'albédo calculé avec la méthode des modes spectraux pourrait être l'amplitude trop forte du mode spectral associé à la végétation pour le coefficient k_l du modèle directionnel (voir la figure II.16 au chapitre §II.2.5). Ce coefficient contribue au calcul de l'albédo en étant multiplié par un terme négatif (le terme I_1^{hh} définit au chapitre §I.4.3, égal à -1,28 dans notre cas). Or, le mode spectral dont il est question est négatif dans le visible et positif dans le proche infrarouge, avec des valeurs relativement fortes, dans le proche infrarouge. L'amplitude élevée de I_1^{hh} fait que la contribution des modes spectraux de k_l est de surcroît accentuée. Il en résulte une contribution positive pour l'albédo bande large dans le visible et une contribution négative dans le proche infrarouge, ce qui va dans le sens des différences observées avec la méthode statistique. La sous-estimation de l'albédo bande large calculé par la méthode des modes spectraux suggère

Albédo bande large – Payerne

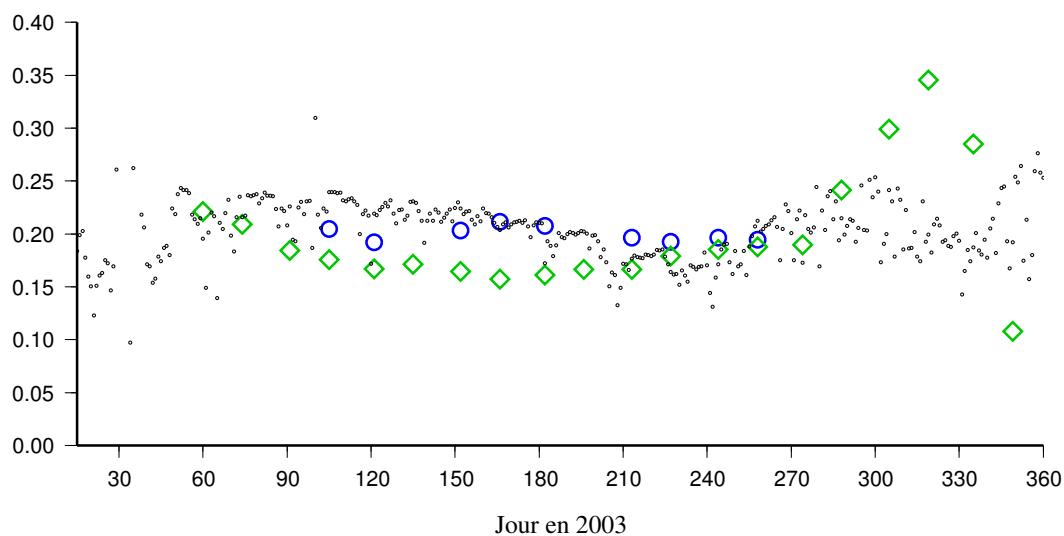


Figure III.18 : Comparaison de l'albédo bande large (spectre total) pour le site de Payerne : Méthode statistique (bleu), méthodes des modes spectraux (vert) et mesures BSRN (noir).

Applications et résultats

donc que le mode associé à la végétation pour le coefficient k_l , que nous avons calculé à l'aide du modèle GHOST, n'est peut-être pas suffisamment représentatif de la réalité. Des investigations plus poussées seraient nécessaires pour déterminer dans quelle mesure le calcul de ce mode peut être amélioré.

III.5 Comparaison avec le filtre de Kalman

III.5.1 Chaîne de traitement

Lors de l'utilisation d'un filtre de Kalman, la chaîne de traitement est quelque peu différente de celle décrite au chapitre §III.2 pour la méthode avec fenêtre de composition. La principale différence qui apparaît sur la figure III.19 est le bouclage temporel conduisant à la mise à jour des modes spectraux et des coefficients du modèle directionnel. À la première itération, ces variables doivent être initialisées ainsi que leur covariance, si possible avec des valeurs réalistes. Une solution pour cela est de faire fonctionner le filtre pendant une durée suffisante pour permettre au vecteur d'état de converger, puis de relancer le programme avec comme valeurs initiales les résultats de la dernière itération. L'étape de filtrage, qui vise à éliminer les mesures jugées aberrantes ou trop bruitées, s'appuie sur une estimation de la réflectance et de sa covariance effectuée grâce à la valeur du vecteur d'état au pas de temps précédent. Pour produire les résultats présentés dans ce chapitre, nous avons utilisé un pas de temps journalier pour la collecte des mesures. Ce pas de temps peut cependant être défini différemment, à 5 ou 10 jours par exemple, mais le filtre perd alors de sa réactivité.

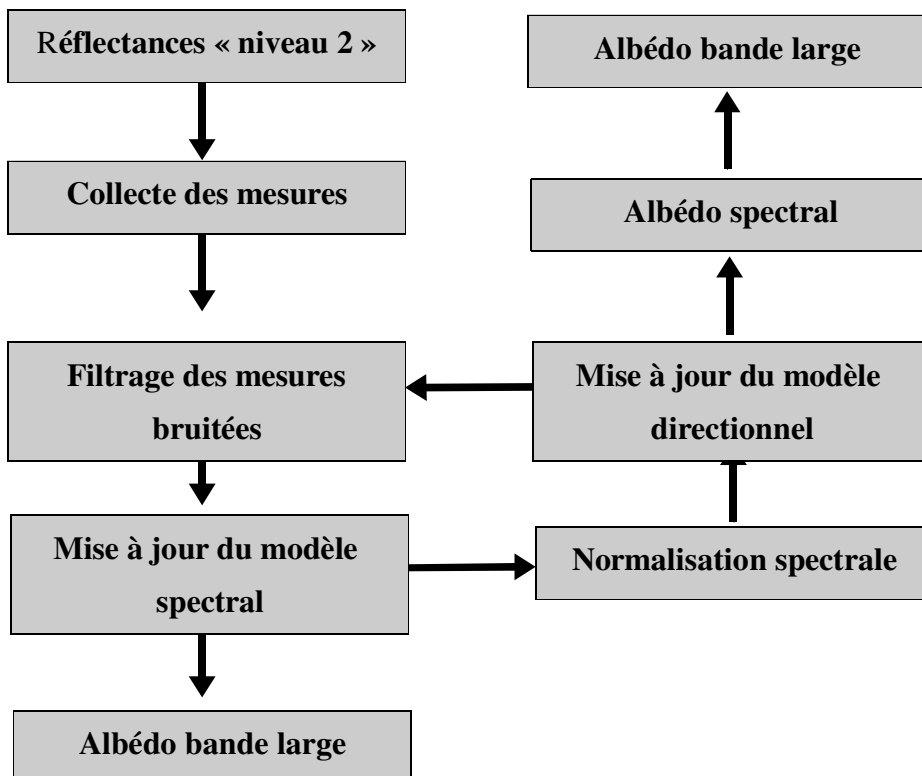


Figure III.19 : Représentation schématique de la chaîne utilisant le filtre de Kalman.

Comme pour la fenêtre de composition, on retrouve en sortie les différents types d'albédo : L'albédo diffus spectral et l'albédo diffus bande large, calculé soit avec la méthode statistique, soit avec la méthode des modes spectraux.

III.5.2 Profils temporels

Les figures III.20 et III.21 montrent les profils temporels obtenus avec le filtre de Kalman en combinant les mesures de MERIS et de VEGETATION, superposés avec les résultats obtenus avec la méthode de la fenêtre de composition. Nous avons gardé les mêmes sites de la zone FRANCE et de la zone CATCH que ceux déjà utilisés pour la comparaison entre VEGETATION et MERIS+VEGETATION.

Lorsque les mesures sont nombreuses (représentées par les histogrammes en bas de graphique), les deux méthodes produisent des albédos proches. C'est le cas notamment pour les sites de la zone FRANCE entre les mois d'avril et septembre et pour le site de Tombouctou au nord de la zone CATCH. Lorsque les données sont plus rares, comme à la fin de l'année pour le site de Payerne, des différences plus importantes peuvent apparaître. Ceci peut s'expliquer par une restitution des coefficients du modèle directionnel plus instable dans le cas de la fenêtre de composition quand le nombre d'observation est faible. Pour les sites de Lomé et de Parakou, comme nous l'avions déjà constaté au chapitre précédent, la fusion entre MERIS et VEGETATION n'est pas suffisante pour combler toutes les dates manquantes lorsqu'on utilise la méthode de la fenêtre de composition. Pour ces périodes, quelques observations sont pourtant disponibles, comme on peut le voir avec les histogrammes du nombre de mesures, mais elles sont trop isolées pour pouvoir être exploitées avec cette méthode. Avec le filtre de Kalman en revanche, ces mesures sont utilisées comme en témoigne l'évolution de l'albédo autour du jour 270 pour le site de Parakou et au niveau des jours 98, 216 et 300 pour le site de Lomé.

L'estimation de l'erreur est globalement du même ordre de grandeur entre les deux méthodes. Certaines différences peuvent cependant être soulignées. En premier lieu, le filtre de Kalman présente une phase de convergence au début de la période de simulation où la covariance est plus forte. Lorsque des mesures sont immédiatement disponibles, le filtre converge rapidement comme cela est visible pour le site Alpilles et le site de Parakou. Cette convergence concerne aussi bien l'estimation de l'erreur que l'albédo lui-même dont la valeur initiale peut être très différente de la valeur vraie, ce qui se traduit par une correction brutale

Albédo diffus 665 nm (MERIS+VGT)

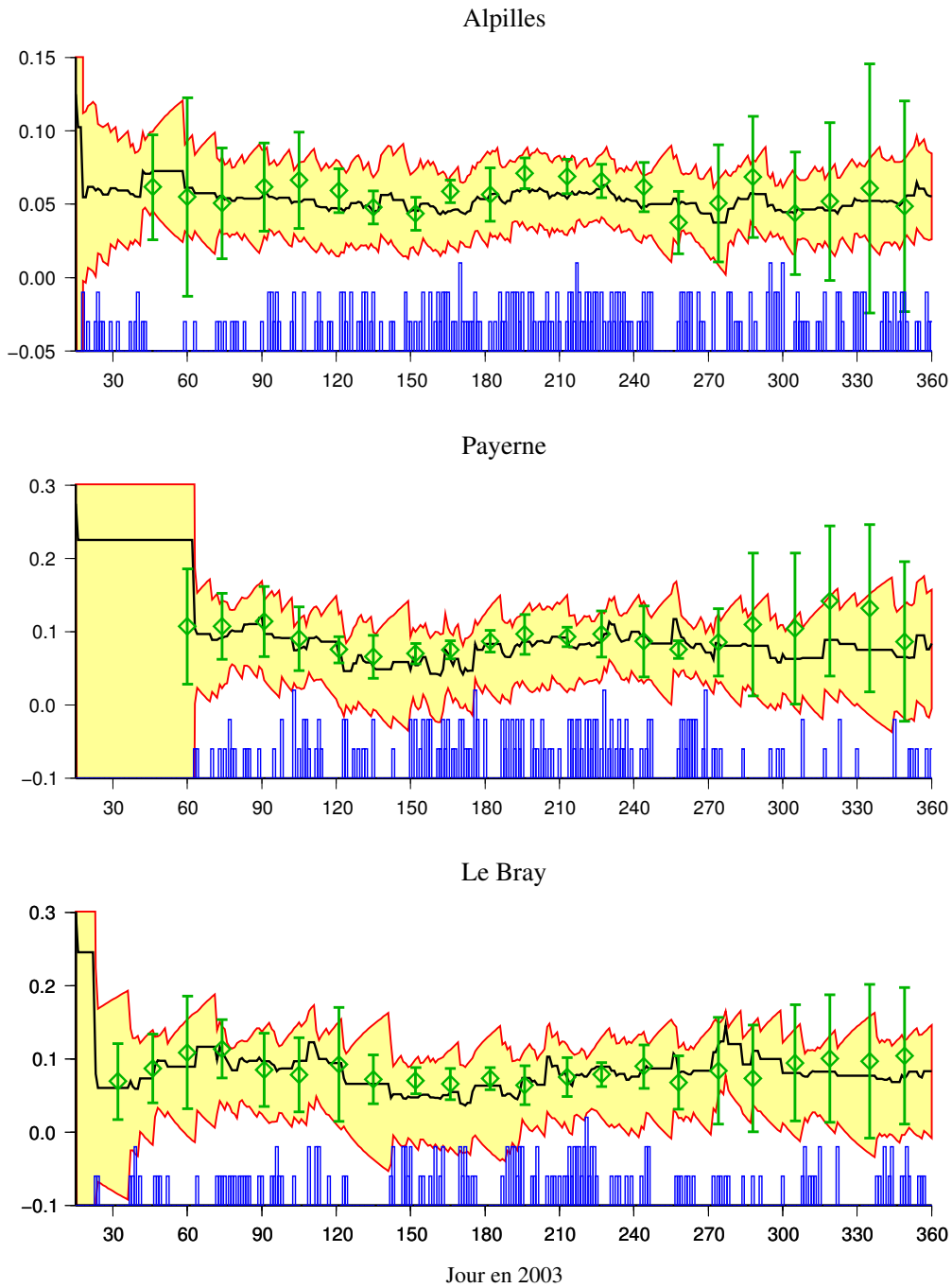


Figure III.20 : Albédo spectral pour des sites de la zone FRANCE, obtenu par la fusion entre MERIS et VEGETATION en utilisant le filtre de Kalman (courbe noire + enveloppe d'erreur en rouge) ou la méthode de la fenêtre de composition (losanges verts + barres d'erreur) . Les histogrammes en bas de graphique représentent le nombre de mesures journalières collectées.

Albédo diffus 665 nm (MERIS+VGT)

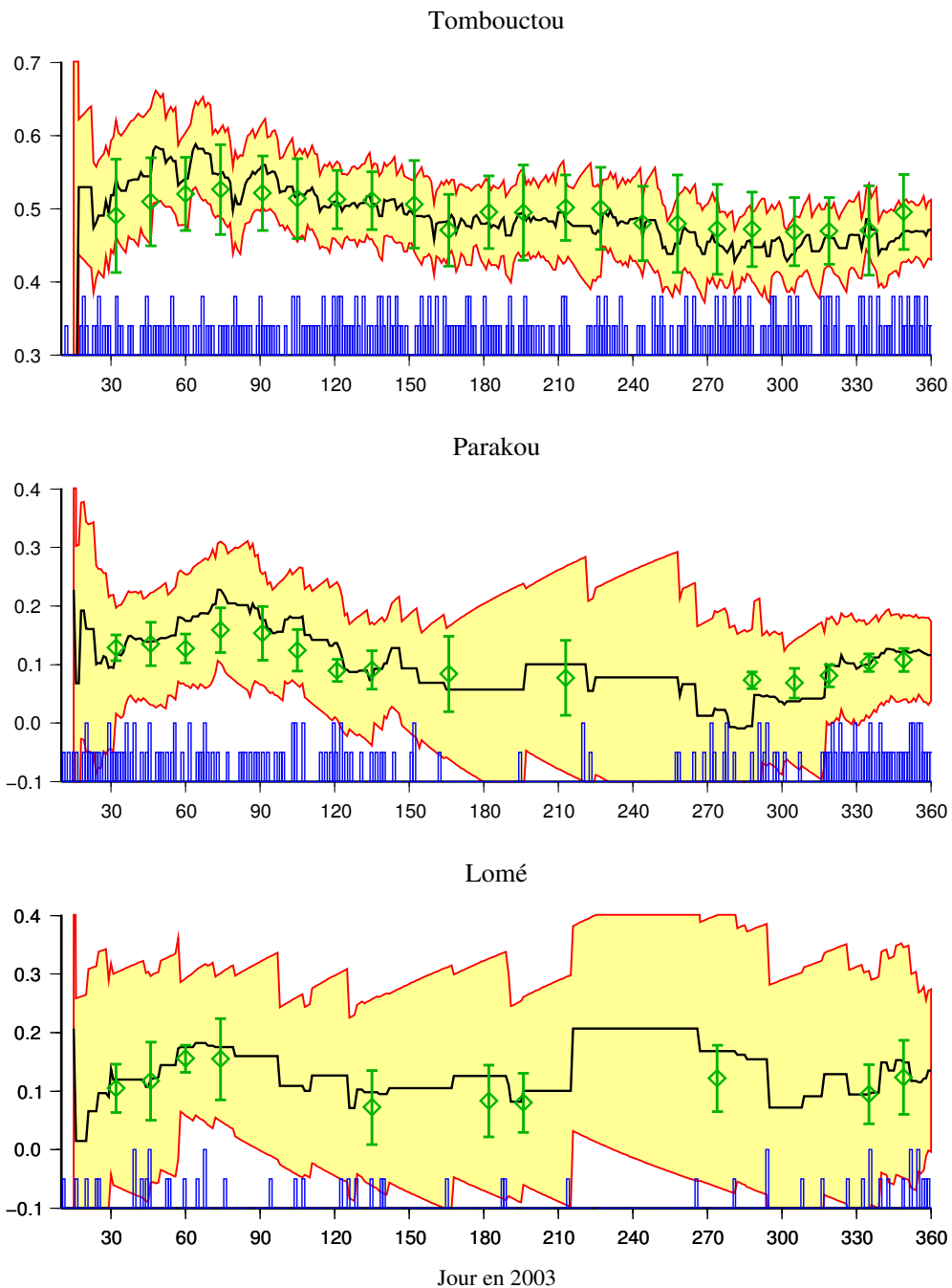


Figure III.21 : Albédo spectral pour des sites de la zone CATCH, obtenu par la fusion entre MERIS et VEGETATION en utilisant le filtre de Kalman (courbe noire + enveloppe d'erreur en rouge) ou la méthode de la fenêtre de composition (losanges verts + barres d'erreur) . Les histogrammes en bas de graphique représentent le nombre de mesures journalières collectées.

dans les premières itérations. Pour le site de Payerne, il faut en revanche attendre le début du mois de mars (jour 60) pour avoir les premières mesures, ce qui se traduit par un albédo constant jusqu'à cette date.

La seconde différence est que dans le cas du filtre de Kalman, l'estimation de l'erreur ne descend pas en dessous d'une certaine valeur plancher qui apparaît de l'ordre de 0,05. Ce minimum a été mis en évidence au chapitre II par la relation (II.51) et est lié au taux d'accroissement de la covariance à chaque pas de temps, qui représente la dégradation de la connaissance sur l'état de la surface en raison de son évolution dans le temps. Le minimum de covariance est atteint lorsque cette perte de connaissance est exactement compensée par l'information apportée par les mesures satellitaires. Du fait que l'on utilise ici un modèle d'évolution stationnaire pour le filtre de Kalman, le taux d'accroissement de la covariance a été défini de manière à éviter une convergence vers des covariances artificiellement faibles, ce qui aurait pour conséquence une moindre réactivité du filtre aux nouvelles observations et le risque de rejeter un grand nombre de mesures lors de l'étape de filtrage, car sortant de l'intervalle d'erreur autorisé. Dans le cas de l'inversion avec fenêtre de composition, le fait que la surface évolue au cours de la période est en partie pris en compte à travers le paramètre τ définissant la résolution temporelle des variables restituées. Cependant, la valeur de ce paramètre est fixée en fonction de la résolution désirée par l'utilisateur et non en fonction de l'évolution réelle ou supposée de la surface. Avec la paramétrisation que nous avons utilisée ($\tau = 10$) l'estimation de l'erreur avec la fenêtre de composition atteint ainsi des valeurs plus faibles (de l'ordre de 0,02) qu'avec le filtre de Kalman. Ce résultat n'est cependant obtenu que lorsque les observations sont nombreuses. Pour les périodes où les observations sont plus rares, l'estimation de l'erreur avec la fenêtre de composition est alors supérieure à celle obtenue avec le filtre de Kalman, en particulier au cours des mois de novembre-décembre pour les sites Alpilles et Payerne. Dans ce cas de figure, le filtre de Kalman bénéficie en effet de l'information acquise plus en amont dans le temps, ce qui permet de compenser partiellement la manque de mesures. Lorsque les mesures sont extrêmement rares, comme c'est le cas pour le site de Lomé, on constate cependant que le filtre de Kalman n'a pas vraiment la possibilité de converger et l'estimation de l'erreur reste excessivement forte car le taux d'accroissement de la covariance l'emporte sur l'information apportée par les mesures.

III.5.3 Cartes d'albédo

La figure III.22 montre les albédos spectraux obtenus pour la zone FRANCE à la date du 1^{er} décembre 2003, obtenus avec le filtre de Kalman et avec la méthode de la fenêtre de composition. Comme pour les profils temporels du chapitre précédent, les deux capteurs VEGETATION et MERIS sont utilisés. La figure III.23 montre l'écart type correspondant à ces albédos. Les figures III.24 et III.25 présentent respectivement les mêmes grandeurs pour la zone CATCH à la date du 1^{er} mai 2003.

Du point de vue de la couverture spatiale, ces cartes illustrent bien l'intérêt du filtre de Kalman pour combler les pixels manquants qui apparaissent avec la méthode de la fenêtre de composition. Ceux-ci se situent principalement dans la moitié nord et au niveau des reliefs pour la zone FRANCE et à proximité de la côte sud pour la zone CATCH. Les valeurs d'albédo obtenues pour ces pixels avec le filtre de Kalman sont réalistes et ne font pas apparaître de discontinuité ou de bruit qui les distingueraient des autres pixels.

Au niveau de l'estimation de l'erreur, on retrouve les caractéristiques mises en évidence avec les profils temporels : Sur la zone FRANCE, l'estimation de l'erreur avec le filtre de Kalman est beaucoup plus faible qu'avec la fenêtre de composition car à cette période (mois de décembre), il y a peu d'observations mais le filtre bénéficie de l'information accumulée les mois précédents. Sur la zone CATCH en revanche, l'estimation de l'erreur avec le filtre de Kalman tend à être en comparaison plus forte car c'est plutôt le taux d'accroissement de la covariance qui est déterminant. Au vu des résultats, il est possible que le taux que nous avons retenu soit trop fort pour obtenir des estimation de l'erreur réalistes sur de telles zones. La détermination de ce paramètre est en effet essentiellement empirique et différents réglages sont possibles. Dans un premier temps, le choix d'un taux plutôt élevé était guidé par la volonté d'assurer la stabilité du filtre, un taux trop faible pouvant conduire dans certains cas à une divergence du vecteur d'état.

Albédo MERIS+VGT – 1/12/2003

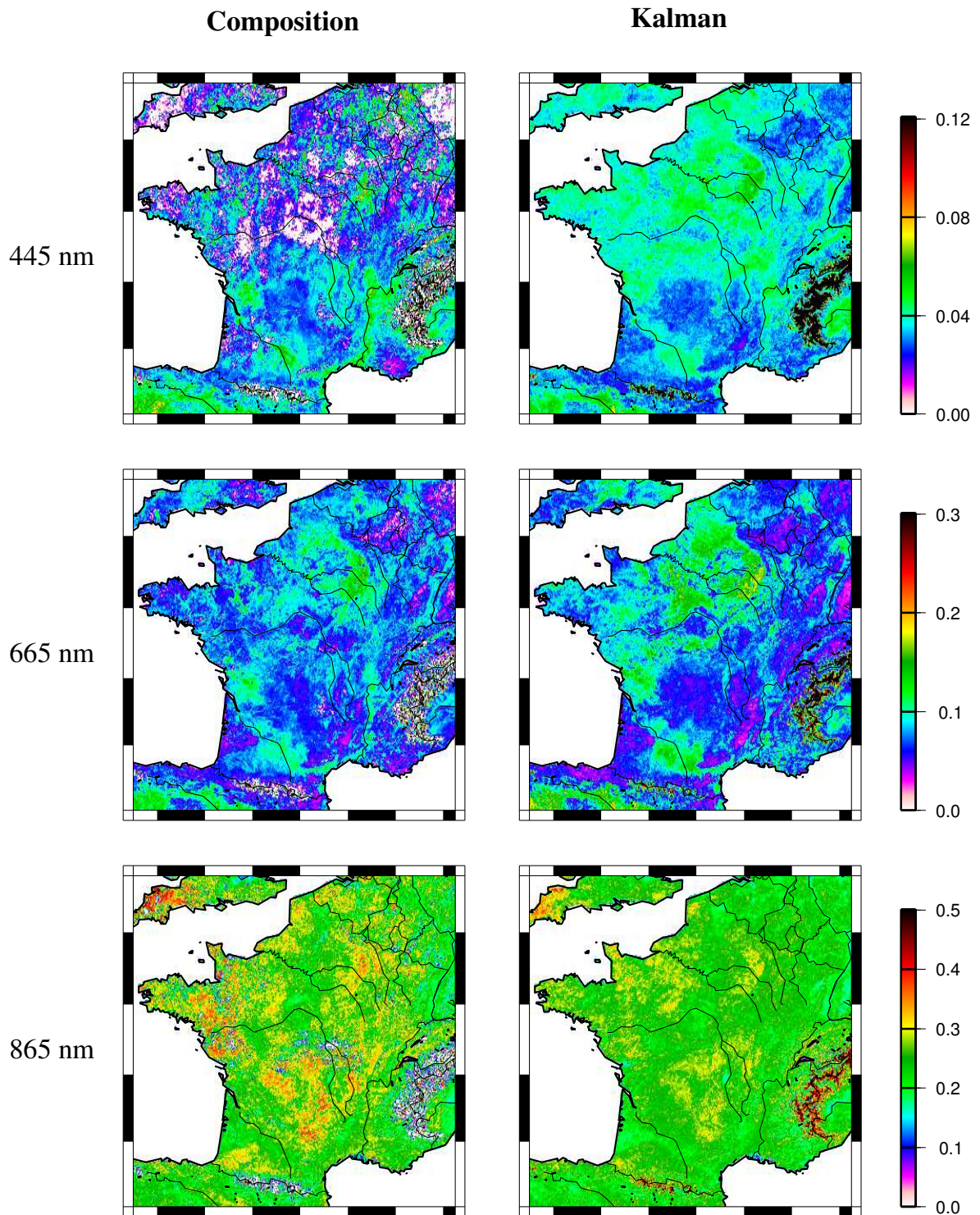


Figure III.22 : Albédo spectral pour la zone FRANCE pour le 1^{er} mai 2003 obtenu avec le filtre de Kalman ou avec la fenêtre de composition avec les données MERIS et VEGETATION.

Stdev(Albédo) MERIS+VGT – 1/12/2003

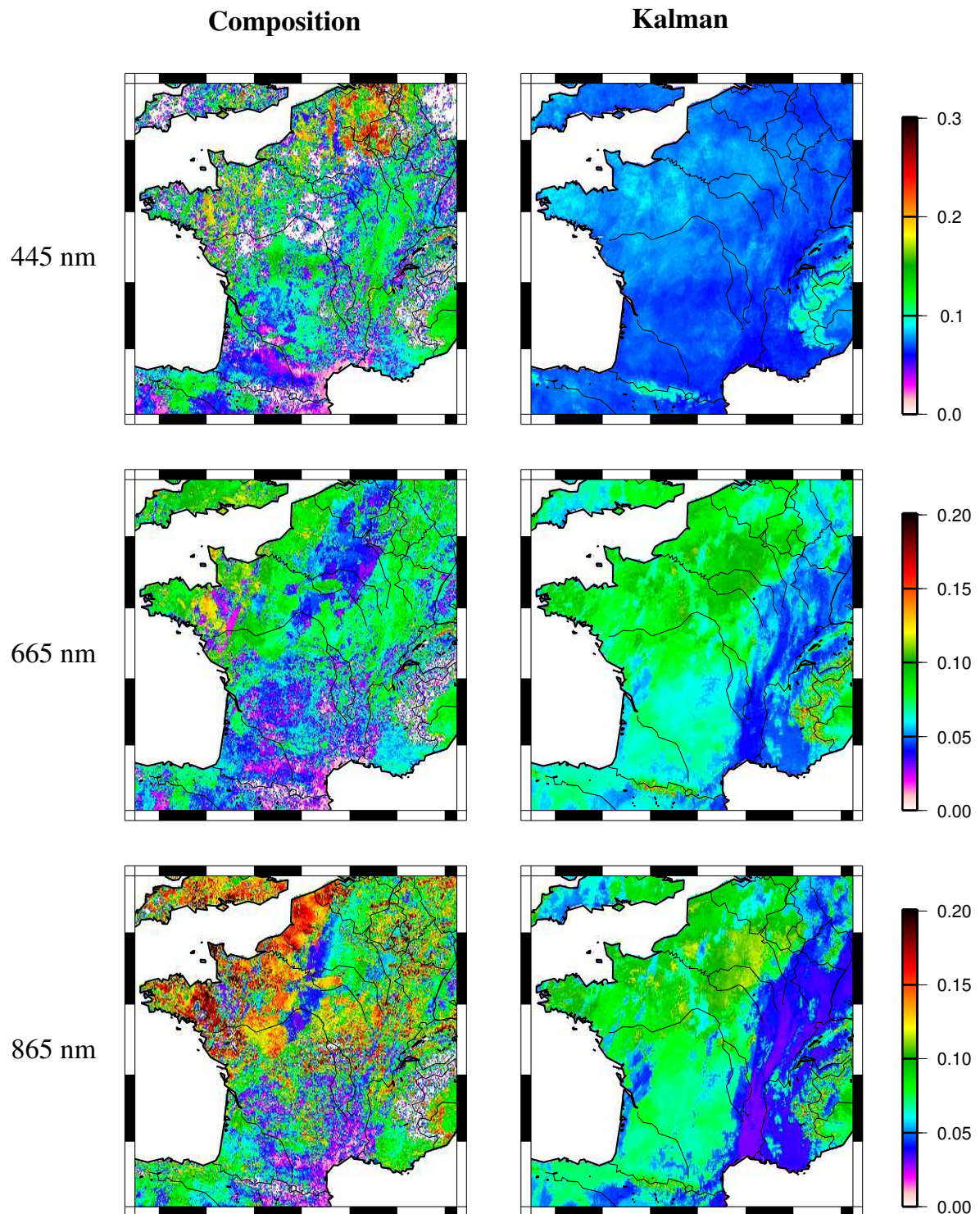


Figure III.23 : Écart type de l'albédo spectral pour la zone FRANCE pour le 1^{er} mai 2003 obtenu avec les données MERIS et VEGETATION.

Applications et résultats

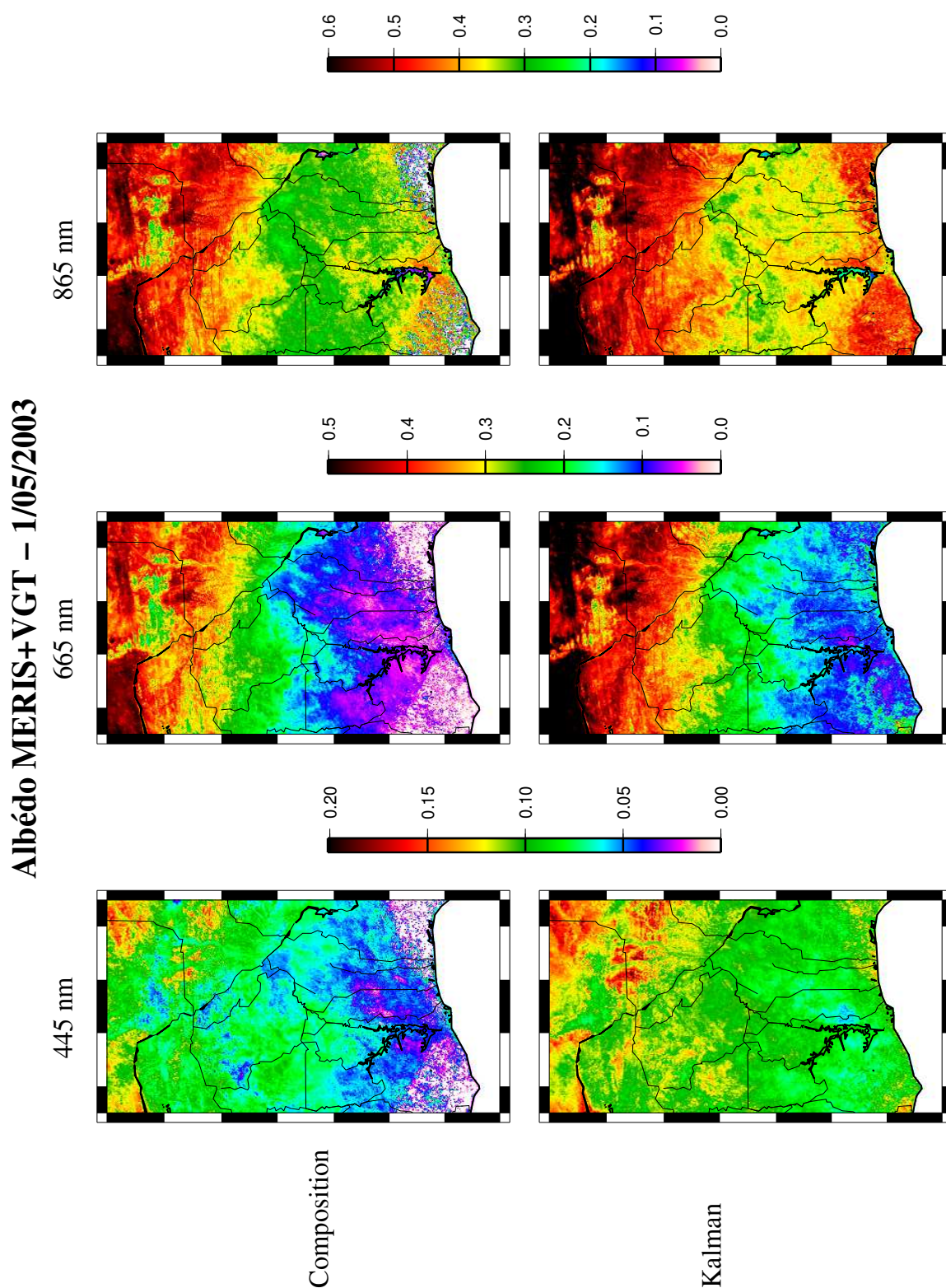


Figure III.24 : Albedo spectral pour la zone CATCH pour le 1^{er} mai 2003 obtenu avec le filtre de Kalman ou avec la fenêtre de composition avec les données MERIS et VEGETATION.

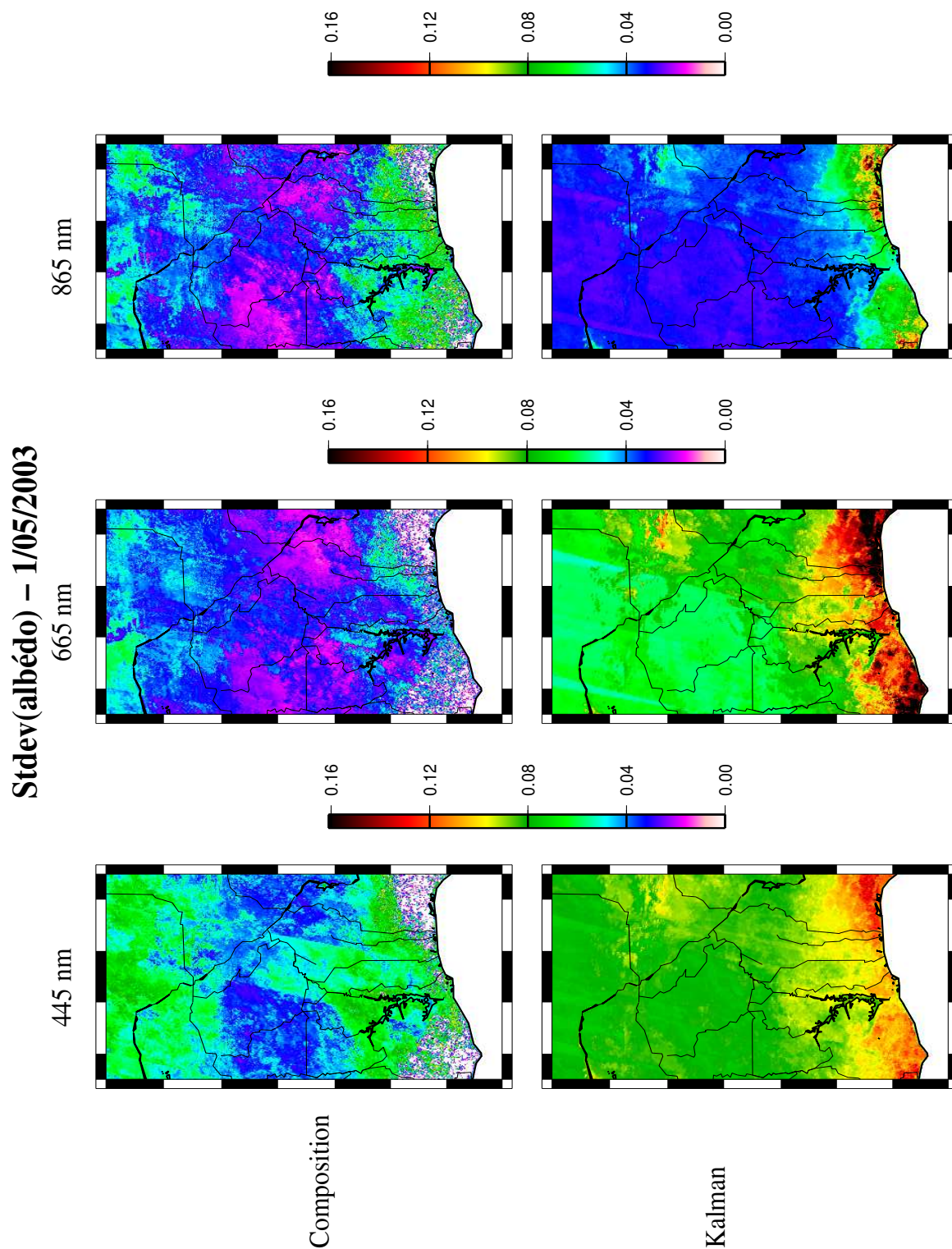


Figure III.25 : Écart type de l'albédo spectral pour la zone CATCH pour la date du 1^{er} mai 2003 obtenu avec les données MERIS et VEGETATION.

III.6 Fusion multi-résolution

Dans cette section, nous présentons l'application de la méthode de désagrégation développée au chapitre §II.4.3 pour fusionner des données ayant des résolutions spatiales différentes. Cette méthode, basée sur l'utilisation d'un filtre de Kalman, consiste à apporter un terme correctif aux mesures à basse résolution de manière à restituer la variabilité spatiale à une échelle plus fine. Elle est utilisée ici avec les réflectances corrigées des effets atmosphériques issues des instruments VEGETATION à 1 km et AVHRR à 8 km de résolution. Pour cette application, le bruit de mesure utilisé pour AVHRR est égal à celui de VEGETATION, tel que défini au chapitre III.1.3, le bruit de mesure propre à AVHRR n'ayant pas encore à ce jour été évalué. Cette hypothèse repose sur le fait que les erreurs pour les réflectances de surfaces proviennent essentiellement des imperfections de la correction atmosphérique, qui est effectuée de la même manière pour les deux capteurs. Cependant, il est vraisemblable que la correction des effets atmosphériques pour AVHRR soit moins bonne, en particulier pour la bande proche infrarouge du fait de la largeur de cette bande spectrale, qui la rend plus sensible à la présence de vapeur d'eau. Le bruit de mesure pour la bande rouge de AVHRR est donc probablement sous-évalué. Cela n'est toutefois pas très important ici dans la mesure où il s'agit avant tout d'un exercice formel pour estimer l'impact de la fusion multi-résolution.

Les données utilisées pour le calcul du terme correctif sont les coefficients estimés du modèle directionnel k_i pour le pas de temps précédent, combinés à la géométrie d'observation des nouvelles mesures. Le filtre de Kalman est initialisé au 1^{er} avril 2003 et les résultats sont extraits tous les 5 jours jusqu'au 20 avril. La figure III.26 montre l'albédo diffus pour la bande rouge en utilisant VEGETATION seul, en combinaison avec AVHRR avec désagrégation et sans désagrégation. Dans ce dernier cas, les données AVHRR ont été sur-échantillonnées sans application du terme correctif prévu pour la désagrégation. Bien que ce type sur-échantillonnage ne soit jamais utilisé en pratique, il permet de mettre en évidence l'apport de la méthode de désagrégation en terme de résolution spatiale. La simulation a été réalisée sur toute la France, mais pour pouvoir mieux apprécier les détails à haute résolution, un zoom sur la partie sud-ouest est effectué. Lorsque la fusion entre VEGETATION et AVHRR est faite sans désagrégation, la résolution apparente de l'image est fortement dégradée par rapport à VEGETATION seul : Il se produit à la fois un lissage de certains détails et un effet de « pixellisation » aux frontières entre régions ayant des albédo différents, telle la limite avec la forêt des Landes. En revanche, en utilisant la méthode de désagrégation, il n'y a pas de

Albédo rouge – 20/04/2003

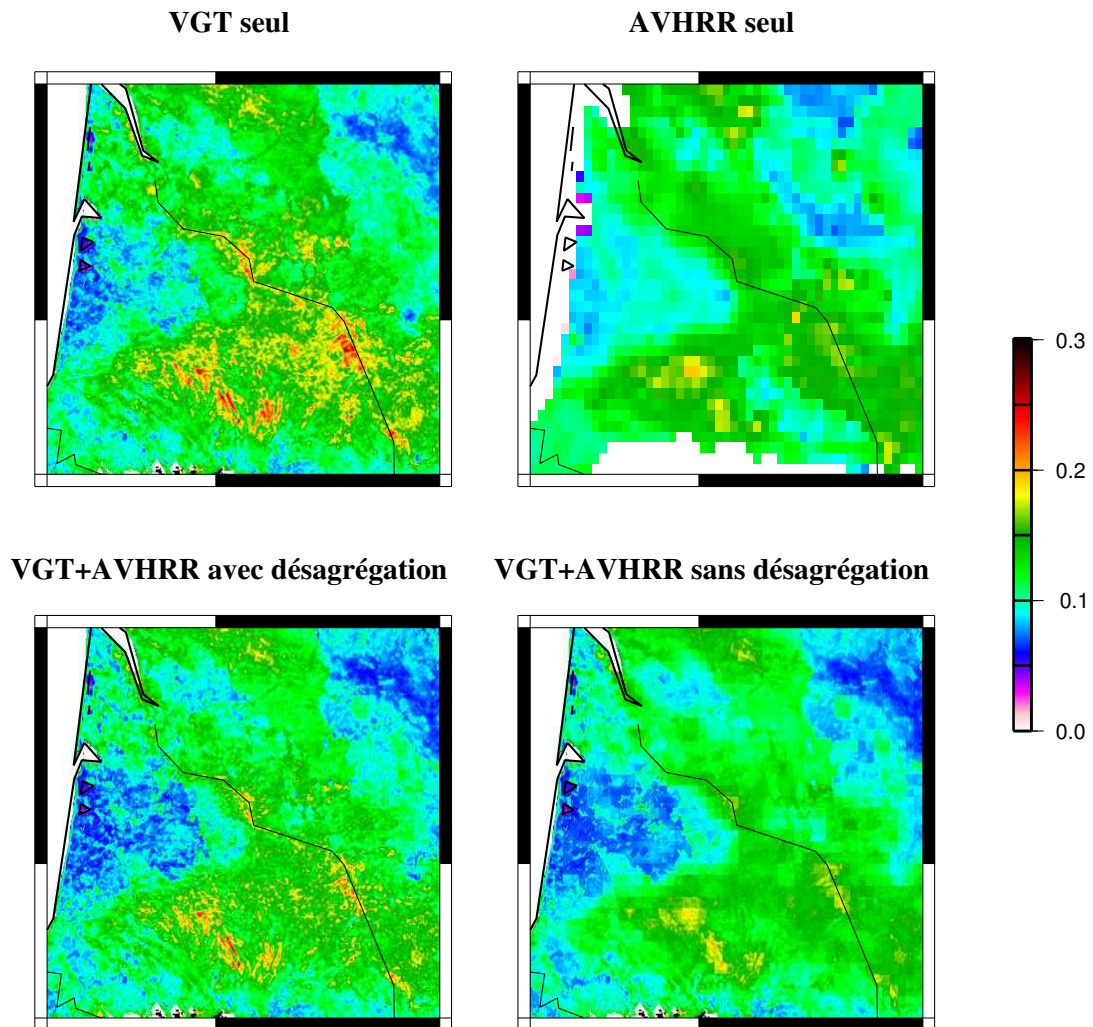


Figure III.26 : Albédo pour la bande rouge le 20 avril 2003, en utilisant VEGETATION seul, AVHRR seul ou VEGETATION+AVHRR, avec ou sans méthode de désagrégation.

dégradation apparente de la résolution spatiale.

D'après la figure III.27, la fusion entre VEGETATION et AVHRR permet une diminution de l'incertitude sur l'estimation de l'albédo. Cela est visible sur le quart nord-est de la France ainsi que sur la façade atlantique. Avec la méthode de désagrégation, la réduction de l'écart type reste toutefois limitée. Cela est en partie du au terme supplémentaire apporté au bruit de mesure pour AVHRR, lié à l'incertitude sur le terme correctif appliqué. Cela est du également au fait que AVHRR n'apporte pas d'information véritablement nouvelle par rapport à VEGETATION. Le résultat serait sans-doute différent dans le cas de la fusion entre VEGETATION et POLDER ou SEVIRI, le premier apportant sa résolution directionnelle, et le second sa résolution temporelle. On notera que pour la fusion de VEGETATION et AVHRR sans désagrégation, la réduction de l'écart type est un peu plus forte. Cela s'explique par l'absence du terme supplémentaire sur le bruit de mesure qui est appliqué pour la méthode de désagrégation. Ce dernier résultat est cependant largement artificiel car les erreurs liées au sur-échantillonnage de AVHRR ne sont pas prises en compte. Il permet toutefois de constater l'impact de ce terme supplémentaire sur le bruit de mesure sur l'incertitude finale sur l'albédo, et la différence, en terme d'incertitude, par rapport à un cas où on disposerait vraiment de mesures AVHRR à haute résolution : La fusion entre VEGETATION à 1 km et AVHRR à 8 km apparaît ainsi en terme de précision à un niveau intermédiaire entre un produit mono-capteur VEGETATION et un produit utilisant deux capteurs à haute résolution (cas de VEGETATION avec MERIS).

Stev(Albédo) – 20/04/2003

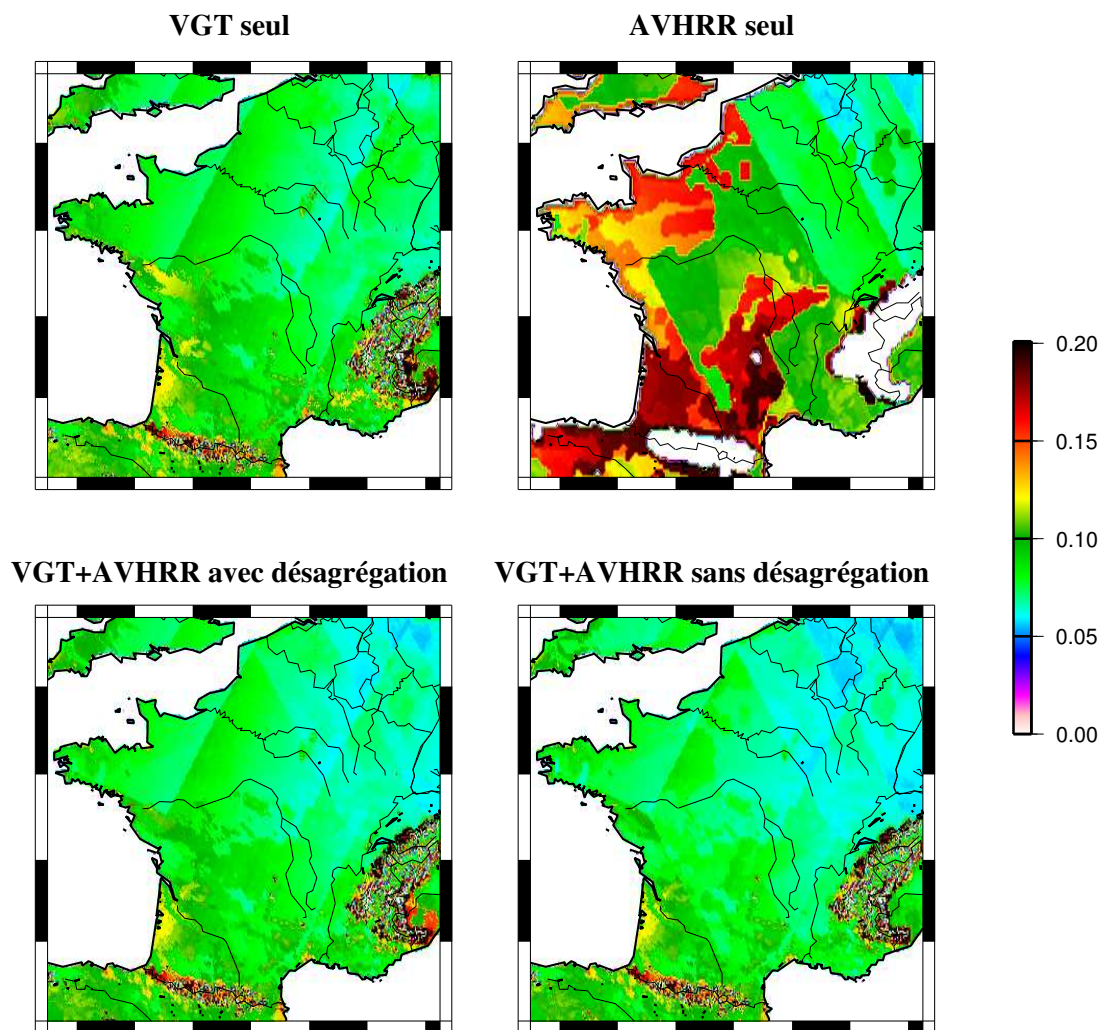


Figure III.27 : Écart type pour l'albédo pour la bande rouge le 20 avril 2003, en utilisant VEGETATION seul, AVHRR seul ou VEGETATION+AVHRR, avec ou sans méthode de désagrégation.

Applications et résultats

Conclusion

Ce travail de thèse s'intègre dans le projet de suivi des surfaces et des écosystèmes à l'échelle globale, à travers la restitution, grâce aux mesures satellitaires optiques, de variables biophysiques comme l'albédo, l'indice foliaire ou la fraction de végétation. Pour cet objectif la fusion multi-capteurs apparaît comme une nécessité, autant pour améliorer la restitution de ces variables que pour assurer une continuité temporelle entre plusieurs missions spatiales successives.

Au cours de mon travail, je me suis attaché à explorer l'ensemble des aspects – directionnel, spectral, temporel et spatial – de la fusion multi-capteur. Bien que m'étant essentiellement concentré sur le calcul de l'albédo, les autres variables biophysiques doivent pouvoir bénéficier des apports de la fusion de la même manière. Après avoir exposé les limites des produits mono-capteurs actuels et posé les bases théoriques de la fusion, j'ai fait le choix d'envisager la fusion au niveau des réflectances bidirectionnelles car c'était celui où les complémentarités entre instruments étaient le mieux exploitées. Cette approche constitue une véritable nouveauté dans la mesure où les tentatives de fusion multi-capteur avec des capteurs aux caractéristiques différentes ont jusqu'à présent été menées à un niveau plus en aval dans la chaîne de traitement. Un travail théorique important a été réalisé afin de dégager des méthodes permettant de réaliser la fusion dans ses différents aspects et avec la perspective d'une application opérationnelle.

Concernant l'aspect spectral, j'ai montré la nécessité d'appliquer une normalisation spectrale aux réflectances issues des différents capteurs pour les rendre compatibles entre elles. La reproduction de ces réflectances à partir des modèles de transfert radiatif SAIL et GHOST montre en effet que des écarts importants peuvent exister entre les différents capteurs. Dans la région spectrale du rouge en particulier, ces écarts peuvent dépasser les 30% relativement au signal dans le cas d'une végétation très dense. Pour effectuer cette normalisation, deux méthodes ont été proposées : La méthode statistique, basée sur des régressions linéaires sur les bandes de mesure, est caractérisée par sa facilité d'implémentation dans les chaînes de traitement. La méthode des modes spectraux, d'une mise en place plus complexe, repose sur l'inversion d'un modèle spectro-directionnel simplifié qui combine la décomposition du signal en modes spectraux universels et les modèles de réflectance à noyaux

pour la dépendance angulaire. La validation de ces deux méthodes à l'aide des données hyperspectrales AVIRIS montre que la méthode des modes spectraux est globalement plus efficace que la méthode statistique. Néanmoins, les deux méthodes parviennent d'après cette première validation à ramener les différences entre capteurs sous la barre des 5% relativement au signal, ce qui correspond à l'ordre de grandeur de l'incertitude sur les mesures satellitaires.

La validation de ces méthodes de normalisation spectrale avec des données satellitaires réelles se heurte à la difficulté d'obtenir des données correctement inter-étalonnées comme nous avons pu le constater en comparant les mesures MERIS et VEGETATION. Pour pouvoir supprimer l'ensemble des erreurs systématiques entre ces deux capteurs, il s'est avéré nécessaire de réaliser une calibration empirique dont la validité reste limitée à la zone géographique et à la période temporelle des données utilisées. Au delà des problèmes techniques qui peuvent affecter l'inter-étalonnage des capteurs, il apparaît que la question de l'inter-étalonnage, qui lui aussi doit prendre en compte la réponse spectrale des capteurs, ne peut pas être séparée de celle de la normalisation spectrale. A travers des résultats dont la portée reste limitée du fait de la calibration empirique utilisée, nous avons néanmoins montré la cohérence de la normalisation spectrale appliquée aux données VEGETATION par rapport à ce qui était attendu d'un point de vue théorique. Ces résultats indiquent également que la méthode des modes spectraux est plus efficace que la méthode statistique pour la réduction du biais et de la dispersion entre MERIS et VEGETATION, la méthode statistique apparaissant plus sensible au bruit de mesure des capteurs. Un autre avantage des modes spectraux est qu'ils apportent une information supplémentaire sur la surface, comme par exemple la sénescence des feuilles. Par rapport au travail réalisé, cette information pourrait encore être enrichie en ajoutant d'autres modes, en particulier pour la neige qui a été jusqu'ici ignorée.

Une fois les erreurs systématiques entre MERIS et VEGETATION corrigées, il a été démontré que la fusion entre ces deux capteurs permet une réduction notable du nombre de dates manquantes dans les séries temporelles par rapport à l'utilisation de VEGETATION seul. Cette réduction est particulièrement marquée pour les mois d'hiver au niveau de la France. En revanche, l'ajout d'un second capteur pour les zones tropicales ne réduit que faiblement le nombre de pixels manquant car le nombre d'observations disponibles reste quasi nul pendant l'essentiel de l'année. En ce qui concerne l'estimation de l'erreur, la fusion entre MERIS et VEGETATION permet globalement une diminution de l'ordre 10%.

Pour l'estimation de l'albédo bande large, j'ai proposé une nouvelle méthode utilisant les modes spectraux employés par ailleurs pour la normalisation spectrale. Par rapport à la méthode statistique classique, la méthode des modes spectraux permet des produits moins

bruités et présentant moins de trous dans les séries temporelles. L'application de cette méthode conduit cependant à une sur-estimation de l'albédo bande large dans le domaines visible et une sur-estimation pour les domaines proche infrarouge et total. Par conséquent cette méthode, très novatrice, n'est pas prête actuellement pour une application opérationnelle. Des pistes existent cependant pour améliorer cette méthode en revenant notamment sur le calcul de certains modes spectraux. Des améliorations sont par ailleurs également possible pour la méthode statistique, par exemple en prenant en compte le bruit de mesure des capteurs dans la régression, ou encore en recherchant des formules de conversion par biome.

Concernant l'aspect temporel, les résultats avec MERIS et VEGETATION montrent que la méthode classique d'inversion avec une fenêtre de composition de 30 jours, même en combinant les deux capteurs, ne permet pas de collecter un nombre suffisant d'observations pour toutes les dates. Cela est particulièrement marqué pendant la mousson pour les zones tropicales. L'utilisation d'un filtre de Kalman permet de palier à ce problème en fournissant une estimation continue des variables de surface et de l'estimation de l'erreur associée. Grâce à une mise à jour quotidienne des variables de surface, le filtre de Kalman offre également une plus grande résolution temporelle que la méthode de la fenêtre de composition. Un atout non négligeable de ce type de filtre est aussi la possibilité de mieux détecter les mesures parasites comme celles qui sont encore contaminées par des nuages ou des aérosols. Du fait de l'utilisation d'un modèle d'évolution stationnaire, il est cependant nécessaire de définir un taux d'accroissement de la covariance représentant la dégradation de la connaissance de la surface en l'absence de nouvelles observations. La valeur de ce taux d'accroissement, dont la paramétrisation est en grande partie empirique, est déterminante pour la résolution temporelle effective du filtre et le calcul de l'estimation de l'erreur. Une des perspectives les plus intéressantes du filtre de Kalman est la possibilité de le coupler avec un modèle de surface, tel ISBA développé par Météo-France. Ce couplage permettrait de propager dans le temps les variables de surface pendant les intervalles de temps dépourvus d'observation et d'améliorer ainsi significativement la précision des variables restituées. Étant donné la complexité de ce type de couplage, le travail effectué lors de cette thèse constitue un premier résultat illustrant l'utilisation de cette méthode pour la restitution de variables biophysiques.

Pour la fusion de données avec des résolutions spatiales différentes, une première approche utilisable dans un cadre opérationnel a également été proposée. L'application sur les mesures à basse résolution d'une pénalité fonction de l'hétérogénéité de la surface permet d'éviter que l'utilisation de ces mesures ne dégrade la haute résolution spatiale. La conservation de la résolution spatiale par cette méthode a pu être vérifiée à travers la fusion

des données VEGETATION à 1 km et AVHRR à 8 km de résolution. Du fait de la pénalisation, l'ajout des données AVHRR n'apporte qu'une faible réduction de l'estimation de l'erreur. La combinaison avec AVHRR peut s'avérer cependant utile dans les cas où l'on ne dispose pas du nombre minimal de mesures nécessaires avec VEGETATION seul. Une perspective intéressante de la fusion multi-résolution est la combinaison des données VEGETATION avec les données à 6 km du capteur POLDER, dont la résolution angulaire pourrait permettre d'améliorer de façon significative la restitution des variables de surfaces par rapport à VEGETATION seul.

L'ensemble de ces travaux trouveront une application dans le cadre du projet CYCLOPES : La production d'un jeu de variables biophysiques de démonstration visant à présenter les possibilités de la fusion multi-capteurs au niveau des réflectances de surface est ainsi prévue. Au sein de la chaîne de production standard de CYCLOPES, le calcul de l'albédo bande large est réalisé à l'aide des formules de conversion établies avec la méthode statistique. Enfin, dans le cadre du programme Land SAF (Satellite Application Facilities), dont l'objectif est la production des variables biophysiques à l'aide du satellite MSG, un algorithme s'inspirant du filtre de Kalman a été implémenté afin d'améliorer la continuité et l'incertitude sur les variables de surface restituées.

Annexe A : Capteurs spatiaux

L'objectif de cette annexe est de décrire brièvement les principaux capteurs spatiaux utilisés pour la détermination de variables biophysiques à l'échelle globale ou régionale. Ces capteurs optique à large champ produisent des images larges de plusieurs centaines à plusieurs milliers de kilomètres, par opposition aux capteurs à haute résolution qui ne produisent en général que des images de quelques dizaines de km de large. L'acquisition d'images de grande dimension permet à ces capteurs d'assurer une couverture quotidienne de la surface du globe, ce que ne peuvent pas faire les capteurs à haute résolution comme SPOT ou LANDSAT. Ce type de capteur est donc bien adapté au suivi régulier de la végétation à l'échelle globale.

On peut séparer les capteurs grand champ en deux catégories en fonction de l'orbite des satellites sur lesquels ils sont embarqués : Polaire ou géostationnaire. Les satellites à orbite polaire, ou défilants, passent au dessus des pôles et croisent l'équateur en faisant avec lui un angle proche de 90° , à une altitude comprise entre 800 et 1000 km. Ils effectuent une révolution autour de la Terre en à peu près une heure et demie. En raison de la rotation de la Terre sur elle même, les satellites polaires se décalent progressivement à chaque révolution, pour se retrouver au bout de 24h sensiblement au même endroit par rapport à la surface de la Terre. L'orbite est dite *héliosynchrone* lorsque le satellite passe au dessus de la surface

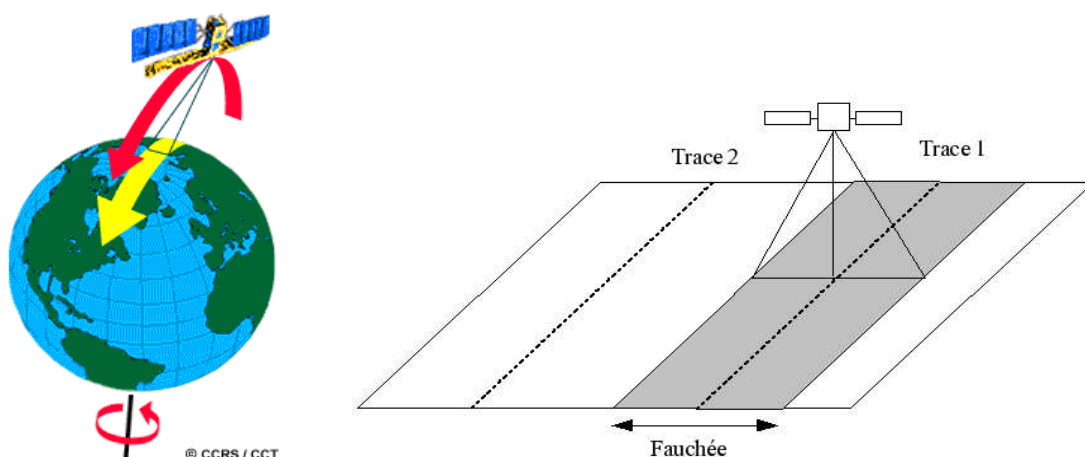


Figure A.1 : Orbite polaire.

toujours à la même heure locale. La *trace* est la projection de l'orbite sur la surface de la Terre. Pour que le capteur puisse observer l'ensemble du globe, il faut que la distance à l'équateur entre deux traces consécutives soit inférieure ou égale à la *fauchée*, c'est à dire la largeur du champ de visée du capteur (figure A.1). Les capteurs à haute résolution ont généralement une fauchée réduite, de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres, tandis que les capteurs a large champ ont des fauchées très larges pouvant atteindre plus de 2000 km.

Les satellites géostationnaires ont la particularité de toujours se situer au dessus du même point de la surface, accompagnant le mouvement de rotation de la Terre. Ils se trouvent sur une orbite équatoriale à une altitude bien supérieure à celle des orbites polaires, à environ 36000 km de la Terre. Cette configuration orbitale permet au satellite d'observer et d'accumuler en continu de l'information sur une large partie du globe. Ainsi, les satellites météorologiques géostationnaires peuvent délivrer toutes les 15 à 30 minutes une image correspondant à l'ensemble de la surface de le Terre visible depuis leur position. Contrairement aux satellites polaires, les observations effectuées pour un point donné de la surface se font toujours avec le même angle de visée. En revanche, l'angle d'illumination solaire varie avec l'heure d'acquisition de la mesure au cours de la journée.

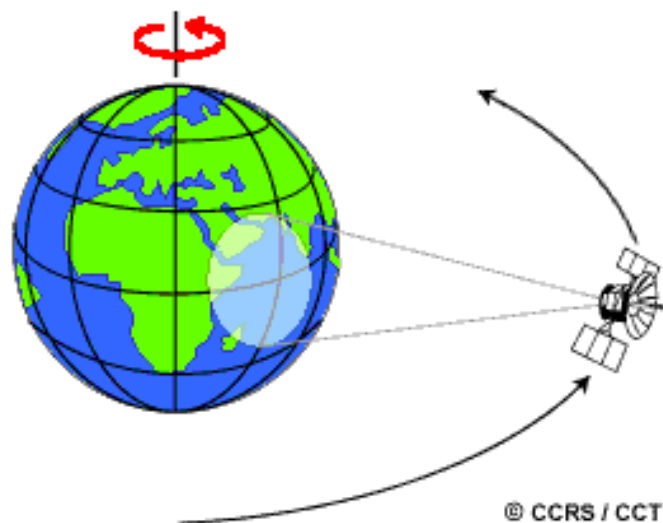


Figure A.2 : Orbite géostationnaire.

IV La série NOAA/AVHRR

AVHRR est un des capteur pionnier pour l'observation de la Terre. La première version a été lancée à bord du satellite TIROS-N de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) en 1978, puis successivement sur les satellites NOAA-6 à 14. Comportant initialement 5 bandes spectrales centrées autour de 0,63 μm , 0,84 μm , 1,6 μm , 3,8 μm et 10,8 μm (sauf sur les satellites 6, 8 et 10) une sixième bande à été rajoutée à 12,1 μm pour la version AVHRR/3 à partir de 1998, date marquant le début d'une nouvelle série intitulée NOAA-K, L, M et N. Le dernier lancement en date a eu lieu en mai 2005. La résolution spatiale maximale du capteur est de 1,1 km au nadir. Cette résolution n'est cependant disponible qu'en mode HRPT (transmission directe vers le sol) ou en mode LAC (Local Area Coverage) dans lequel les données ne sont stockées que pour certaines régions. L'archivage de l'ensemble du globe est effectué à une résolution dégradée de 4 km avec le mode GAC (Global Area Coverage). Les satellites suivent une orbite polaire héliosynchrone permettant un suivi quotidien de tout le globe. Cependant l'heure solaire de passage au dessus

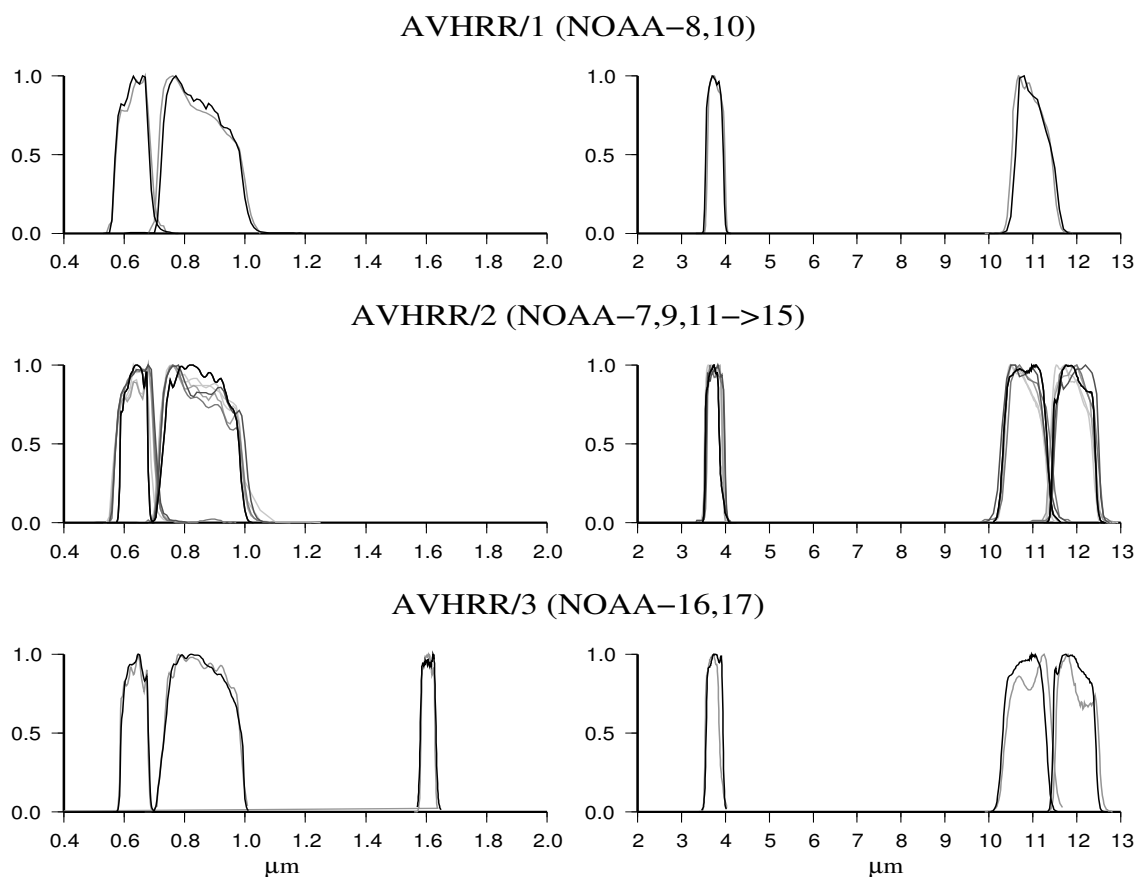


Figure A.3 : Réponses spectrales des capteurs AVHRR de la NOAA. Les niveaux de gris correspondent au différentes versions de l'instrument.

de l'équateur présente une dérive au cours de la vie du satellite. De fait, l'utilisation des données devient difficile au bout de quelques années.

La série METEOSAT

Le premier satellite Meteosat-1 a été lancé en novembre 1977, suivi par Meteosat-2 en 1981. Ces premiers satellites étaient essentiellement à vocation expérimentale. L'exploitation opérationnelle des satellites a été décidée à partir de novembre 1983, ainsi que le lancement par l'ESA d'une nouvelle série, dite MOP (Meteosat Operational Programme) spécifiquement adaptée à l'opérationnel. Meteosat-3, une version modifiée des deux premiers modèles, est mis sur orbite en 1988 pour assurer la continuité des observations avant l'arrivée du premier satellite de la série MOP, Meteosat-4, en 1989. Les satellites Meteosat possèdent 3 bandes spectrales : La première couvre quasiment tout le spectre visible (0,45-1 μm), la seconde l'absorption de la vapeur d'eau dans l'infrarouge (5,7-7,1 μm) et la troisième l'infrarouge thermique (10,5-12,5 μm). La résolution spatiale est de 2,5 km pour le visible sous le satellite et 5 km pour l'infrarouge. La résolution diminue à mesure que l'on s'éloigne du nadir (4,5 km sur l'Europe pour le visible). Les images sont acquises toutes les 30 minutes. Après le lancement de Meteosat-7 en 1997, une nouvelle série de satellite MSG (Meteosat

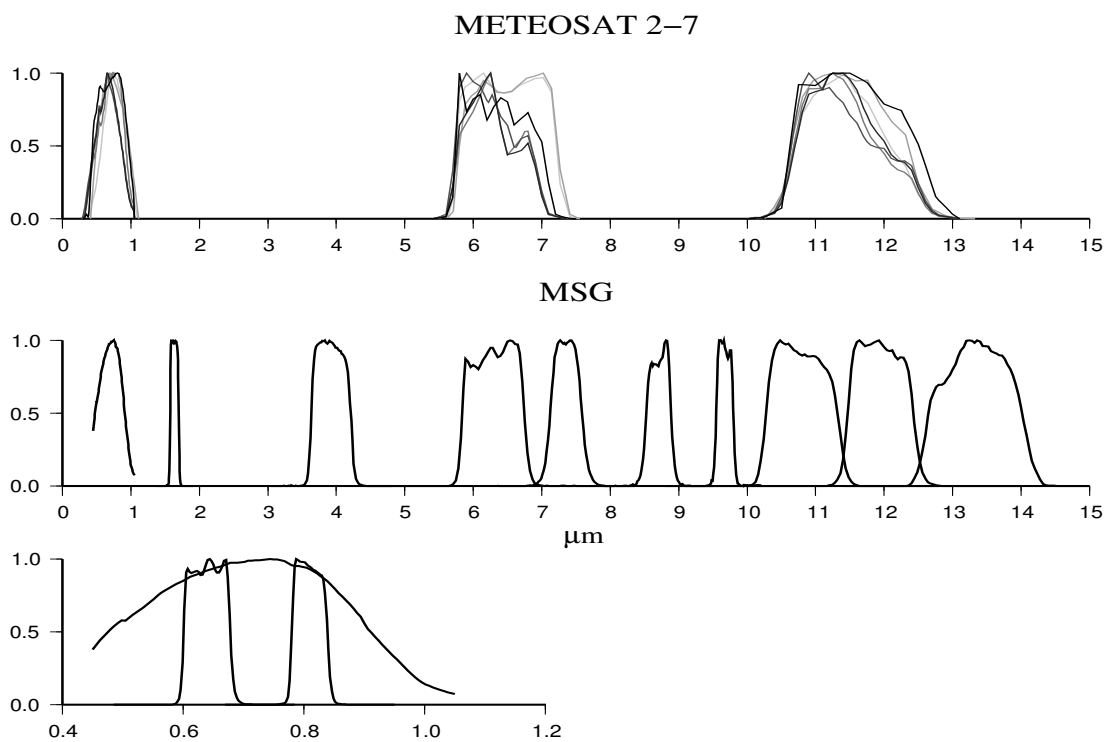


Figure A.4 : Réponses spectrales des capteurs de la série METEOSAT. Les niveaux de gris correspondent aux différentes versions de l'instrument.

Second Generation) est initiée en 2004 et est prévue pour durer au moins 12 ans. La série MSG présente des améliorations substantielles par rapport à la série précédente : L'instrument SEVIRI possède désormais 12 bandes spectrales, dont une à haute résolution spatiale dans le visible (HRV, 1 km au nadir, 0,4-1,1 μm), les autres bandes ayant une résolution maximale de 3 km. La période d'acquisition est désormais de 15 minutes.

VEGETATION

VEGETATION est un instrument à grand champ de visée dont l'objectif est d'assurer un suivi continu, régional et global, de la biosphère continentale et des cultures. Il a été lancé en tant que passager à bord du satellite SPOT-4 en mars 1998, puis à bord SPOT-5 en mai 2002, sur une orbite polaire héliosynchrone à 832 km d'altitude. L'instrument dispose de 4 bandes spectrales centrées sur 458 nm (bleu), 657 nm (rouge), 830 nm (proche infrarouge) et 1644 nm (moyen infrarouge). Il est à noter que VEGETATION possède les mêmes bandes spectrales et les mêmes références géométriques que l'instrument à haute résolution HRV des satellite SPOT, l'ensemble étant inter-étalonné. Cette particularité est très utile pour mener des études à différentes échelles, du local (quelques dizaines de kilomètres) au global. Grâce à une fauchée d'environ 2250 km, VEGETATION fournit des observation quasi quotidienne de tout point de la surface terrestre avec une résolution spatiale constante de 1,15 km quel que soit l'angle de visée.

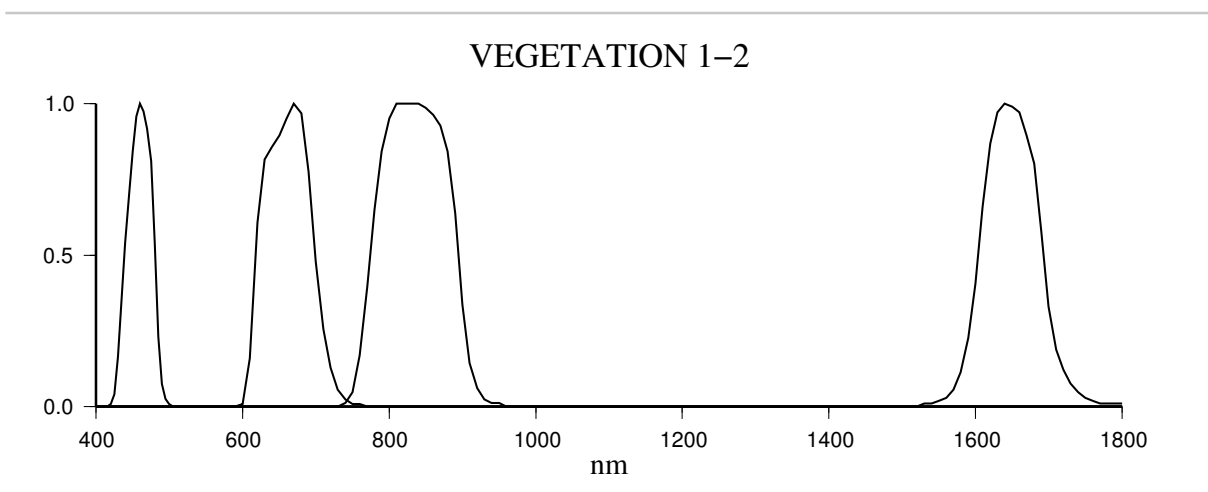


Figure A.5 : Réponse spectrale de l'instrument VEGETATION

V POLDER

POLDER est un instrument conçu sous la maîtrise d'oeuvre du CNES afin d'étudier les caractéristiques directionnelles et spectrales et la polarisation de la lumière solaire réfléchiée par les aérosols, les nuages, les océans et les terres émergées. Le capteur dispose de 9 bandes spectrales dans le visible et le proche infra-rouge, et dont les applications sont résumées par la figure : Les bandes centrées sur 443, 490, 565 nm sont dédiées à l'observation de la couleur de l'océan. Celles à 670 et 865 nm permettent le suivi de la végétation, tandis que les bandes 763 et 910 nm ont été choisies pour estimer l'absorption par l'oxygène et la vapeur d'eau. L'étude des nuages et des aérosols mobilise quasiment l'ensemble des bandes disponibles. De plus, trois de ces bandes, 443, 665 et 865 nm sont acquises en mode polarisé (polarisation verticale et horizontale). La mesure de la lumière polarisée est utile pour la détection des nuages et l'estimation de la diffusion moléculaire et des aérosols dans l'atmosphère.

L'autre innovation de POLDER est de mesurer la luminance dans différents plans de visées. A cours de son passage, le capteur voit un même point de la surface successivement selon 14 directions de visée différentes. Cette particularité permet de multiplier le nombre de configurations géométriques dans lesquelles la surface est observée et ainsi de mieux représenter la dépendance directionnelle de la réflectance.

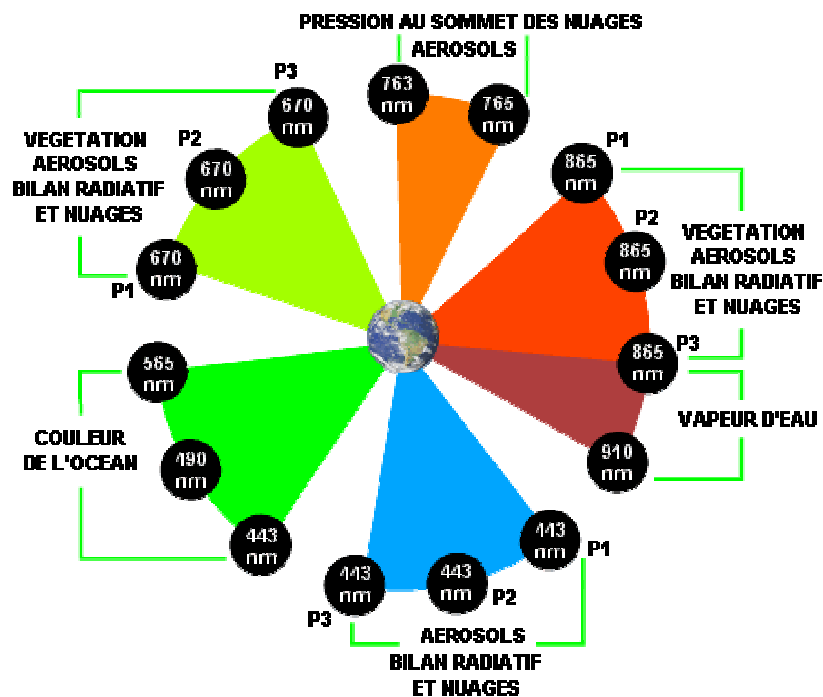


Figure A.6 : Domaines d'utilisation des bandes de POLDER

POLDER a été utilisé au cours des campagnes aéroportées BOREAS (Boreal Ecosystem-Atmosphere Study, 1990) et HAPEX-SAHEL (Prince et al. 1995) et en tant que passager des satellites japonais ADEOS 1 et 2 lancés respectivement en août 1996 et en décembre 2002. Avec une orbite héliosynchrone à environ 800 km d'altitude, POLDER délivre des images à 7 km de résolution couvrant quotidiennement toute la surface du globe. Malheureusement, les deux satellites ont tous deux été perdus après seulement 10 mois de fonctionnement en orbite. Le micro-satellite PARASOL, lancé en décembre 2004 avec une durée de vie estimée à deux ans, embarque lui aussi une version de l'instrument POLDER.

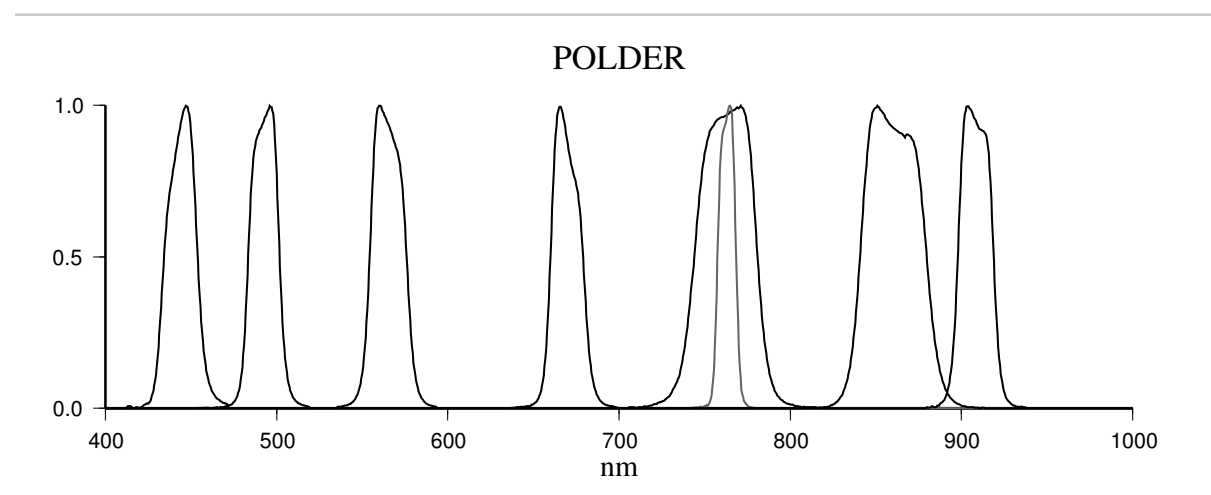


Figure A.7 : Réponse spectrale de l'instrument POLDER

VI MERIS

MERIS est un instrument embarqué sur le satellite européen ENVISAT qui a été lancé le 25 février 2002. La principale mission de MERIS est la mesure de la couleur de l'eau au niveau des océans et des zones côtières. Les paramètres qu'il permet de restituer sont par exemple la concentration en pigments chlorophylliens ou en sédiments en suspension. MERIS peut cependant être utilisé pour l'observation des surfaces continentales de la même manière que les autres capteurs optiques à grand champ. MERIS possède une grande finesse spectrale avec 15 bandes réparties dans le visible, de 445 à 900 nm. Ces bandes présentent de plus une largeur de l'ordre de 10 nm, ce qui est beaucoup plus étroit comparé aux bandes des autres capteurs. La résolution spatiale est de 300 m en mode pleine résolution et de 1 km en mode résolution dégradée. La contrepartie de cette haute résolution spatiale est une répétitivité un peu plus faible que les autres capteurs défilant, de l'ordre de 1,5 jours.

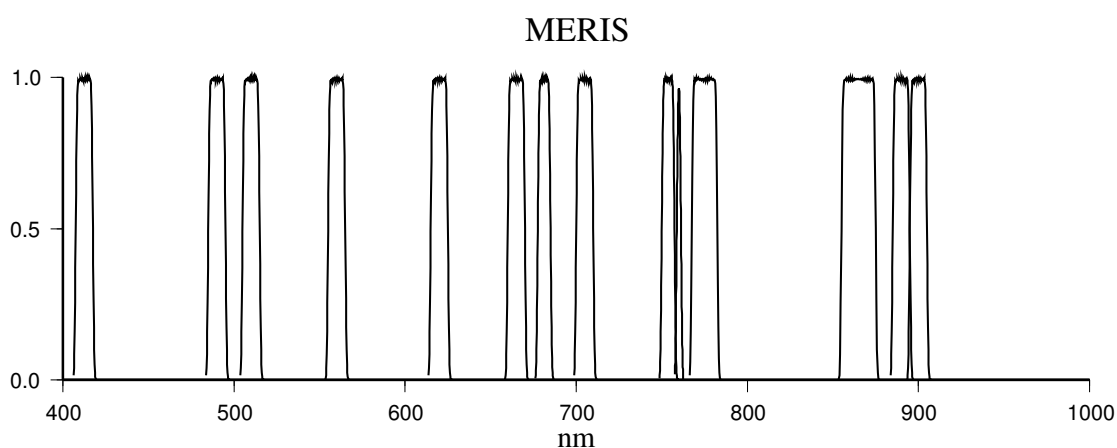


Figure A.8 : Réponse spectrale de l'instrument MERIS

Annexe B : Publications et communications

Liste des publications

Kouraev A., Sakharova E, Samain, O., Mognard-Campbell N. and Cazenave A. Ob' river discharge from Topex/Poséidon satellite altimetry, *Remote Sensing of Environment*, 93, 238-245, 2004.

Samain O., J-L. Roujean, B. Geiger, Fusion of AVHRR and VEGETATION data using a Kalman filter for the retrieval of surface BRDF and albedo. *IGARSS 2005 proceedings*.

Geiger B., O. Samain , F. Baret , O. Hagolle, P. Bicheron, J.-L. Roujean , L. Franchisteguy , M. Leroy. Multi-sensor data fusion for deriving bio-physical variables in the Cyclopes project. *IGARSS 2004 proceedings*, vol. IV, pp. 2524-2527.

Geiger B., O. Samain, CYCLOPES Algorithm Theoretical Basis Document: Albedo determination.

Samain O., J-L. Roujean, B. Geiger, Spectral normalization and fusion of optical sensors for the retrieval of BRDF and albedo: Application to VEGETATION, MODIS and MERIS datasets, *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*. (En cours de révision)

Liste des communications

Multi-sensor fusion perspectives for the CYCLOPES project. *CYCLOPES annual meeting*, 1/03/2005, Paris

Fusion of AVHRR and VEGETATION data using a Kalman filter for the retrieval of surface BRDF and albedo. *IGARS 2005*, 26/07/2003, Corée du sud,

Bibliographie

Adams J.B., D. E. Sabol, V. Kapos, R. A. Filho, D. A. Roberts, M. O. Smith and A.R. Gillespie. Classification of multispectral images based on fractions of endmembers: Application to land-cover change in the Brazilian Amazon. *Remote Sens. Environ.*, 52:137-154, 1995.

Asner, G.P. Biophysical and biochemical sources of variability in canopy reflectance. *Remote Sens. Environ.* 64:234-253, 1998.

Asner G.P., C.A. Wessman, D.S. Schimel and S. Archer. Variability in leaf and litter optical properties: implications for canopy BRDF model inversions using AVHRR, MODIS, and MISR. *Remote Sens. Environ.* 63:200-215, 1998.

Asner G.P., C.A. Wessman and S. Archer. Scale dependence of absorption of photosynthetically active radiation in terrestrial ecosystems. *Ecological Applications* 8:906-925, 1998.

Badhwar G. D., W. Verhoef and N.J.J. Bunnik, "Comparative study of Suits and SAIL canopy reflectance models", *Remote Sens. Environ.*, vol. 17, pp. 179-195, 1985.

Bartholomé E., Belward A. S., Achard F., Bartalev S., Carmona Moreno C., Eva H., Fritz S., Grégoire J.-M., Mayaux P., Stibig H.-J., Global Land Cover mapping for the year 2000 - Project status November 2002 (ref EUR 20524).

Bell I., Baranoski G.V.G. Reducing the Dimensionality of Plant Spectral Databases. *IEEE Trans. on Geosci. Remote Sensing.* vol. 42, N°3, pp. 570-7, March, 2004.

Benediktsson J. A., M. Pesaresi, and K. Arnason, Classification and feature extraction for remote sensing images from urban areas based on morphological transformations, *IEEE Tran. on Geosci. and Remote Sensing*, vol. 41, N°9, pp. 1940-1949, 2003.

The Boreal Ecosystem-Atmosphere Study (BOREAS), 1990. http://www-eosdis.ornl.gov/BOREAS/boreas_home_page.html.

Cabot F. and G. Dedieu, Surface Albedo from Space: Coupling Bi-directional Models and Remotely sensed Measurements. *Journal of Geophys. Research*, 102:19645-19663, 1997.

- Chandrasekhar S., Radiative transfert, *Oxford, Clarendon press*, 1960.
- Chavez P.S. Jr., Sides S.C., Anderson J.A., Comparison of three different methods to merge multiresolution and multispectral data : Landsat TM and SPOT Panchromatic, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, Vol. 57, N° 3, pp. 295-303, 1991.
- Chou K.C., A.S. Willsky and R. Nikoukhah, "Multiscale recursive estimation, data fusion, and regularization," *IEEE Trans. Automatic Control*, vol. 39, N°3, pp. 464-478, 1994.
- Christopher J.K, J.M. Norman and S.T. Gower, Characterization of radiation regimes in nonrandom forest canopies: theory, measurements, and a simplified modeling approach *Tree Physiology* 19:695–706, 1999.
- Cihlar J., D. Manak and N. Voisin, AVHRR bidirectional reflectance effects and composite, *Remote Sens. Environ.*, 48: 77-88, 1994.
- Clark, R.N., G.A. Swayze, A.J. Gallagher, T.V.V. King, and W.M. Calvin, The U.S. Geological Survey, Digital Spectral Library: Version 1: 0.2 to 3.0 microns, *U.S. Geological Survey Open File Report 93-592*, 1340 pages, 1993, <http://speclab.cr.usgs.gov>.
- Cox P.M., R.A. Betts, C.D. Jones, S.A. Spall, and I.J. Totterdell, Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model, *Nature*, 408, 184-187, 2000.
- Dickinson R. E., P.J. Sellers and D.S. Kimes, Albedos of homogeneous semi-infinite canopies: Comparison of two-stream analytic and numerical solutions. *J. Geophys. Res.*, 92, 4282-4286, 1987.
- Foley J.A., The Sensitivity of the Terrestrial Biosphere to Climatic Change - a Simulation of the Middle Holocene, *Global Biogeochemical Cycles*, 8 (4), 505-525, 1994.
- Fujiwara N., K. Muramatsu, S. Awa, T. Hazumi, and F. Ochiai, Pattern Expand Method for Satellite Data Analysis, *Journal of the Remote sensing Society of Japan*, vol. 17, N°3, pp. 17-34, 1996 (in Japanese). Also in the proceedings of ACRS, 1999 (in English).
- Garguet-Duport B., Girel J., Chassery J-M., and Pautou G., The use of multiresolution analysis and wavelets transform for merging SPOT panchromatic and multispectral image data , *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, Vol 62, N°9, pp. 1057-1066, 1996.
- Geiger B., O. Samain , F. Baret , O. Hagolle, P. Bicheron, J.-L. Roujean , L. Franchisteguy , M. Leroy. Multi-sensor data fusion for deriving bio-physical variables in the Cyclopes project. IGARSS 2004 proceedings, vol. IV, pp. 2524-2527.

- Geiger B., CYCLOPES Algorithm Theoretical Basis Document: Directional normalization, version 2.0, 2005.
- Geiger B., O. Samain, CYCLOPES Algorithm Theoretical Basis Document: Albedo determination, version 2.0, 2005.
- Gillespie A.R., Kahle A.B., Walker R.E., Color enhancement of highly correlated images-II. Channel ratio and chromaticity transformation techniques, *Remote Sens. of Environ.* 22, 343- 365, 1987.
- Gobron N., B. Pinty, M.M. Verstraete, J.V. Martonchik, Y. Knyazikhin, and D. Diner, Potential of Multiangular Spectral Measurements to Characterize Land Surfaces: Conceptual Approach and Exploratory Application, *Journ. of Geophys. Research*, **105**, 17,539-17,549, 2000.
- Goel N.S. and Deering D.W., Evaluating of a canopy reflectance model for LAI estimation through its inversion, *IEEE Trans. On Geoscience and Remote Sensing*, GE-23, pp. 2999-3015, 1985.
- Goel N. S., Models of vegetation canopy reflectance and their use in estimation of biophysical parameters from reflectance data, *Remote Sens. Review*, vol. 4, pp. 1-212, 1988.
- Gueymard C., D. Myers, K. Emery, Proposed reference irradiance spectra for solar energy systems testing, *Solar Energy*, vol. 73, Issue 6, pp. 443-467, 2002.
- Hagolle O., A. Lobo, P. Maiongrande, F. Cabot, B. Duchemin and A. De Pereyra. Quality assessment and improvement of temporally composited products of remotely sensed imagery by combination of VEGETATION 1 and 2 images, *Remote Sens. of Environ.*, 94, 172-186, 2004.
- Hagolle O. Cabot F., CYCLOPES level 1 processing : Algorithm Theoretical Basis Document, 2003.
- Hall, F.G., P.J. Sellers, M. Apps. D. Baldocchi, J. Cihlar, B. Goodison, H. Margolis, A. Nelson. "BOREAS: Boreal Ecosystem-Atmosphere Study", *IEEE Geosci. and Remote Sens. Society Newsletter*, March 1993, 9-17, 1993.
- Hapke B., Bidirectional reflectance spectroscopy 1. Theory, *Journ. of Geophysical Research*. 86, 3039-3054, 1981.
- Hoerl A.E and Kennard R.W., Ridge regression: Biased estimation for non orthogonal problems. *Technometrics*, 12(3):55-67, 1970.

Hosgood B., S. Jacquemoud, G. Andreoli, J. Verdebout, A. Pedrini, and G. Schmuck, The JRC Leaf Optical Properties Experiment (LOPEX'93), European Commission, Joint Research Centre, Institute for Remote Sensing Applications, Report EUR 16095 EN, 1995.

Huete A.R. and Escadafal R., Assessment of biophysical soil properties through spectral decomposition techniques, *Remote Sens. Environ.*, vol. 35, pp. 149-159, 1991.

Intergovernmental Panel on Climate Change, Land use, land-use change, and forestry. Special report. *Cambridge Univ. Press*, 2000.

Jacquemoud S., Baret F., Hanocq J.F., Modeling spectral and bidirectional soil reflectance, *Remote Sens. of Environ.*, 41:123-132, 1992.

Jacquemoud S., Baret F., Andrieu B., Danson F.M., Jaggard K., Extraction of vegetation biophysical parameters by inversion of the PROSPECT+SAIL model on sugar beet canopy reflectance data – Application to TM data, *Remote Sens. Environ.*, 52:163-172, 1995.

Jacquemoud S., Ustin S.L., Verdebout J., Schmuck G., Andreoli G., Hosgood B., Estimating leaf biochemistry using the PROSPECT leaf optical properties model, *Remote Sens. of Environ.*, 56(3):194-20, 1996.

Jin Y., C. Schaaf, F. Gao, X. Li, A. Strahler, C. Bruegge, and J. Martonchik, Improving MODIS surface BRDF/Albedo retrievals with MISR observations, *IEEE Trans. on Geosci. and Remote Sensing*, vol. 40, N°7, pp. 1,593-1,604, 2002.

Jupp D.L.B. and Strahler A.H. A Hotspot Model for Leaf Canopies. *Remote Sens. Environ.* 38, 193-210, 1991.

Kalman, R. E. A New Approach to Linear Filtering and Prediction Problems, *Trans. of the ASME Journal of Basic Engineering*, pp. 35-45, 1960.

Kaufman Y.J. and D. Tanré, Strategy for direct and indirect methods for correcting the aerosol effect on remote sensing: From AVHRR to EOS-MODIS, *Remote Sens. Environ.*, 55:65-79, 1996.

Kimes D.S., Dynamics of directional reflectance factor distributions for vegetation canopies, *Applied Optics*, 22, 1364-1373, 1983.

Kneubühler M., Schaepman M., Thome K., Müller A., and Baret F., Early Vicarious Calibration Results: Absolute Calibration over Characterised land Targets in USA. *MERIS Radiometric Performance, Envisat Calibration Review*, ESA SP-520 (CD-ROM), pp: 8-13, 2002.

- Kubelka P. and Munk F. Ein Beitrag zur Optik der Farbanstriche, *Z. Tech Physik*, 12:593, 1931.
- Kuusik A. The hot spot effect of a uniform vegetative cover, *Sov. J. Remote Sens.*, 3(4): 645-658, 1985.
- Lacaze R. and J.L. Roujean. G-function and HOT SpOT (GHOST) reflectance model for upscaling issues: Application to airborne POLDER data. *Remote Sens. Environ.* 76 , 1-14, 2000.
- Lacaze R., Chen J.M., Roujean J.L., Retrieval of vegetation clumping index using hot spot signatures measured by POLDER instrument *Remote Sens. Environ.*, 79 (1): 84-95, 2002.
- Leroy M. and J.L. Roujean, Sun and view angle corrections on reflectances derived from NOAA/AVHRR data, *IEEE Trans. on Geosci. and Remote Sensing*, 32, pp. 684-697, 1994.
- Liang S. Narrow to broadband conversion of land surface albedo I: algorithms, *Remote Sens. Environ.* 76:213-238, 2000.
- Liang S., C. Shuey, A. Russ, H. Fang, M. Chen, C. Walthall, C. Daughtry, Narrowband to Broadband Conversions of Land Surface Albedo: II. Validation, *Remote Sens. of Environ.*, 84(1):25-41, 2003.
- Liang, S., A direct algorithm for estimating land surface broadband albedos from MODIS Imagery, *IEEE Trans. on Geosci. and Remote Sensing*, 41(1):136-145, 2003.
- Luo Y., A. P. Trishchenko, R. Latifovic, K. Khlopenkov, Z. Li, BRDF/Albedo retrievals from the Terra and Aqua MODIS systems at 500-m spatial resolution and 10-day intervals, *Remote Sens. in Atmospheric Pollution Monitoring and Control.*, Proceedings of the SPIE, vol. 5549, pp. 194-20, 2004.
- Nicholson S.E., Land surface-atmosphere-interactions: Physical processes and surface changes and their impact, *Prog. Physi. Geogr.*, 12, 36-65, 1988.
- Nicholson S.E., Tucker C.J. and Ba M.B., Desertification drought and surface vegetation: An example from the West Sahel, *Bulletin of American Meteorological Society*, 79, 815-829, 1998.
- Noilhan J. and J.-F. Mahfouf. The ISBA land surface parameterization scheme. *Global and Plan. Change*, 13, 145-159, 1996.
- Pinty B., N. Gobron, J.-L. Widlowski , S.A. W. Gerstl, M.M. Verstraete, M. Antunes, C. Bacour, F. Gascon, J.-P. Gastellu, N. Goel, S. Jacquemoud, P. North, W. Qin, and R.

Thompson, Radiation Transfer Model Intercomparison (RAMI) Exercise, *Journ. of Geophy. Research*, 106, 11,937-11,956, 2001.

Polcher J., McAvaney B., Viterbo P., Gaertner M.-A., Hahmann A., Mahfouf J.-F., Noilhan J., Phillips T., Pitman A.J., Schlosser C.A., Schulz J.-P., Timbal B., Verseghy D. and Xue Y., A proposal for a general interface between land-surface schemes and general circulation models. *Global and Planetary Change*, 19, pp 263-278, 1998.

Prince *et al.* 1995. Geographical, biological and remote sensing aspects of the Hydrologic Atmospheric Pilot Experiment in the Sahel (HAPEX-SAHEL), *Remote Sens. Environ.*, vol. 51, pp. 215-234, 1995.

Raffy M., Heterogeneity and change of scales in models of remote sensing. Spatialization of multispectral models. *Int. Journal of Remote Sens.* Vol. 15, n° 12, p. 2359-2380, 1994.

Rahman H., Dedieu G. SMAC: A simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum, *Int. Journ. Remote Sensing*, vol.15, N°1, 123-143, 1994.

Ricchiazzi Paul *et al.* Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer, 1998. <http://arm.mrcsb.com/sbdart/>.

Roberts D.A., M. Gardner, R. Church, S. Ustin, G. Scheer, and R.O. Green, 1997. "Mapping chaparral in the Santa Monica Mountains using multiple endmember spectral mixture models", *Remote Sens. Environ.*, vol. 65, pp. 267-279, 1997.

Ross J.K. The Radiation Regime and Architecture of Plant Stands. *Dr W. Junk publishers*, Boston, 1981.

Rahman, H., and G. Dedieu: 1994. "SMAC: A Simplified Method for the Atmospheric Correction of Satellite Measurements in the Solar Spectrum". *Int. Journ. for Remote Sens.* 15: 123-143.

Roujean J.L., M. Leroy, P.Y. Deschamps. A bi-directional reflectance model of the earth's surface for the correction of remote sensing data, *Journ. Geophys. Res.*, vol. 97, pp. 20,455-20,468, 1992.

Roujean J.L. Two-story equations of transmission of solar energy (TSETSE) in open boreal conifer tree stands. *Jour. Geophys. Res.*, 104, 27,869-27,879, 1999.

Roujean J.L., Lacaze R., Global mapping of vegetation parameters from POLDER multiangular measurements for studies of surface-atmosphere interactions: A pragmatic method and its validation. *J. Geophys. Res.*, 107, D12, June 2002.

Sala O. E., Chapin F. S., Armesto J.J., Berlow E., Bloomfield J., Dirzo R., Huber- Sanwald E., Hueneke L.F., Jackson R.B., Kinzig A., Leemans R., Lodge D.M., Mooney H.A., Oosterheld M., Poff N.L., Sykes M.T., Walker B.H., Walker M. and Wall D.H., Biodiversity: Global biodiversity

scenarios for the year 2100, *Science* 287, 1770-1774, 2000.

Salisbury J.W., L.S. Walter, N. Vergo, and D.M. D'Aria, Infrared (2.1-25 microns) spectra of minerals, The Johns Hopkins University Press, Baltimore, 267pp, 1991.

Showengerdt R.A., Reconstruction of Multispatial, Multispectral Image Data Using Spatial Frequency Content. *Photogrammetric Engineering and Remote Sens.* Vol. 46, N° 10, pp. 1325-1334, 1980.

Suits, G. H. The calculation of the directional reflectance of a vegetative canopy. *Remote Sens. Environ.* 2: 117-125, 1972.

Tolba M. K. and El-Kholy O. A., The world environment 1972-1992: Two decades of challenge. Chapman & Hall, London, 1992.

Toumazou V., J.F. Cretaux, Using a Lanczos eigensolver in the computation of Empirical Orthogonal Functions. *Monthly Weather Review*, vol. 125, no. 5, pp. 1243-1250, 2001.

Turner B. L. II, Clark W. C., Kates R. W., Richards J. F., Mathews J. T. and Meyer W. B., The earth as transformed by human action: Global and regional changes in the biosphere over the past 300 years. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1990.

Van Leeuwen W.J.D. and J.L. Roujean. Land surface albedo from the synergistic use of polar (EPS) and geostationary (MSG) observing systems: An assessment of physical uncertainties. *Remote Sens. Environ.* 81, 1-17, 2002.

Verhoef, W. Light scattering by leaf layers with application to canopy reflectance modeling: the SAIL model. *Remote Sens. Environ.* 16:125-141, 1984.

Verhoef, W., Improved modelling of multiple scattering in leaf canopy: the model SAIL++. *Proceedings of the First International Symposium on Recent advances in Quantitative Remote Sensing*, 11-20, 2002.

Vermote E. F., D. Tanré, J. L. Deuzé, M. Herman and J. J. Morcette, Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S: An Overview. *IEEE Trans. on Geosci. and Remote Sensing*, 35, 675-686, 1997.

Walthall C.L., J.M. Norman, J.M. Welles, G. Campbell, and B.L. Blad, Simple Equation to Approximate the Bidirectional Reflectance from Vegetative Canopies and Bare Surfaces, *Applied Optics* 24, N°3 : 383-387, 1985.

Wanner W., Li X., and Strahler A. On the derivation of kernels for kernel-driven models of bidirectional reflectance. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 100(D10), 21077-21089, 1995.

Weiss M., F. Baret, M. Leroy, A. Bégué, O. Hautecoeur, and R. Santer, Hemispherical reflectance and

albedo estimates from the accumulation of across-track sun-synchronous satellite data, *J. Geophys. Res.*, 104(D18), 22,221–22,232, 1999.

Zeng N., J.D. Neelin, K.M. Lau, and C.J. Tucker, Enhancement of interdecadal climate variability in the Sahel by vegetation interaction, *Science*, 286 (5444), 1537-1540, 1999.

Zhou J., Civco D.L., Silander J.A., A wavelet transform method to merge Landsat TM and SPOT panchromatic data , *International Journal of Remote Sensing* 19, 743-757, 1998.

Multi-sensor fusion of optical satellite data for the determination of surface biophysical parameters.

This work aims at improving the determination of surface biophysical parameters, such as albedo, leaf area index or fraction of vegetation cover, by combining data from different wide field optical sensors (SPOT/VEGETATION, ENVISAT/MERIS, NOAA/AVHRR, ADEOS/POLDER). This study stands in the framework of the monitoring of the surface and vegetation at a global scale, in relation with the CYCLOPES project.

The objectives of multi-sensor fusion is to benefit from the various sensors complementary characteristics in terms of spatial, spectral, directional and temporal resolution, in order to improve the determination of biophysical parameters, and particularly to reduce the number of gaps in the products caused by the cloud cover. The multi-sensor fusion is also necessary for the reconstruction of long coherent time series from data provided by different sensors onboard successive satellites.

One of the main difficulties relies on the different spectral responses of the sensors considered. In order to make the measurements of these sensors compatibles, two methods of spectral normalization are proposed and evaluated by using airborne hyperspectral data and measurements from MERIS and VEGETATION. The fusion of these two sensors, when applying the spectral normalization, shows an improvement of the product spatio-temporal coverage and a reduction of the theoretical standard deviation compared to the variables obtained from one sensor only. An other challenge is the processing of data acquired at different spatial resolution. For this a downscaling method based on the use of a Kalman filter, was developed to correct the low resolution data to reproduce the sub-pixel spatial heterogeneity. This method was successfully applied applied to 1 km VEGETATION and 8 km AVHRR data without apparent loss in spatial resolution. The Kalman filter, by providing continuous daily estimates, also offers a better temporal resolution compared to standard regression analysis based on a sliding temporal window.

Keywords : Fusion, multi-sensor, satellite, remote sensing, biophysical parameters, Kalman

